

2р. 70 к.



**Корреляция
тектонических
событий
новейшего этапа
развития Земли**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли

Труды, вып. 399



МОСКВА
"НАУКА"
1985

свя-
укту-
ой из
яд ли
кото-
вания
мых,
дни
дова-
мно-
ьные

980]
ой и
тек-
нти-
ыми
зуль-
ский
г ус-
ания
пра-
боко

фия,
к пу-
ного
лось

акие
с ни-
стей

м из
ские
чни-
ция
тел
тек-
ют-

юго
сов

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

CORRELATION BETWEEN TECTONIC EVENTS
OF THE MODERN STAGE IN THE EARTH'S DEVELOPMENT

Transaction, vol. 399

Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли/ Н.В. Лукина, В.И. Макаров, В.Г. Трифонов, Г.И. Волчкова. — М.: Наука, 1985. — (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 399).

Корреляция неотектонических событий подвижных поясов Земли приводит к выводу о существовании крупных сегментов земной коры, отдельные части которых характеризуются синхронностью важнейших проявлений тектонической активности. Сопоставление таких сегментов, несмотря на особенности их неотектонического развития, выявляет общие импульсы (фазы) активизации, отражающие глобальную ритмичность тектогенеза, и раскрывает специфику неотектонического этапа в мезозойско-кайнозойском развитии планеты.

Табл. 11, ил. 42, библиогр.: с. 155—171 (500 назв.)

Рецензенты: А.Е. Шлезингер, Г.П. Горшков

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор)
член-корреспондент АН СССР П.П. Тимофеев,
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор
академик А.В. Пейве

Reviewers: A.E. Shlezinger, G.P. Gorshkov

Editorial board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-Chief),
Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR P. P. Timofeev,
V. G. Gerbova, V. A. Krashenninikov

Responsible editor
Academician A. V. Peive

ВВЕДЕНИЕ

Проблема пространственно-временных и причинно-следственных (генетических) связей тектонических и других геологических явлений, создавших современную структуру земной коры и литосферы в целом и происходящих в наши дни, является одной из самых важнейших в геологии, возникших практически на заре ее развития. Вряд ли необходимо доказывать теоретическую и практическую значимость ее решения, которое позволит объяснить как общие, так и частные закономерности формирования структуры земной коры и соответственно размещения в ней полезных ископаемых, а также сейсмических и других неблагоприятных явлений. Однако лишь в наши дни эта проблема стала особенно острой и насущной. Геолого-географические исследования, выйдя за пределы континентов, приобрели глобальный характер, и решение многих частных региональных и даже узко-местных задач опирается теперь на глобальные или по крайней мере панрегиональные модели.

В монографии "Проблемы глобальной корреляции геологических явлений" [1980] достаточно обстоятельно показано, что несмотря на большие успехи практической и теоретической геологии, достигнутые на основе представлений о единстве главных тектонических явлений (фаз и эпох активизаций, стадий и циклов общего развития континентальных массивов), сами эти представления не являются достаточно доказанными и общепринятыми. Это объясняется двумя основными причинами. Во-первых, в результате активного изучения и освоения земных недр получен обширнейший фактический материал разной детальности и качества, который далеко не всегда соответствует употребляемым схемам и нередко кажется противоречащим им. Во-вторых, исследования в области сравнительной тектоники или геологической корреляции в целом, как правило, были и остаются все еще односторонними и лишены единой и достаточно глубоко разработанной методической основы.

Определенным шагом вперед в этом отношении является упомянутая монография, в которой наряду с освещением общих вопросов проанализирован ряд конкретных путей и методов геологической корреляции и показана возможность многозначного толкования некоторых геологических явлений и образований, в том числе, казалось бы, достаточно хороших реперов (например, несогласий).

Но основная задача остается все еще не решенной достаточно определенно. Какие (какого ранга и какой продолжительности) тектонические движения и связанные с ними процессы являются глобальными? Каковы причины наблюдаемых особенностей пространственно-временного проявления этих явлений?

До сих пор решение указанных вопросов осуществляли, исходя главным образом из положения (чаще всего априорно, неосознанно принимаемого), что тектонические процессы являются формой собственного развития Земли с энергетическими источниками, заключенными в ее недрах. Планетологические же аспекты, в том числе реакция Земли (и особенно литосферы) на воздействия со стороны других космических тел (прежде всего Солнца и планет его системы), не получили еще должного места в геотектонике. Для рассматриваемой же проблемы эти аспекты (космогенные) представляются достаточно интересными.

Космогенные факторы должны, очевидно, проявиться в масштабе всего земного шара, глобально. Значение и удельный вес этой составляющей геологических процессов

относительно собственно земных (геогенных) факторов, связанных с автономными эндогенными процессами, в настоящее время не оценены сколько-нибудь определенно. Эту важную оценку можно, вероятно, получить именно путем глобальной корреляции геологических явлений.

Космогенные силы могут проявиться в тектонических процессах либо самостоятельно, либо во взаимодействии с собственно земными процессами. Последнее может заключаться в иницировании, в активизации или, наоборот, в подавлении геогенных процессов космогенными. Очевидно соответствующие изменения в ходе тектонических процессов должны будут происходить во всех областях земного шара, вероятно, по-разному, но, что для нас важно, одновременно.

Представляется, что в проблеме корреляции геологических событий на Земле одна из перспективных задач — выявление двух составляющих: собственно земной (геогенной, связанной с внутренними земными источниками энергии) и внешней (космогенной, отражающей воздействие внеземных, а точнее, межпланетных или, в общем случае, космических источников энергии).

Этот путь исследования предполагает необходимость сопоставления цикличности, периодичности и тенденций изменения тектонических и климатических событий на Земле с событиями внеземными, т.е. включения в исследование астрофизических данных. Совпадение времени и длительности тех и других явлений позволило бы более уверенно говорить об однопричинности или, во всяком случае, определенной соподчиненности и последовательности космогенных и геогенных процессов. "Спектральный" анализ этих процессов (определение их разнопорядковости) позволит, возможно, отделить внешние причины от внутренних.

Говоря о синхронности, необходимо также уточнить содержание самого этого понятия, которое, как показывает анализ геологической литературы, трактуется не всегда одинаково. Можно, вероятно, говорить о синхронности полной и синхронности частичной. В первом случае имеет место одновременность событий, близких как по качеству (форме), так и по количественным показателям (знаку, амплитуде, интенсивности, продолжительности, времени начала и окончания). Под частичной синхронностью предлагается понимать одновременность событий, которые могут различаться по каким-либо качественным и (или) количественным характеристикам.

Учитывая, что анализу подвергаются сложные процессы, происходящие в инертной среде (земной коре), в которой не только распространение деформаций происходит весьма медленно, но и вообще средняя скорость практически всех процессов, образовавших те или иные вещественно-структурные формы, очень мала, одновременность геологических событий следует, вероятно, определять достаточно широкими временными интервалами. Это особенно касается генетически взаимосвязанных событий, которые осуществляются, с одной стороны, поэтапно изменяя свою форму, с другой — проявляясь в различных формах в разных частях пространства, но в конечном итоге создавая генетически единую и морфологически неделимую форму. В качестве наиболее простого примера можно привести эрозионно-аккумулятивный цикл, формирующий речную террасу. В пределах такого цикла в разных частях речной долины одновременно происходят качественно различные процессы эрозии и аккумуляции; однотипные процессы здесь фактически асинхронны или по крайней мере имеют разную длительность или интенсивность в разных частях долины. Поэтому для региональной и тем более межрегиональной корреляции в данном случае возможно и целесообразно, очевидно, использовать лишь региональные террасы в целом, а не отдельные их части.

Таким образом, корреляция геологических событий должна осуществляться на уровне объектов строго определенных рангов.

В проблеме корреляции геологических событий и образований практически объединяются задачи двух существенно разных категорий. Задачей генерального масштаба является многосторонняя и всеобъемлющая корреляция основных процессов, которая в конечном счете направлена на выяснение причин и механизма тектоно-магматических процессов, закономерностей времени, места и формы их проявлений.

Весьма многочисленны и разнообразны частные задачи геологической корреляции, направленные на решение конкретных научных и практических вопросов. К таким задачам относятся, например, прослеживание и корреляция некоторых характеристик тектонических движений (знака, формы, активности и т.д.), стратиграфических границ или интервалов, поверхностей выравнивания, речных террас; установление пространственных взаимоотношений или парагенетических рядов осадочных и вулканогенных отложений, разрывных нарушений и т.д. Каждая из этих задач включает исследование более или менее широкого круга специфических явлений и требует своеобразного комплекса методов (см., например, [Проблемы глобальной ..., 1980]).

Таким образом, геологическая корреляция может состоять в решении как общих геотектонических задач глобального масштаба, так и частных задач глобального, регионального и локального масштабов.

При постановке задачи глобальной или межрегиональной корреляции тектонических событий встает вопрос о принципиальной возможности ее решения при отсутствии единой стратиграфической шкалы, достаточно (и одинаково) дробной и достаточно обоснованной во всех своих частях и во всех регионах. В зависимости от степени изученности разных областей время, продолжительность и масштаб сопоставляемых явлений могут представляться нам существенно отличными или, наоборот, достаточно близкими. В этих условиях определенное решение проблемы корреляции геологических явлений возможно, очевидно, путем многоаспектного анализа геологических образований. В исследование должны быть вовлечены не только стратиграфические данные, но и все другие возможные свидетельства проявления тектонических движений. Таких свидетельств много, они давно известны геологам и с успехом используются для решения разнообразных прикладных и теоретических задач.

Благодаря им установлено, что климат в течение веков менялся, а тектонические движения были неравномерными и разнообразными по своей форме и продолжительности. Они изменяли рельеф земной поверхности, а возникавшие неровности, попадая в те или иные климатические условия, predetermined внешними (космическими) факторами, соответствующим образом видоизменялись, вызывая в свою очередь изменения в литологии формирующихся осадков и в морфологии денудационного рельефа, в частности в облике поверхностей выравнивания, образующихся в то же время. Таким образом, наблюдаемые нами элементы рельефа, так же как и осадки, являются свидетелями и продуктами минувших эпох, в своих качественных и (или) количественных характеристиках зафиксировавшими внешние (космогенные) и внутренние (геогенные) условия их формирования.

С рассмотренной точки зрения наиболее перспективна корреляция геологических событий новейшего этапа развития Земли, который в самом общем плане охватывает период с конца эоцена до наших дней. Прежде всего можно считать достаточно установленным, что этот этап в целом представляет собой самостоятельное общепланетарное явление. Многообразные события этого этапа происходили повсеместно, охватив самые разнообразные по своей предыстории, геологической позиции и структуре области. С этой стороны новейшие тектонические движения — наиболее благоприятный объект для определения их планетарной или региональной сущности.

Кроме того, известная специфика структур новейшего этапа определяет более широкие возможности для его изучения по сравнению со всеми более древними образованиями. Благодаря возможности использовать геоморфологический анализ, в исследование включаются огромные территории, где отложения новейшего комплекса отсутствуют или развиты очень разрозненно и где, таким образом, применение традиционных

методов тектонического анализа (изучение несогласий, перерывов, изменения фаций и мощностей отложений), их непосредственные пространственные корреляции (различными методами геохронологии и т.д.) невозможны или, во всяком случае, не всегда эффективны.

Поздний кайнозой и особенно четвертичный период отличаются наиболее высокой дробностью стратиграфической шкалы и позволяют тем самым изучать кратковременные тектонические явления, которые выходят за пределы возможностей анализа всех более древних тектоно-магматических циклов. С этой точки зрения новейший этап представляет собой особый и самостоятельный интерес и не может быть подменен никаким другим этапом.

Различная дробность стратиграфических шкал кайнозоя в разных областях и районах, а также для разных отрезков новейшего этапа накладывает определенные ограничения на продолжительность событий, которые можно коррелировать в глобальном, межрегиональном и внутрирегиональном масштабах. Различный уровень корреляций, очевидно, не означает, что мы можем удовлетвориться различной точностью временных определений. В частности, именно для планетарных корреляций необходима максимально возможная точность датирования тех или иных рубежей, событий или образований.

Предлагаемая вниманию читателей работа посвящена проблемам корреляции тектонических событий новейшего этапа развития Земли. В ней не дается исчерпывающего анализа неотектонических событий на всей планете. Внимание авторов было сосредоточено на ее современных активных областях, образующих протяженные подвижные пояса, и в первую очередь на наиболее изученных районах Альпийско-Азиатского орогенического пояса. Его преимущество состоит прежде всего в огромной протяженности и практической непрерывности, в значительных палеотектонических различиях отдельных звеньев и в том, что состав его генетически весьма разнообразен. Он включает области как поздне- и эпигеосинклинального горообразования (Альпы, Карпаты, Кавказ, Копетдаг), так и эпиплатформенного горообразования, а среди последних — возникшие в условиях сжатия (Тянь-Шань) и в условиях растяжения (Байкальская рифтовая система). Эти разнообразные орогены сопряжены с платформенными массивами разного возраста (Восточно-Европейской, Восточно-Сибирской, Индостанской докембрийскими платформами, эпипалеозойскими массивами Скифской и Туранской плит и Центрально-Казахстанского щита).

Таким образом, уже в пределах Альпийско-Центральноазиатского орогенического пояса имеется реальная возможность сопоставления времени и формы проявления неотектонических движений в весьма разнообразных геотектонических условиях, что представляется чрезвычайно важным для выявления роли глобальных и региональных факторов тектогенеза. Другие подвижные пояса разных кинематических типов рассмотрены коротко, в сравнительном плане. Это позволило поставить и отчасти решить некоторые общие задачи корреляции неотектонических событий, что представляется нам первым шагом в развитии указанного направления исследований.

В работе приняты следующие возрастные границы стратиграфических подразделений: олигоцена и миоцена — 26 млн. лет, среднего и верхнего миоцена — 10 млн. лет, миоцена и плиоцена — 5,5 млн. лет. Граница нижнего и верхнего плиоцена считается совпадающей с границей палеомагнитных эпох Гильберта и Гаусса — 3,3 млн. лет, а плиоцена и четвертичной системы — с основанием сложного палеомагнитного эпизода Гилса — 1,8 млн. лет [Сох, 1969]. В зарубежной литературе принято трехчленное деление плейстоцена, причем его нижний отдел совпадает с эоплейстоценом К.В. Никифоровой и других советских исследователей — 1,8–0,7 млн. лет. Учитывая это обстоятельство, а также традиционное в советской литературе членение собственно плейстоцена (с возрастом моложе 0,7 млн. лет) на три части, мы приняли деление четвертичной системы на эоплейстоцен, нижний, средний и верхний плейстоцен и голоцен. Границы этих подразделений — 0,7; 0,4; 0,1 и 0,01 млн. лет [Никифорова и др., 1976].

Неотектоническим, или новейшим, этапом в истории Земли назван интервал време-

ни, характеризующийся интенсивным современным горообразованием. В отдельных участках орогенических поясов оно началось в конце эоцена, распространилось на новые регионы в конце олигоцена и миоцена и стало массовым явлением в конце миоцена — раннем плиоцене. В течение новейшего этапа выделяются стадии усиления тектонической активности разных порядков. Крупнейшие из них, повторяющиеся через миллионы и первые десятки миллионов лет, названы тектоническими фазами [Проблемы глобальной..., 1980]. Более мелкие стадии активизации, повторяющиеся через сотни тысяч и первые миллионы лет, названы подфазами, а повторяющиеся через тысячи, десятки и первые сотни тысяч лет — эпизодами. Фазы, подфазы и эпизоды разделены эпохами относительного покоя. Кратковременные стадии усиления и всплески тектонической активности в отдельных зонах названы импульсами. Они повторяются через десятки и сотни лет и разделяются периодами относительного покоя. Для ритмично повторяющейся последовательности процессов и явлений используется понятие цикла. Прочие используемые термины общепотребительны и в комментариях не нуждаются.

Монография выполнена в лаборатории неотектоники и космической геологии Геологического института АН СССР по результатам специально направленных многолетних исследований. Мы признательны всем лицам, которые так или иначе способствовали этой работе. Конечно, еще далеко не на все вопросы, поднятые выше, удалось получить полные ответы. Многие предстоит выполнить в будущем. Но мы надеемся, что эти результаты заинтересуют геологов и геофизиков и обратят их внимание на необходимость широкого, многоаспектного, в том числе глобального, подхода при интерпретации наблюдаемых в поле молодых геологических образований.

ГЛАВА I
**ОБЗОР МЕТОДОВ КОРРЕЛЯЦИИ
 НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ**

Корреляция может выполняться различными комплексами методов в зависимости от характера задач (общих или частных) или объектов корреляции. При изучении неотектонической структуры и новейших геологических событий этот комплекс, пожалуй, наиболее богат, так как здесь широкое и эффективное применение находят геоморфологические и геофизические методы, предопределяющие возможность поистине глобального охвата изучаемых структур и явлений.

Используемые на практике методы и возможные аспекты пространственно-временной корреляции геологических событий позднего кайнозоя с определенной долей условности можно разделить на пять групп: 1) геологические, 2) геоморфологические, 3) геофизические, 4) космологические (или планетологические), 5) математические (табл. 1). Все они достаточно определенно различаются либо характером главных изучаемых объектов, либо аспектами их рассмотрения, либо принципиальными основами применяемых методов изучения.

Геологические и геофизические методы корреляции основаны на изучении специфических особенностей и свойств горных пород или их ассоциаций, а также минералов и ископаемых остатков организмов, в которых отражены условия и время их формирования и нахождения. Геоморфологическими методами аналогичная информация извлекается из форм эрозионно-денудационного и аккумулятивного рельефа.

Космологические (планетологические) методы основаны на анализе и интерпретации различных геолого-геофизических и геоморфологических данных и закономерностей с планетологических позиций, с точки зрения эволюции Земли как планеты и во взаимосвязи с другими космическими телами и явлениями.

Математические методы в этом ряду занимают особое положение, выделяясь спецификой математического аппарата корреляционного анализа и моделирования геологических процессов.

Методы корреляционного анализа наряду с указанным подразделением могут быть сгруппированы и по-другому — по характеру решаемых прямых задач и основных объектов анализа (табл. 2). При таком делении объединяются методы определения абсолютного или относительного возраста объектов или событий (группа хроностратиграфических методов), вещественно-формационные методы корреляции (методы выделения и пространственно-временного сопоставления характерных формаций осадочных и магматических пород или форм рельефа) и структурно-динамические методы (методы выделения и пространственно-временного сопоставления характерных структурных комплексов и динамических обстановок их формирования).

Большинство из указанных методов хорошо разработаны, давно вошли в практику геологических исследований и не требуют поэтому сколько-нибудь развернутых комментариев по своему существу. Целый ряд специфических методов корреляции тектонических явлений описан ранее [Проблемы глобальной..., 1980]. Здесь мы остановились лишь на некоторых общих аспектах, заслуживающих особого внимания, а в последующих разделах раскроем также содержание отдельных методов, которые были применены для решения конкретных задач в специфических условиях разных областей.

Выделенные по тем или иным признакам самостоятельные структурные комплексы, отличающиеся друг от друга особенностями магматической деятельности, структурными планами или общим стилем складчатых и (или) разрывных деформаций, структур-

Таблица 1

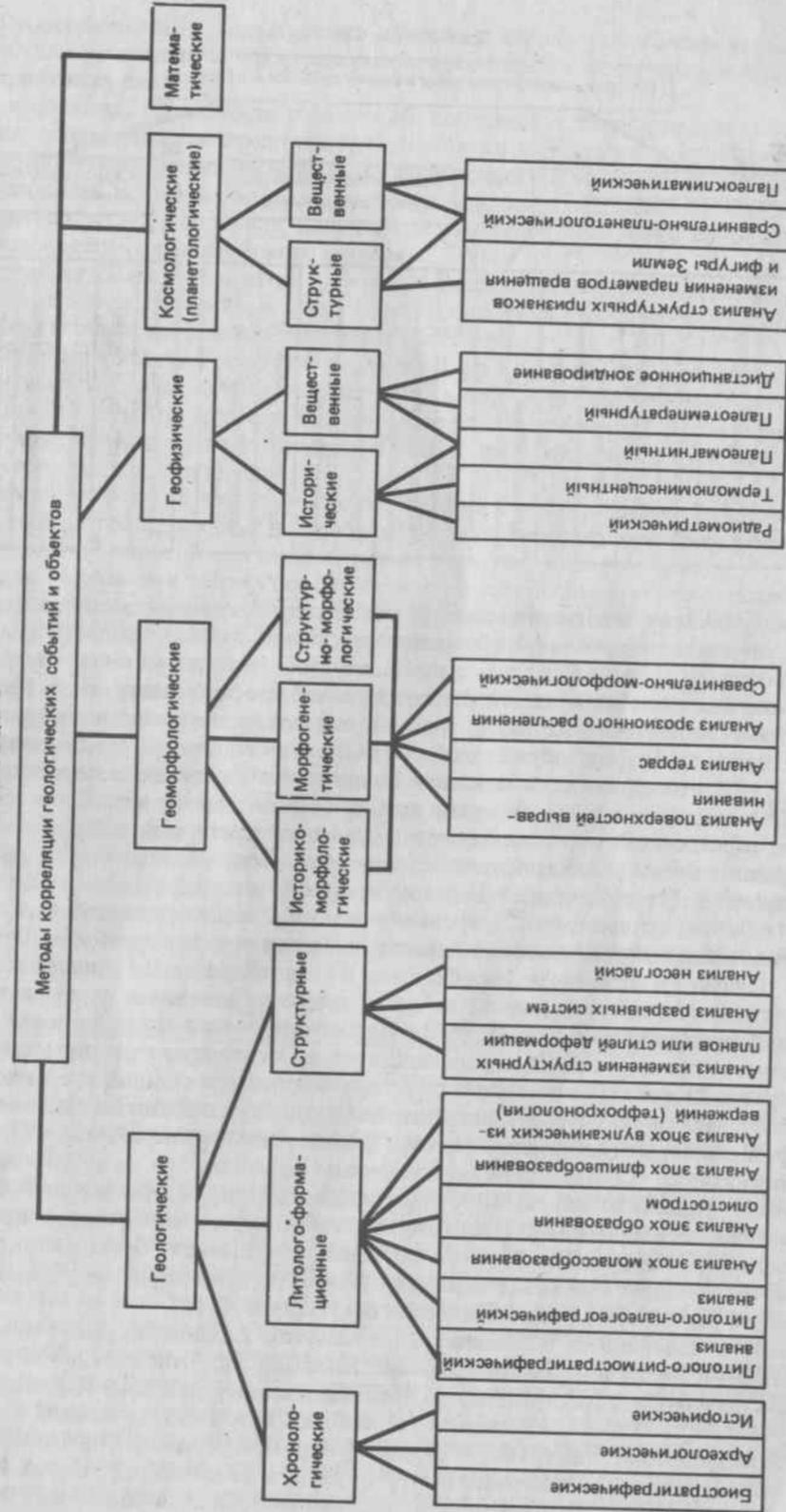
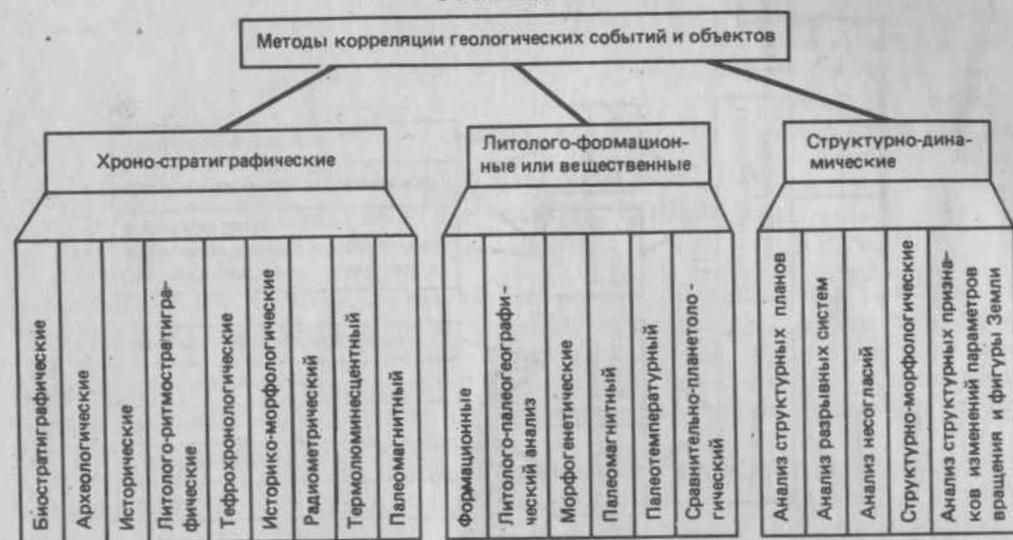


Таблица 2



но-стратиграфические несогласия, специфические типы отложений, которые характеризуют своеобразие тектонической обстановки и климата (флиш, молассы, олистостромы, ледниковые отложения и т.д.), с помощью геологических методов группируются пространственно и во времени для выявления их генетической взаимосвязи. На решение этих же задач направлен ряд геофизических методов, которые помогают установить либо абсолютный возраст образований (термолюминесцентный и радиометрический методы), либо принадлежность их к единым интервалам времени, которые характеризовались некоторыми геофизическими особенностями, запечатленными в свойствах вещества горных пород (палеомагнитный, палеотемпературный и другие методы).

Временная привязка событий должна осуществляться, очевидно, на основе метода "скользящих" реперов, когда недостаток точных стратиграфических данных по какому-либо рубежу восполняется датировкой предшествующих и последующих образований, в том числе качественно иного характера. Считая стратиграфические методы корреляции одними из главнейших, необходимо отметить при этом, и при нынешнем состоянии стратиграфических знаний, которое далеко не всегда является удовлетворительным, корреляция тектонических и других событий может осуществляться достаточно успешно. Более того, выяснение последовательности и сопряженности событий в рамках корреляционного анализа может оказать существенную помощь и стратиграфическим исследованиям там, где они недостаточно продвинуты. В этом аспекте особый интерес представляет денудационный рельеф, прежде всего — разновозрастные поверхности выравнивания. Соответствуя определенным поверхностям раздела между более или менее крупными комплексами отложений, поверхности выравнивания маркируют определенные тектонические рубежи. Это эпохи по крайней мере относительного спада активности и затухания тектонических движений, разделяющие более активные периоды, отмеченные более или менее интенсивными процессами деформаций земной коры, эрозионного расчленения и осадконакопления [Макаров, 1980].

Используя поверхности выравнивания в качестве соединительных звеньев между разобщенными бассейнами распространения кайнозойских отложений, мы имеем возможность производить пространственно практически неограниченные корреляции.

Будучи привязанными к изученным разрезам кайнозойских отложений и таким способом датированными, поверхности выравнивания предоставляют возможность и уже давно используются для построения структурных и палеогеографических карт, соответствующих различным этапам новейшего развития областей более или менее интен-

сивного горообразования, охватившего обширные территории континентов, и, следовательно, для установления пространственно-временных закономерностей проявления неотектонических движений.

Таким образом, широчайшее развитие на континентах территорий, на которых отсутствуют сколько-нибудь значительные накопления кайнозойских отложений, но развиты многообразные комплексы форм денудационного и эрозионного (экзарационного, абразионного и т.д.) рельефа, соответствующие этим отложениям, предопределяет необходимость и эффективность применения широкого комплекса сопряженных методов геолого-геоморфологического анализа.

Подчеркивая большое значение и большие возможности геолого-геоморфологического анализа для рассматриваемой проблемы и применяя этот анализ на практике, мы исходили из нескольких основополагающих принципов.

1. Земная поверхность и ее рельеф являются геологическими образованиями со всеми вытекающими отсюда следствиями, в том числе методического характера.

2. Основные элементы рельефа земной поверхности сформировались главным образом в течение новейшего этапа развития Земли и прошли сложный путь более или менее многократных преобразований.

3. Развитие рельефа имело направленно-стадийный и периодический характер, отражая, с одной стороны, режим и направленность тектонических движений земной коры и верхней мантии, с другой — общепланетарные климатические изменения.

4. Стадии расчленения земной поверхности непосредственно связаны с эпохами аккумуляции обломочного материала, а стадии формирования поверхностей выравнивания — с эпохами ослабления осадконакопления и с формированием поверхностей раздела и несогласий в осадочных толщах.

5. Морфология основных форм рельефа (прежде всего поверхностей выравнивания и террас) отражает палеотектонические и палеогеографические условия времени их образования, а также длительность и условия их последующих преобразований. Отсюда следует подчеркнутый практикой принцип относительной морфологической схожести разновозрастных поверхностей выравнивания и террас.

Геоморфологические методы корреляции, как и геологические, могут быть использованы при решении различных аспектов проблемы, которые можно подразделить на хронологические, генетические и структурные. Историко-морфологические методы направлены на "стратификацию" форм рельефа по различным морфологическим характеристикам и увязку их с соответствующими комплексами отложений, возраст которых определен иными методами.

Морфогенетические методы призваны решать вопросы происхождения форм рельефа, в том числе выяснять возможные тектонические и палеогеографические причины и условия соответствующего времени.

С помощью структурно-морфологических методов анализируется новейшая тектоника территорий, где обычные структурные методы и динамо-кинематический анализ, основанные на изучении отложений, непригодны из-за крайне фрагментарного распространения последних.

Все методы геоморфологического анализа на практике тесно взаимосвязаны и опираются обычно на изучение наиболее широко распространенных образований, которые, во-первых, позволяют осуществлять непосредственную пространственную корреляцию (в том числе не только генетически близких форм и элементов рельефа, но и всех других, которые на них "опираются"), а во-вторых, являются наиболее характерными. Последнее касается, например, определенной независимости этих образований от изучаемых областей. Таковы, в частности, речные или морские террасы, поверхности выравнивания и другие генетически и стратиграфически достаточно определенные реперы.

Наряду с ними для решения специальных задач, например для выявления коротко-периодических тектонических событий, могут изучаться далеко не главные формы рельефа, а именно те, в которых эти события проявлены. В таких случаях требуется более тонкий геолого-геоморфологический анализ некоторых чисто местных образований.

Во всех случаях при геоморфологическом анализе в качестве обязательных проводятся сравнительно-морфологические исследования, которые лежат и в основе методов дистанционного зондирования Земли с помощью съемок и наблюдений с космических аппаратов [Космическая фотосъемка . . . , 1975; Кац и др., 1976; Геологическое изучение . . . , 1978; Космическая информация . . . , 1983]. Эти методы в последнее десятилетие приобретают все большее значение при глобальных сопоставлениях прежде всего из-за глобального характера самих съемок. Разнообразные аспекты применения и развития этих методов, в том числе для решения рассматриваемой проблемы, подробно изложены в указанных публикациях и ряде других работ.

Космологические (планетологические) методы глобальной корреляции развиваются в двух различных направлениях. Первое основано на анализе изменений некоторых элементов структуры земной коры и ее поверхности, которые могут быть вызваны и объяснены изменениями параметров вращения и фигуры Земли, миграцией полюсов вращения и т.д. К таким элементам принадлежит, например, система планетарной трещиноватости, которая, по мнению большинства исследователей, закономерно ориентирована относительно фигуры вращения Земли. Неотектонический этап весьма непродолжителен, за это время, по данным палеомагнитных измерений, не произошло сколько-нибудь значительных смещений оси вращения планеты. Однако возможно, что на ходе геологических событий некоторым образом сказывались изменения скорости вращения Земли и других ее характеристик планетологического порядка.

С этими же изменениями были связаны и некоторые преобразования физико-географических условий, приводившие, в частности, к глобальным климатическим изменениям: смене ледниковых и межледниковых эпох; связанным с этим более или менее значительным колебанием уровня Мирового океана и внутренних морей и соответствующими повсеместными изменениями в ходе эрозионных процессов, а также в строении осадочных толщ.

Соотношение и связь тектонических процессов с этими изменениями, с космическими факторами вообще изучены весьма слабо, хотя гипотезы и различные предположения по этому поводу высказывались уже неоднократно [Кропоткин, 1970].

В данной работе этот аспект исследования также имелся в виду и была сделана попытка (по-видимому, не первая) на примере Черноморско-Каспийского бассейна выявить и оценить тектоническую составляющую в известных палеогеографических преобразованиях, которые произошли в этой области в течение плиоцен-четвертичного времени. Из этого и предшествующих опытов других исследователей ясно, что еще не найдены надежные критерии и методы выявления роли космических факторов в тектонике, как и в геологических процессах вообще (даже в таких, казалось бы, простых, как эрозионно-аккумулятивная деятельность рек). Очевидно, это дело будущего. Но уже сейчас важно подчеркнуть необходимость не предавать забвению эти факторы при наших исследованиях, тем более — при исследованиях корреляционного характера.

КРАТКОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Наиболее кратковременные изменения тектонической активности (с периодичностью в годы — первые тысячи лет) надежно документируются лишь в структурах голоценового и (особенно хорошо) исторического времени. Они регистрируются геодезическими и сейсмологическими наблюдениями, а также геологическими и геоморфологическими исследованиями деформаций рельефа и молодых отложений [Трифонов, 1983]. Последние особенно важны для тектоники, поскольку обнаруживают малые смещения геологических тел, подобные крупным смещениям геологического прошлого за длительные отрезки времени, что позволяет использовать данные о современных движениях литосферы при построении общей теории тектогенеза.

Современные методы изучения голоценовой тектоники позволяют определять величину и время образования смещений, т.е. амплитуду и частоту колебаний интенсивности тектонических движений, и ареалы их распространения. Наиболее ярко неравномерность голоценовых тектонических движений проявляется в зонах активных разломов, под которыми понимаются тектонические нарушения с доказанными позднечетвертными смещениями. Закономерности распределения смещений лучше всего изучать в зонах сдвигов, поскольку в них минимально проявляется действие локальных факторов, вызывающих нерегулярные колебания величин смещений вкост направлении движения. Поэтому в дальнейшем изложении будут анализироваться в первую очередь смещения вдоль активных сдвигов и в меньшей степени — сведения об активных разломах других морфологических типов.

Полученные геолого-геоморфологические данные о позднечетвертных и современных перемещениях по активным разломам показали (насколько позволяют судить точность метода), что в течение тысяч и десятков тысяч лет эти перемещения происходили односторонне, но их интенсивность изменялась со временем. По особенностям таких изменений различаются три режима движений — импульсный, импульсно-криповый и криповый.

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

Суммарное смещение при импульсно-криповом режиме движений также складывается главным образом из подвижек при катастрофических ($M \geq 7,5$) 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 обычно не столь велики, как в структурах с импульсным режимом. В островных дугах Тихого океана, для которых характерен такой 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 нарушений в северо-западном обрамлении Памира [Трифонов, 1983]. Здесь по Сурхобскому надвигу скорость современного крипа достигает 2 см/год, испытывая значительные временные колебания [Pevnev et al., 1975, 1979]. Подобные колебания отмечены и в зоне активного правого сдвига Калаверас в Калифорнии: в 1910–1929 гг. скорость крипа там была мала, затем возросла до 0,8 см/год, а после 1961 г. достигла 1,7 см/год [Roger, Nason, 1968]. Слабые землетрясения в струк-

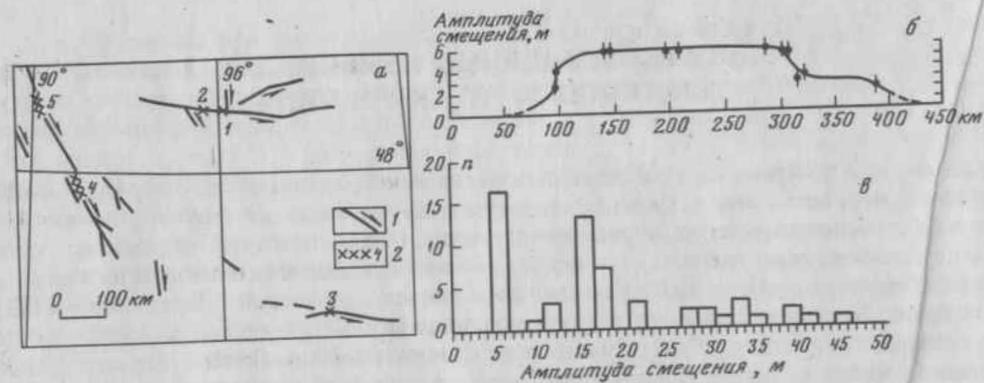


Рис. 1. Характеристики активности Хангайского разлома в Северо-Западной Монголии
 а — разломы Западной Монголии, активные в позднем плейстоцене и голоцене (по опубликованным данным [Гоби-Алтайское..., 1963; Лукьянов, 1963; Хилько, Балжиннян, 1978; Хилько и др., 1978] с дополнениями): 1 — активные разломы (стрелками показаны направления сдвиговых смещений); 2 — участки детальных наблюдений (цифры на схеме: 1 — Хангайский разлом на северном склоне хребта Даган-Дэл, 2 — Хангайский разлом юго-восточнее с. Дзуи-Хангай, 3 — Долиноозерский разлом восточнее родника Улан-Булак, 4 — Кобдинский разлом между долинами Дунд-Ус и Цаган-Бургас-Гол, 5 — Кобдинский разлом в районе долины Хавцалын-Гол и родника Чихтэйн-Булак)
 б — распределение левосдвигового смещения при землетрясении 1905 г. вдоль Хангайского разлома (по оси абсцисс — протяженность разлома с запада на восток)
 в — гистограмма распределения амплитуд позднеголоценовых левосдвиговых смещений мелких форм рельефа на 15-километровом отрезке Хангайского разлома по северному склону хребта Даган-Дэл (n — количество смещенных водотоков и других мелких форм рельефа)

турах 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 с. Чолам, для которого характерен именно такой режим современных движений, выявлено ускорение крипа в течение нескольких лет перед и после землетрясений средней силы ($M = 5 \div 5,5$) в июле-августе 1966 г. [Allen, Smith, 1966; Howard, 1968] и после землетрясений средней силы ($M = 4 \div 5$) в 1971-1973 гг. [Burford et al., 1973; Nason, 1973].

Активные разломы разнообразны не только по режимам голоценовых движений, но и по особенностям распределения разновозрастных молодых смещений в зоне разлома (табл. 3). Различаются разломы с единообразным режимом синхронных движений на всем протяжении и разломы, разные участки которых развиваются в разных режимах или в сходных режимах, но асинхронно. Разломы и системы разломов первой группы называются синхронными, а второй группы — асинхронными.
 Типичный представитель первой группы — субширотный Хангайский разлом Северной Монголии (рис. 1, а), вдоль которого на протяжении 450 км зарегистрированы позднечетвертичные левосдвиговые смещения. 23 июля 1905 г. произошло Хангайское землетрясение магнитудой 8,7 [Хилько, Балжиннян, 1978], при котором на 370-километровом участке разлома имел место левый сдвиг амплитудой до 5,5 м (рис. 1, б). 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. 1, в) показала, что для рассматриваемого отрезка разлома характерны смещения на $5,5 \pm 0,5$; 11 ± 1 ; $16,5 \pm 1,5$; $22 \pm 0,5$; $28,5 \pm 1,5$; 33 ± 1 ; 40 ± 1 ; 45 ± 1 м, тогда как промежуточные величины

Таблица 3
 Классификация активных разломов по режимам молодых движений

| Группа типов | Тип | Характеристика типа | Примеры | Режим движений |
|---|----------------------|---|---|--|
| Разломы с единообразным режимом синхронных движений на всем протяжении (синхронные) | Мгновенно-импульсный | Зона разломов, в которой импульс движения распространяется на всю длину практически одновременно; импульсу предшествует длительная эпоха, в течение которой движения почти или совсем не ощутимы | Хангайский и Долиноозерский разломы Монголии | Импульсный |
| | Растянуто-импульсный | Система разломов, в которой импульсы движений, происходящих то в одном, то в другом звене, в совокупности охватывают всю систему в течение исторически короткого времени; этому предшествует длительная эпоха, в течение которой во всех звеньях движения почти или совсем не ощутимы | Северо-Анатолийская система разломов | Импульсный или импульсно-криповый |
| Разломы, разные участки которых развиваются в разных режимах или в сходных режимах, но асинхронно (асинхронные) | Сходнорежимный | Система разломов, состоящая из отдельных протяженных участков, в каждом из которых импульсы интенсивных движений чередуются с эпохами относительного покоя; импульсы и эпохи покоя разновременны на разных участках, но продолжительность тех и других в разных участках примерно одинакова | Курило-Камчатская, Японская и другие островные дуги Тихоокеанского обрамления | Импульсно-криповый |
| | Разнорежимный | Зона разломов, состоящая из отдельных протяженных участков, в которых современные и исторические перемещения повсеместны, но систематически происходят в разных формах | Разлом Сан-Андреас | На одних участках — импульсный или импульсно-криповый, на других импульсно-криповый или криповый |
| | Разновременный | Зона разломов, состоящая из отдельных протяженных отрезков, активность которых различна в течение длительных эпох: на одних отрезках регистрируются современные или позднеголоценовые смещения, на других они отсутствуют, хотя позднечетвертичная активность устанавливается повсеместно; отдельные отрезки развиваются как разломы мгновенно импульсного типа | Кобдинский разлом Монголии, Таласо-Ферганский разлом Тянь-Шаня | Импульсный или импульсно-криповый |

смещений малочисленны или отсутствуют. Первый из указанных максимумов соответствует подвижке при землетрясении 23 июля 1905 г. Очевидно остальные максимумы характеризуют суммы этой подвижки и предшествовавших импульсов движений, связанных с такими же сейсмическими событиями и отразившихся в смещениях форм рельефа, которые уже существовали во время тех событий. Показательно, 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

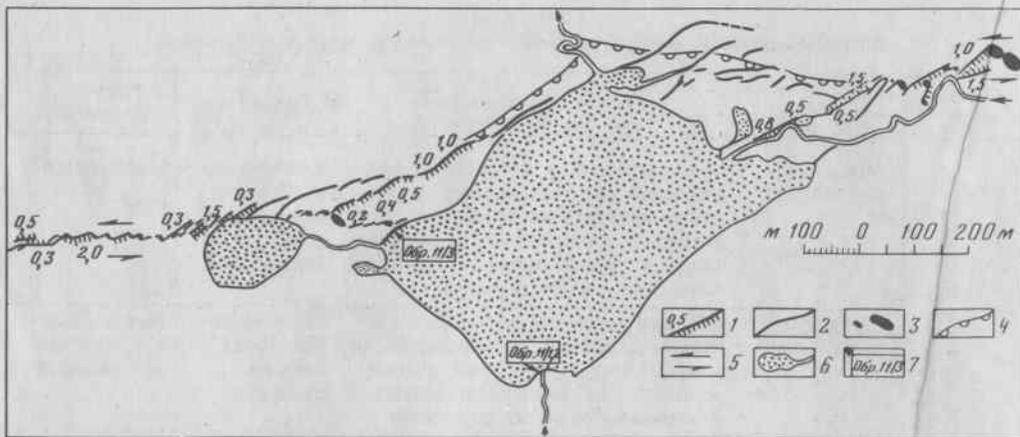


Рис. 2. Позднеголоценовые тектонические нарушения района оз. Уртын-Нур по данным глазмерной съемки 1980 г. (восточная часть зоны Хангайского разлома)

1-3 - разрывы 1905 г.: 1 - сбросы с указанным вертикальным смещением (м), 2 - зияющие трещины, 3 - бугры выдавливания; 4 - более древние позднеголоценовые тектонические уступы; 5 - общее направление сдвиговых перемещений; 6 - ручьи и озера; 7 - место и номер участка отбора радиоуглеродных проб (11/1, 2 - разрез 7 и 11/3 - разрез 8 на рис. 3)

землетрясений были сходны с катастрофой 1905 г. Для проверки полученных результатов был изучен другой 10-километровый отрезок Хангайского разлома юго-восточнее с. Дзун-Хангай. Большинство максимумов голоценовых смещений подтвердилось.

На отдельных участках Хангайский разлом отклоняется от генерального широтного направления на северо-восток, и в таких местах появляется растягивающая компонента смещений. Образуются грабены и сбросовые уступы, с которыми связаны замкнутые котловины и подпруживания ручьев и оврагов. В периоды покоя уступы-запруды промываются ручьями, а впадины заполняются аллювиально-пролювиальными отложениями. Замкнутые котловины также заполняются обломочным материалом со склонов. После очередного импульса движений подпруживающие уступы возобновляются, а замкнутые котловины углубляются. И те, и другие нередко становятся маленькими озерами, в которых осаждаются тонкообломочный, насыщенный органикой материал. Это происходит до той поры, пока подпруживающие уступы не промываются вновь, а замкнутые котловины не окажутся в значительной мере заполненными материалом склонов. Таким образом, возраст тонкообломочных, насыщенных органикой прослоев в разрезах мелких впадин вдоль Хангайского разлома близок к возрасту сейсмических импульсов и может быть определен радиоуглеродным методом.

Так, на берегах небольшого оз. Уртын-Нур (рис. 2), возникшего в восточной части Хангайского разлома из-за грабенообразного проседания и подпруживания ручья системой сбросов, помимо следов землетрясения 1905 г., сохранились озерно-болотные отложения, связанные с четырьмя предшествовавшими импульсами движений. Их радиоуглеродный возраст, определенный Л.Д. Сулержицким (ГИН АН СССР): $920 \pm 60 \div 1090 \pm 50$; 2380 ± 80 ; $2690 \pm 110 \div 2990 \pm 90$ и 3720 ± 160 лет. Сопоставление разрезов оз. Уртын-Нур с разрезами других грабенообразных и подпружных котловин зоны разлома (рис. 3) 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.

Такой же режим голоценовых движений выявлен в зоне субширотного Долиноозерского левого сдвига в Гобийском Алтае (см. рис. 1, а). Последнее катастрофическое

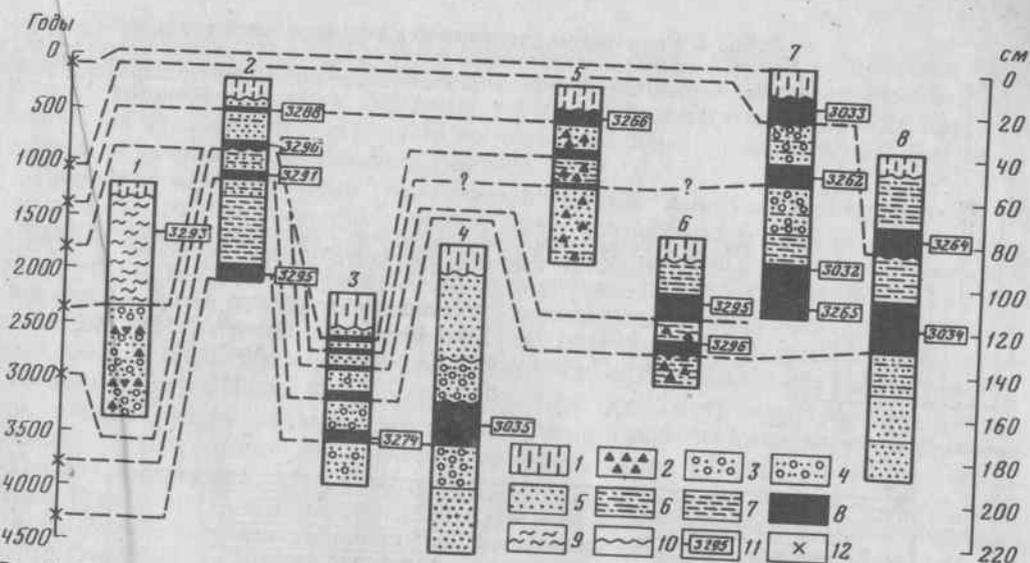


Рис. 3. Сопоставление разрезов горных выработок в склонах мелких подпружных озер и в замкнутых котловинах зоны Хангайского разлома

Условные обозначения к рис. 3 и 8в:

1 - почвенный слой; 2 - щебень; 3 - гравий; 4 - грубозернистый песок; 5 - средне- и мелкозернистый песок; 6 - супесь; 7 - суглинок и глина; 8 - суглинок или глина, реже супесь, обогащенная органическим веществом; 9 - торфяник; 10 - поверхность размыва; 11 - номер (покаран курсивом) определения возраста отложений, выполненного в Геологическом институте АН СССР радиоуглеродным методом в 1982 г. (3032 - 2690 ± 110 ; 3033 - 1090 ± 50 ; 3034 - 3720 ± 160 ; 3035 - 4280 ± 250 лет) и в 1983 г. (3262 - 2870 ± 80 ; 3264 - 920 ± 60 ; 3265 - 2990 ± 90 ; 3266 - 1300 ± 250 ; 3274 - 4210 ± 80 ; 3288 - 1400 ± 100 ; 3290 - 1780 ± 200 ; 3291 - 3870 ± 180 ; 3293 - 2360 ± 100 ; 3295 - 4340 ± 200 ; 3296 - 3280 ± 180 ; 3297 - 2950 ± 150 лет); 12 - предположительные моменты катастрофических землетрясений на шкале времени

Местоположение разрезов: 1 - верховья р. Дунд-Гол в западной части разлома; 2 - северо-западнее с. Ундэр-Хангай (сочленение Хангайского и Ундэр-Хангайского разломов); 3 - западное окончание хребта Даган-Дэл; 4 - правый берег р. Джарайтайн-Гол; 5 - в 20 км западнее оз. Уртын-Нур; 6 - в 12 км западнее оз. Уртын-Нур; 7 - южный берег оз. Уртын-Нур в восточной части разлома; 8 - западный берег оз. Уртын-Нур

землетрясение ($M = 8,3$) произошло здесь 4 декабря 1957 г. При этом на 270-километровом участке разлома возникло левое сдвиговое и взбросо-сдвиговое смещение амплитудой до 5 м [Гоби-Алтайское..., 1963; Лукьянов, 1963]. На 12-километровом отрезке разлома восточнее родника Улан-Булак, где амплитуда смещения 1957 г. возрастает с запада на восток от 2,7 до 3,3 м, были измерены все сдвиговые смещения оврагов и других молодых форм рельефа, пересекаемых разломом. Обнаружены четкие максимумы смещений, отличающиеся один от другого на $3,0 \pm 0,5$ м (рис. 4). Морфологические особенности смещенных оврагов дают основание полагать, что катастрофические землетрясения происходили здесь чаще, чем в зоне Хангайского разлома.

Несколько иной, но в принципе похожий режим голоценовых движений характерен для 1400-километровой системы субширотных Северо-Анатолийских движений. Хотя на многих участках системы выявлены позднечетвертичные правые смещения [Wallace, 1968a; Allen, 1975; Tatar, 1975], не обнаружено сведений о катастрофических землетрясениях в течение нескольких столетий [Ambraseys, 1971]. И лишь в 1912 г. произошло сильное землетрясение на западе системы к северу от Дарданелл. За ним последовали сильные землетрясения 1939, 1942, 1943, 1946, 1953, 1966 и 1976 гг. При землетрясениях возникли разрывы протяженностью от 15 до 280 км (рис. 5), и в итоге движений по ним произошел суммарный правый сдвиг до 4 м при поднятии южного крыла системы разломов амплитудой до 1 м [Ketin, Roesly, 1954; Pavoni,

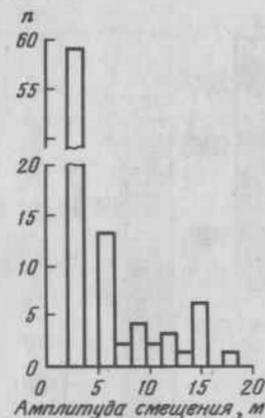


Рис. 4. Гистограмма распределения амплитуд позднеголоценовых левосдвиговых смещений мелких форм рельефа на 12-километровом отрезке Долиноозерского разлома восточнее родника Улан-Булак, Юго-Западная Монголия

Рис. 5. Участки зоны Северо-Анатолийского разлома, по которым произошли подвижки при землетрясениях (цифры на схеме): 1-8 — по [Ravoni, 1961]: 1 — 21 ноября 1939 г., 2 — 26 декабря 1939 г., 3 — 20 декабря 1942 г., 4 — 20 июня 1943 г., 5 — 27 ноября 1943 г., 6 — 1 февраля 1944 г., 7 — 31 мая 1946 г., 8 — 18 марта 1953 г.; 9 — 19 августа 1966 г. [Wallace, 1968a]; 10 — в 1912 г. [Allen, 1975]



1961, 1964; Wallace, 1968a; Toksöz et al., 1977]. По геологическим последствиям эта серия землетрясений XX в. представляет собой импульс движений, аналогичный импульсу 1905 г. в зоне Хангайского разлома, но растянутый во времени на 64 года.

В активных зонах хангайского и северо-анатолийского типов импульсы тектонических движений распространяются каждый раз на всю или почти всю длину зоны, отчего они и названы синхронными. В асинхронных зонах разные участки развиваются по-разному. В зависимости от характера этих различий выделяются три типа зон: сходнорежимный, разнорежимный и разновременный.

Примерами сходнорежимных систем являются островные дуги и активные материковые окраины Тихого океана. Основная часть сейсмической энергии в каждом участке таких зон выделяется при катастрофических землетрясениях с магнитудами $\geq 7,5$. Тогда же происходят и наиболее значительные, до нескольких метров, перемещения земной поверхности. Участок активной зоны, охваченный смещениями при катастрофическом землетрясении, обычно имеет протяженность 100–300 км¹. Повторяемость катастрофических землетрясений в каждом таком участке Курило-Камчатской и Японской островных дуг С.А. Федотов [1968] оценивает в 140 ± 60 лет. Близкую периодичность (100–200 лет) имеют катастрофические землетрясения в других активных структурах Тихоокеанского обрамления. В периоды между катастрофами происходят более слабые землетрясения и, возможно, крипы. Катастрофические землетрясения последовательно охватывают разные участки островной дуги или активной материковой окраины. Успешные попытки прогнозирования мест будущих катастрофических землетрясений, исходя из последовательности их возникновения на разных участках активной зоны, свидетельствуют об однородности

¹ При Чилийском землетрясении 1960 г. ($M = 8,5$) и Аляскинском землетрясении 1964 г. ($M = 8,4$) движения охватывали участки активных зон протяженностью в 800–1000 км, а подвижки достигали 20 м [Plafker, 1972]. Но такие события исключительны.

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 почти полторы тысячи лет [Федотов, 1968], как будто указывают на стабильное положение участков.

Примером активной зоны разнорежимного типа является простирающийся на северо-запад 1000-километровый правый сдвиг Сан-Андреас (рис. 6,а). Голоценовые и даже исторические подвижки известны на всем протяжении разлома, но его участки различаются их величинами и распределением во времени [Allen, 1968; Wallace, 1970]. Два участка зоны разлома — северный (от мыса Мендосино до Лос-Гатоса, 400 км) и южный (от с. Чолам до перевала Кахон, 308 км) — характеризуются редкими катастрофическими землетрясениями с магнитудами не менее 8. На южном участке такой катастрофой было Калифорнийское (Форт-Техонское) землетрясение 1857 г., при котором вдоль разлома произошел правый сдвиг на расстояние до 9–12 м [Wallace, 1968b]. После землетрясения наступил период покоя, в течение которого 30-летние наблюдения с помощью триангуляционных сетей не обнаружили признаков крипа [Meade, 1963], а измерения 1959–1973 гг. с помощью деформографов показали крайне низкую скорость деформаций, а местами их полное отсутствие [Savage et al., 1973]. Очень низка и современная сейсмичность участка [Brune, Allen, 1967].

На гистограмме правосдвиговых смещений оврагов между с. 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 (рис. 6,б), вероятно, связанные с более ранними катастрофическими землетрясениями [Wallace, 1968b]. Каждое из них приводило к правому сдвигу примерно на 6 м. К. Си [Sieh, 1978] детально изучил терригенные осадки с торфяниками в верхней части разреза первой террасы долины Паллет (рис. 7), возникшие в результате подпруживания долины приразломным обвалом. Согласно радиоуглеродным определениям формирование осадков началось более 1400 и закончилось немногим более 100 лет назад, когда запруда была прорвана. За время формирования осадков происходили неоднократные сейсмогенные подвижки, нарушавшие те слои, которые были накоплены к моменту землетрясения. Позднейшие осадки перекрывали смещенные слои. Соотношения отдельных разрывов и трещин с нарушаемыми и перекрывающими датированными слоями позволили К. Си выделить и определить возраст девяти сейсмических импульсов типа землетрясения 1857 г. Периоды между ними варьировали от 50 до 300 лет, составляя в среднем около 160 лет. Подсчеты, выполненные разными методами [Read, 1910; Scholz, Fitch, 1969, 1970; Wallace, 1970; La Marche, Wallace, 1972], позволяют предполагать близкую периодичность катастрофических землетрясений на северном участке разлома, где последним событием такого рода было землетрясение в Сан-Франциско в 1906 г. с магнитудой около 8. При этом вдоль северного участка произошел правый сдвиг до 5 м [Lawson, 1908].

На двух других участках разлома Сан-Андреас — от Лос-Гатоса до с. Чолам и юго-восточнее перевала Кахон — обнаружен правосдвиговый крип, сопровождающийся землетрясениями разной силы. Скорость крипа на первом, северо-западном, участке варьирует от 2 до 4 см/год. Магнитуды сильнейших землетрясений участка не превышают 6. При землетрясениях в июле-августе 1966 г. с магнитудой до 5,5 вдоль разлома произошел правый сдвиг до 18 см [Brown et al., 1967]. При установленной повторяемости подобных событий (первые десятки лет) их тектонический эффект уступает эффекту крипа.

Второй, юго-восточный, участок зоны разлома построен сложнее. Здесь зона разлома состоит из нескольких ветвей, сейсмические проявления вдоль которых различны. Зарегистрированы землетрясения магнитудой до 7,1, вызывавшие подвижки в десятки сантиметров, а в единичных случаях — в первые метры. Охватываемые такими подвижками отрезки разлома существенно меньше, чем у разломов хангайского типа и подобных им участков того же разлома Сан-Андреас. Так, наибольшее зарегист-

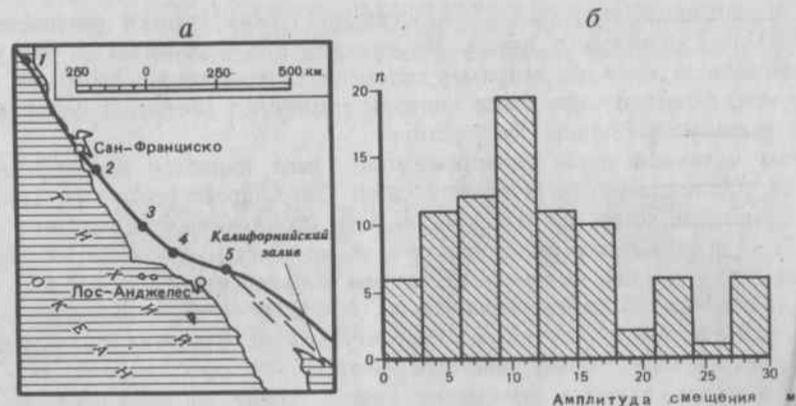


Рис. 6. Схема разлома Сан-Андреас в Калифорнии (а) и гистограмма распределения амплитуд позднеголоценовых правсдвиговых смещений мелких водотоков на 110-километровом отрезке разлома между с. Чолам и пунктом Камп Дикс [Wallace, 1968b] (б)

Пункты, через которые проходит разлом (цифры на схеме): 1 – мыс Мендосино, 2 – Лос-Гатос, 3 – с. Чолам, 4 – Камп-Дикс, 5 – перевал Кахон



Рис. 7. Мелкие позднеголоценовые разрывы и трещины вдоль разлома Сан-Андреас в разрезе первой террасы левого склона долины Палметт (20 км юго-западнее г. Палмдейл (Южная Калифорния)

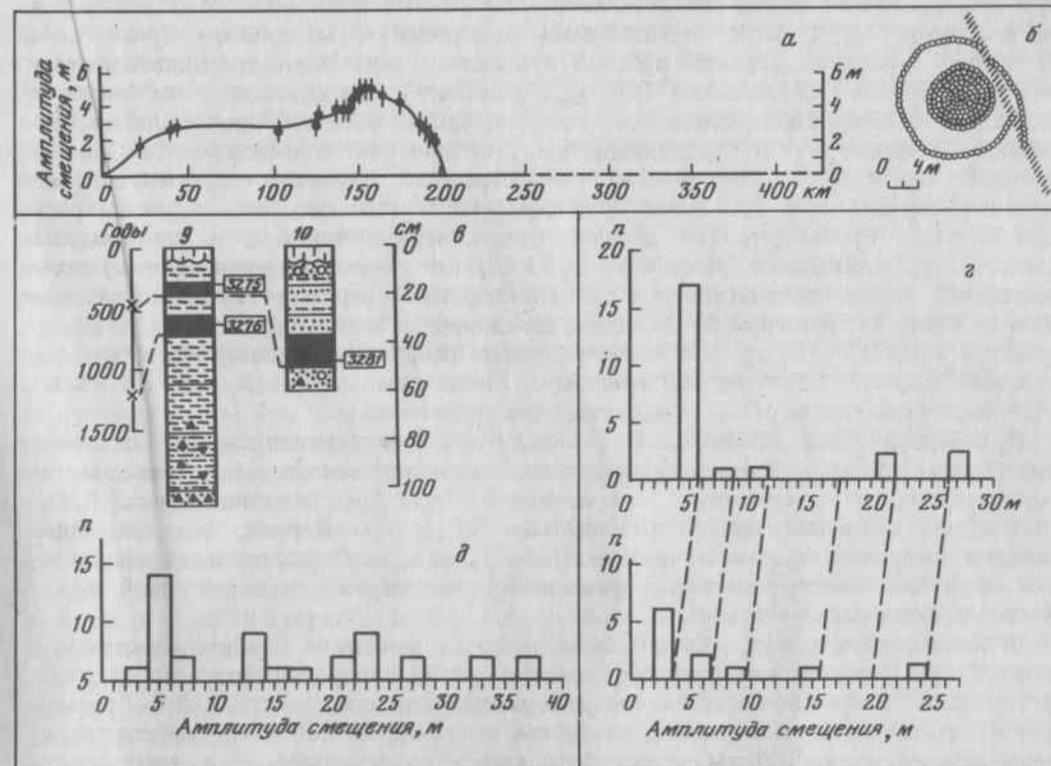


Рис. 8. Характеристики активности Кобдинского разлома в Монгольском Алтае

а – распределение правсдвиговых смещений при землетрясении начала XVI в. (?) вдоль Кобдинского разлома (по оси абсцисс – протяженность разлома); б – смещение тюркского (?) могильника непосредственно к югу от перевала Ар-Хутэл при землетрясении начала XVI в. (?); в – сопоставление разрезов шурфов в долинах рек Буянту-Гол (9) и Цаган-Бургас-Гол (10) (определения возраста отложений, выполненные радиоуглеродным методом в Геологическом институте АН СССР в 1983 г.: 3275 – 460 ± 140 ; 3276 – 1190 ± 80 ; 3281 – 460 ± 100 лет); г – гистограммы распределения амплитуд голоценовых правсдвиговых смещений мелких водотоков и других форм рельефа между долинами Дунд-Ус и Цаган-Бургас-Гол. Несовпадение максимумов на гистограммах объясняется тем, что верхняя гистограмма построена для отрезка разлома южнее р. Буянту-Гол, где сейсмогенная подвижка начала XVI в. (?) достигает 4–5 м, а нижняя гистограмма – для отрезка разлома севернее р. Буянту-Гол, где эта подвижка постепенно уменьшается к северу от 3,5 до 2 м; д – гистограмма распределения амплитуд раннеголоценовых правсдвиговых смещений мелких форм рельефа в районе долины Хавцальн-Гол и родника Чихтэйи-Булак

Условные обозначения к рис. 8, в см. на рис. 3

рированное сдвиговое смещение до 5,5 м при вертикальной компоненте до 1,2 м, возникшее при землетрясении 18 мая 1940 г. вдоль разлома Империял, охватило его отрезок лишь в 70 км [Рихтер, 1963]. После землетрясения движение по разлому продолжается в форме крипа со скоростью 3 см/год [Meade, 1963].

В отличие от описанных примеров асинхронных структур современные движения в активных зонах разновременного типа происходят не повсеместно. Таков 450-километровый Кобдинский правый взбросо-сдвиг Монгольского Алтая (см. рис. 1, а). Последнее катастрофическое землетрясение вызвало правсдвиговое смещение до 5 м вдоль южной половины разлома (рис. 8, а). Время землетрясения определяется тем, что в районе перевала Ар-Хутэл разлом смещает на 4 м (рис. 8, б) тюркский (?) могильник VI–VIII вв. [Хилько и др., 1978], но не нарушает расположенные на нем и вблизи него поздние монгольские могильники и не смещает современные русла оврагов. В долине рек Буянту-Гол и Цаган-Бургас-Гол шурфами были вскрыты аллювиальные и озерно-болотные отложения. Последние образовались

при подпруживании долин сейсмогенными подвижками по Кобдинскому разлому и представлены суглинками, насыщенными органическим материалом (рис. 8, в). В обоих разрезах верхний прослой суглинков имеет радиоуглеродный возраст 460 ± 100 лет (определения Л.Д. Сулержицкого). 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. Вероятно, катастрофические землетрясения случались здесь реже, чем в зонах Хангайского и тем более Долиноозерского разломов. Тот факт, что в ряде относительно крупных долин древние русла, первые террасы, конусы выноса смещены на одинаковое расстояние до 5 м, т.е. смещались единым импульсом движений, также свидетельствует об относительной редкости таких катастроф. Тем не менее на гистограммах голоценовых сдвиговых смещений в южной половине разлома (рис. 8, з) видно, что такие импульсы неоднократно имели место и были главной формой движений по разлому. Амплитуды смещений при отдельных импульсах варьировали от 3 до 6 м, составляя в среднем 4,5 м.

В северной части Кобдинского разлома следов позднеголоценовых подвижек нет. Более ранние смещения группируются на гистограмме в максимумы, свидетельствующие об импульсном, сейсмогенном характере движений (рис. 8, д). Амплитуды смещений при этих импульсах в среднем больше, чем при более поздних импульсах в южной части разлома: $5,2 \pm 2$ м. Складывается впечатление, что отсутствие позднеголоценовых движений компенсировалось повышенной активностью на более раннем этапе развития.

В более крупном масштабе подобные различия выявлены для разных отрезков зоны Таласо-Ферганского активного правого сдвига северо-западного простирания в Тянь-Шане. В его юго-восточной части, в районе перевала Джилянгах, В.С. Буртман [1964] описал позднеголоценовые смещения водотоков на 35 м. Они зарегистрированы на протяжении 100 км, может быть, есть и юго-восточнее, но к северо-западу исчезают. Там, в районе рек Калдома, Восточный Урумбаш, Кукерим на протяжении примерно 100 км голоценовые смещения невелики, а местами, по-видимому, отсутствуют. Но регистрируются следы значительных позднеплейстоценовых сдвиговых перемещений, вызвавших частичную перестройку речной сети. Еще северо-западнее, в районе Токтогульской ГЭС, голоценовые сдвиги опять становятся заметными и повсеместными.

Описанные проявления голоценовой тектоники показывают, что во всех активных зонах скорости голоценовых движений подвержены значительным колебаниям. Крайним выражением этой неравномерности являются подвижки при редких катастрофических землетрясениях, разделенные эпохами покоя. Такие катастрофы вызывают смещения на несколько метров, распространяющиеся на сотни километров. Но и в тех местах, где ведущей формой движений является крип, его скорость может изменяться в три и более раз, нарастая, в частности, перед землетрясениями и после них. Землетрясения здесь слабее; они происходят чаще, чем в структурах с импульсным режимом, и существенно варьируют по магнитуде. Смещения при наиболее сильных землетрясениях измеряются десятками сантиметров, а в единичных случаях достигают первых метров, но охватывают участки активных зон протяженностью не более десятков километров.

Особенности проявлений голоценовых тектонических движений в разных зонах определяются скоростью накопления напряжений в активной области и физическими свойствами горных пород, испытывающих напряжения. При высокой скорости накопления напряжений значительные объемы горных пород скорее приобретут однородно-высокое напряженное состояние, при котором происходит их сейсмическое разрушение. Поэтому на участках разлома Сан-Андреас с импульсным режимом движений (как и на других активных окраинах Тихого океана) катастрофические землетрясения происходят в несколько раз чаще, чем в аналогичных зонах активных разломов Центральной Азии.

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

Показательно сравнение участков зоны разлома Сан-Андреас с импульсным и криповым режимами движений [Allen, 1968]. Первые сложены до сейсмогенерирующих глубин гранитно-метаморфическими образованиями, а вторые — пластичной францисканской формацией и серпентинитами, причем южный из "криповых" участков характеризуется пониженной мощностью верхнекорового слоя. На первых участках активная зона узка. Она выражена единой линией разлома с минимумом оперяющих и параллельных нарушений. На вторых участках такие нарушения многочисленны и охватывают широкую полосу, особенно на южном участке, примыкающем к Калифорнийскому заливу. Таким образом, режимы движений на разных участках активной зоны определяются компетентностью пород и степенью их раздробленности.

Особенности режима позднечетвертичных движений на разных участках активных разломов типа Кобдинского и Таласо-Ферганского заставляют обратить внимание на различия не только прочностных свойств, но и напряженного состояния тех объемов горных пород, которые примыкают к разлому на разных его участках. Эти различия дают основание полагать, что именно окружающие объемы горных пород являются сейсмогенерирующими, а зона активного разлома служит лишь той разупроченной средой, где периодическое сбрасывание накопленных напряжений вызывает наиболее интенсивные деформации и смещения. В связи с этим интересно, что при землетрясении Боррего-Маунтин в Южной Калифорнии 9 апреля 1968 г. ($M = 6,4 \div 6,5$) в эпицентральной зоне по разлому Кайот-Крик на протяжении 31 км возникло правое смещение до 38 см; одновременно произошли правые подвижки на 1–2,5 см по разломам холмов Саперстишн (на отрезке 23 км), Сан-Андреас (30 км) и Империял (22 км), удаленных от эпицентра на 45–70 км [Borrego . . . , 1972]. Очевидно, что в этом случае сейсмогенерирующая область не ограничивалась зоной разлома Кайот-Крик.

Приведенные факты показывают, что изучение режимов и пространственная корреляция проявлений молодых тектонических движений в активных зонах могут служить важным геологическим инструментом познания современной геодинамики и физических свойств литосферы.

Метод составления и анализа гистограмм смещений, использованный для изучения неравномерности голоценовых тектонических движений, применим также для корреляции более крупных и, соответственно, более древних смещений по разломам. Как правило, смещения больше 40–50 м относятся к крупным и относительно древним формам рельефа с не столь четко локализованными границами. Поэтому точность

определения смещений меньше, и проявления отдельных импульсов движения не улавливаются. Но максимумы смещений выделяются и на таких гистограммах [Трифонов, 1983, рис. 42, 49, 51, 75, 77]. Во многих активных зонах документально устанавливается синхронность форм рельефа, смещенных на одинаковые или близкие расстояния независимо от возможных различий в формах движений. Так, по разлому Сан-Андреас долины рек Пахаро и Литл-Рок смещены с конца позднего плейстоцена вправо почти на одинаковое расстояние (600–700 м), хотя первая долина находится на участке разлома с импульсным, а вторая — с криповым режимом движения.

Отмеченную предпочтительность смещений определенных амплитуд, казалось бы, проще всего связать с климатическими и иными экзогенными причинами, определяющими этапность формирования врезов при постоянной скорости перемещений. Но последняя, как показали специальные исследования на Юго-Восточном Кавказе и Копетдаге, не остается постоянной [Трифонов, 1971]. Соотношения позднечетвертичных разрывов с комплексами молодых террас сводятся к двум типам: 1) разрыв смещает террасу или поверхность выравнивания, но не нарушает более молодые врезы; 2) разрыв смещает террасу или поверхность выравнивания и уступы более молодого вреза, но не нарушает урвненную поверхность в его основании. При анализе более 100 случаев смещения разрывами молодых форм рельефа выяснилось, что соотношения первого типа значительно более редки, чем соотношения второго типа. Следовательно, перемещения по разрывам происходили главным образом в стадии врезания и интенсивного развития долин. Эти стадии ускорения тектонических движений оказываются примерно синхронными в пределах уже не отдельных активных зон, а крупных сегментов подвижных поясов, таких, например, как западное и восточное обрамления Южного Каспия или система разломов Сан-Андреас, и представляют собой следующий ранг колебаний тектонической активности. Более подробно они рассмотрены в следующих главах работы, посвященных корреляции неотектонических событий Альпийско-Азиатского орогенического пояса.

ГЛАВА III

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

В КАРПАТО-КАВКАЗСКО-КОПЕТДАГСКОМ СЕГМЕНТЕ АЛЬПИЙСКО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА.

В пределах Альпийско-Азиатского внутриконтинентального орогенического пояса наиболее изучена неотектоника Черноморско-Каспийского региона: Карпат, Крыма, Кавказа и Копетдага. С другой стороны, для Черного и Каспийского морей накопился обширный материал по сопоставлению трансгрессий и регрессий с изменениями климата в плиоцен-плейстоцене. Это делает возможным решение вопроса о корреляции неотектонических и климатических событий, что имеет принципиальное значение для понимания особенностей геологического развития этого региона на новейшем этапе.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ТРАНСГРЕССИЙ И РЕГРЕССИЙ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ С КЛИМАТИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ В ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

С плиоцена по голоцен включительно на территории палеобассейнов Каспийского и Черного морей имел место ряд крупных трансгрессий, разделявшихся периодами регрессий. К настоящему времени накопился обширный материал, свидетельствующий о преимущественно климатической причине этих мощных явлений [Марков и др., 1965; Васильев, 1976; Чепалыга, 1980; Проблемы геологии..., 1982; и др.].

После понтической трансгрессии, охватывавший все области Понто-Каспия, начиная

со второй половины раннего плиоцена, Черное и Каспийское моря стали развиваться как изолированные бассейны (киммерийский и балаханский) (табл. 4).

В конце киммерийского времени (3,5–4,5 млн. лет тому назад) проявилось первое крупное похолодание, сменившееся затем сильным потеплением (климатический оптимум плиоцен-плейстоцена) [Никифорова и др., 1976], когда в Каспийском регионе получила развитие обширная раннеакчагыльская трансгрессия, размеры которой, по-видимому, превышали размеры последующей позднеакчагыльской трансгрессии [Трубихин, 1977; Невеская, Трубихин, 1982]. Во время этих трансгрессий Каспийский бассейн через Маньчский пролив соединялся с Черноморским: акчагыльские слои Каспия коррелируются с куяльницкими слоями Черного моря [Никифорова и др., 1976, 1980; Никифорова, 1982]. Раннеакчагыльской трансгрессии соответствовала регрессивная стадия куяльницкого бассейна, раннеакчагыльской регрессии, формировавшейся уже во время похолодания, — скудумская трансгрессия Черного моря [Чепалыга, 1980]. Во время нового потепления развилась позднеакчагыльская трансгрессия Каспия¹, распространившаяся в Куринскую, Западно-Туркменскую, Прикаспийскую и Азовскую впадины. Ей соответствовала, по-видимому, эцкерская регрессия куяльницкого бассейна. Во время отступления позднеакчагыльского моря, происшедшего во время похолодания, в Черноморском бассейне началась крыжановская трансгрессия, сменившаяся затем мерийской регрессией во время нового потепления (см. табл. 4).

Таким образом, позднеплиоценовые трансгрессии и регрессии акчагыльского бассейна Каспия и куяльницкого бассейна Черного моря развивались асинхронно, что объясняется изолированностью этих водоемов относительно друг друга и непродолжительным стоком вод из Каспия в Черное море во время более высокого уровня первого водоема над вторым. А.Л. Чепалыга [1980] констатирует совпадение изменений уровня Каспия с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана и климатическими ритмами. Черное море в это время развивалось в противофазе с Каспием.

Начало зоплейстоцена отмечено мощным похолоданием [Никифорова и др., 1980]. В это время в Каспийском регионе начал формироваться изолированный апшеронский бассейн, ранняя трансгрессивная стадия которого синхронизируется с раннегурийским (гуриантским, по А.Л. Чепалыге [1980]) бассейном. Последний, по-видимому, уступал по размерам трансгрессивным фазам куяльницкого моря и не выходил за пределы глубоководной впадины Черного моря (см. табл. 4).

С потеплением и аридизацией климата в бошерницкое время раннеапшеронский бассейн Каспия регрессирует, а в Черноморской впадине образуется нотанебское море гурийского бассейна [Чепалыга, 1980]. Оно не отличается большими размерами и находится скорее в регрессивной стадии, нежели в трансгрессивной.

Позднеапшеронская трансгрессия Каспия приурочена к холодному жеваховскому времени. Масштаб этой трансгрессии был несколько меньше размеров раннеапшеронской трансгрессии [Трубихин, 1975, 1977; Невеская, Трубихин, 1982], однако сток вод из Каспия в Черное море продолжал осуществляться. Сильное похолодание в конце зоплейстоцена (морозовское время) привело к опреснению регрессирующего позднеапшеронского бассейна Каспия и небольшого (уступающего по размерам нотанебскому) цвермагальского бассейна Черного моря (см. табл. 4).

По данным А.Л. Чепалыги [1980], колебания уровней апшеронского и гурийского бассейнов, вероятно, происходили синхронно, так как в трансгрессивные фазы между ними устанавливалась связь.

Начало плейстоцена ознаменовалось наступлением жаркого климата, которое сопровождалось глубокими регрессиями и изоляцией обоих бассейнов: тюркянской регрессией Каспия до отметок $-150 \div -200$ м и болгарской регрессией Черного моря до $-80 \div -100$ м [Марков и др., 1956; Федоров, 1978а, б] (см. табл. 4).

Последующее сильное похолодание совпало с началом обширных и длительных

¹ А.Л. Чепалыга [1980] разделяет позднеакчагыльскую трансгрессию Каспия на две.

склон Родопского массива, дробление которого на блоки с развитием грабен и другими признаками растяжения вызвано влиянием впадины Эгейского моря.

Генетическое и морфологическое сходство, однотипность и близкая по времени ритмичность или стадийность формирования неотектонической структуры Родопского массива и Тянь-Шаня предопределили и значительное принципиальное сходство основных черт их рельефа. Это повсеместное развитие более или менее высоких поднятий со ступенями орогенных поверхностей выравнивания на крыльях, а также широких впадин межгорного типа или сравнительно узких долинообразных впадин внутригорного типа с приуроченными к ним террасированными речными долинами. Эти и другие особенности существенно отличают рассмотренные области от ряда других областей, развивающихся в условиях растяжения (Провинция Бассейнов и Хребтов в Северной Америке, Северная и Центральная Монголия, Забайкалье, частично южные склоны Родопского массива).

Таким образом, орогены Тянь-Шаня и Родопского массива при множестве сходных и типичных черт характеризуются и весьма существенными различиями, многие из которых связаны, очевидно, с их весьма разными региональными положением и геологической предысторией.

Родопский массив — обширная область высокого залегания кристаллического докембрийского основания, в значительной части лишенного покрова более молодых образований и лишь частично переработанного палеозой-мезозойскими тектоническими процессами. На Тянь-Шане докембрийский кристаллический фундамент погребен под значительным по мощности покровом более молодых формаций разного типа и вскрыт лишь на отдельных участках.

Родопский массив непосредственно сопряжен с одной стороны с альпийской геосинклинально-складчатой областью Балканид, с другой — с активно развивающимися впадинами Эгейского и Черного морей. Тянь-Шаньский ороген формируется во внутренней части обширнейшего континентального массива Евразии, не будучи связанным непосредственно с альпийскими геосинклиналями Тетиса, и весьма далек от впадин океанического типа. Этим, по-видимому, обусловлены прежде всего значительные различия магматизма рассмотренных орогенов.

Таким образом, два консолидированных массива, удаленные друг от друга на весьма значительное расстояние, в эпоху новейшей тектонической активизации испытали принципиально сходные и одновозрастные деформации орогенного типа. Но определенные структурно-формационные различия исторического плана и общерегионального положения ("окружающей среды") предопределили ряд существенных особенностей их развития.

ГЛАВА V

СОПОСТАВЛЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ АЛЬПИЙСКО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Можно выделить крупные сегменты Альпийско-Азиатского орогенического пояса, неотектонические события в которых взаимосвязаны и в определенной мере синхронны. Один из таких сегментов — Гималайско-Памиро-Тянь-Шаньская область и прилегающие к ней районы Центральной Азии.

Смятие мел-эоценовых офиолитов и океанических осадков зоны Инда, несогласно перекрытых олигоценовыми конгломератами [Tewari, 1964], знаменует замыкание океанического бассейна Тетиса и начало новейшего этапа развития Гималайско-Памиро-Тянь-Шаньского региона в условиях повсеместно сформированной континентальной коры. Продолжавшееся сближение Индостана с более северными тектоническими зонами вызывало их деформацию. На удалении от фронта Индостанской плиты она выразилась в образовании невысоких, слабо дифференцированных под-

нятий Северного Памира и Тянь-Шаня, поставивших еще весьма тонкий красноцветный обломочный материал в смежные плоские мульды — будущие межгорные впадины. Таким материалом сложен верхнеэоцен-олигоцен-нижнемиоценовый комплекс: сумсарские и шурьсайские слои Таджикистана и Ферганы, больджуанская свита Таджикской депрессии, усунская серия Тянь-Шаня.

В процессе относительного северного дрейфа Индостанской плиты происходило ее обрастание более северными тектоническими зонами [Трифонов, 1979]. Располагавшийся перед фронтальной областью контрастных горизонтальных смещений участок более северной зоны испытывал максимальное сжатие и вовлекался в процессы деформации, которые приводили к его срыву и обособлению распространявшимися к северу сдвигами западного и северо-восточного обрамления плиты. Обособленный участок начинал двигаться вместе с плитой, т.е. становился ее частью, а фронт плиты тем самым мигрировал к северу, вовлекая в процессы деформации следующий участок, и т.д. В позднем олигоцене, раннем и среднем миоцене происходят складчатость, покровообразование, гранитизация и метаморфизм в Каракоруме, Южном и Центральном Памире. Скачкообразная миграция в раннем-среднем миоцене фронта плиты в зону Центрального Памира и усиление воздымания Северного Памира вызывают погребение обломочного материала, сносимого в Таджикскую депрессию (хингоуская свита). Возрастают интенсивность и дифференциация орогенических движений и на Тянь-Шане, где красноцветная усунская серия осадков сменяется в среднем миоцене пестроцветной карлукской.

В позднем миоцене фронт Индостанской (точнее, теперь уже Индостано-Памирской) плиты мигрирует к северу, в зону Дарваз-Каракульского разлома. Интенсивное движение Северного Памира обуславливает [Скобеев, 1977] складчатость мезозойско-кайнозойских толщ смежной части Таджикской депрессии, начинается поднятие хребтов Петра Первого и Заалайского. Эпизоды усиления этих процессов на фоне общего ускорения восходящих движений зафиксированы несогласиями в основаниях верхнемиоцен-плиоценовых свит — тавильдарийской, каранакской, полизакской и верхнеплиоцен-эоплейстоценовой кулябской серии. На Тянь-Шане также отмечается нарастание скорости движений со временем. С ростом Петро-Заалайского и соседних поднятий красноцветная моласса сменяется более грубой сероцветной. Несколько позднее, в самом конце плиоцена, начинается формирование несогласно перекрывающей более древние отложения сероцветной грубообломочной каракитайской серии на Тянь-Шане. В Таджикской депрессии граница верхнего плиоцена и эоплейстоцена отмечается локальным несогласием между куруксайской и кайрубакской свитами кулябской серии [Путеводитель ..., 1977].

Следующий важный для рассматриваемого региона рубеж — граница эоплейстоцена и раннего плейстоцена. На Тянь-Шане и в Афгано-Таджикской депрессии он маркируется несогласиями. Резко ускоряется рост Петро-Заалайского поднятия и хребтов Тянь-Шаня. Граница Индостано-Памирской плиты мигрирует далее к северу — на южный склон Алайской долины [Трифонов, 1979]. В течение плейстоцена имели место локальные структурные перестройки. Более общим событием явилась активизация движений (местами — частные перестройки структурного плана) в конце среднего — начале позднего плейстоцена.

Таким образом, новейшее развитие Гималайско-Памиро-Тянь-Шаньской области характеризовалось последовательным вовлечением все более северных регионов в интенсивные деформации в условиях северного дрейфа Индостанской плиты. Таджикская депрессия и Тянь-Шань реагировали на этот процесс последовательным нарастанием интенсивности смещений и деформаций. Важнейшими для развития новейшей структуры были: конец эоцена — начало олигоцена (окончательное замыкание Тетиса и начало собственно континентального структурообразования); тектоническая фаза позднего миоцена — раннего плиоцена, создавшая главные черты современного структурного плана и охватывающая несколько эпизодов активизации; граница эоплейстоцена и раннего плейстоцена к которой приурочена резкая активизация собственного горообразования.

С ростом горного сооружения Тянь-Шаня становятся интенсивнее орогенические движения в более северо-восточных районах Центральной Азии. В конце плиоцена и особенно в четвертичное время резко активизируется горообразование в прежде слабо дифференцированных областях Западной и Центральной Монголии, которые по контрастности вертикальных движений, морфологии новейших структур и особенностям осадконакопления сейчас напоминают Тянь-Шань на ранних стадиях его неотектонического развития. Отмечая такое "запаздывание", не следует забывать, что на Тянь-Шане новейшие структуры развивались в условиях поперечного горизонтального сжатия, а в Западной и Центральной Монголии — в условиях преобладающих сдвиговых перемещений.

Одновременно с описанными событиями происходили расколы и надвиговые перемещения в тылу краевой части Индостанской плиты, в Гималаях, где процессами надвигания и складчатости последовательно охватывались все более южные зоны от шва Инда до Субгималаев и Предгималайского прогиба.

Несколько иначе протекало кайнозойское тектоническое развитие в более западных сегментах Альпийско-Азиатского орогенического пояса, тяготеющих к выступу Аравийской плиты: Ирано-Копетдагском, Кавказском и Анатолийском. Здесь, во Внутреннем Загросе, Центральном Иране и Анатолии, интенсивно проявились меловые фазы складчатости, связанные с движением Африкано-Аравийской плиты к северу и северо-востоку. В палеогене имели место первые альпийские складкообразовательные движения в Эльбурсе [Штёклин, 1977]. В раннем эоцене (около 55 млн. лет назад) начался интенсивный известково-щелочной, преимущественно андезитовый, вулканизм на обширных пространствах Ирана от Внутреннего Загроса до южных предгорий Эльбурса¹. В.Г. Казьмин [1982] связывает это с поддвижением Африкано-Аравийской плиты в зоне Главного надвига Загроса.

По данным В.Г. Казьмина [1976, 1982], согласующимся с результатами океанологических исследований [Сборщиков, 1981], сближение Африкано-Аравийской системы плит с Евразийской плитой ускорилось в конце эоцена — начале олигоцена, 40–35 млн. лет назад. С этой эпохой, выделяемой как пиренейская фаза, в осевых частях рассматриваемых сегментов орогенического пояса связаны значительные тектонические события. В позднем эоцене интенсивные складкообразовательные движения проявились в осевых частях горных сооружений Понтида, Тавра и Срединной Анатолии. Отложения самых верхов эоцена и олигоцена несогласно перекрывают более древние образования [Ильхан, 1977]. Несколько позднее, в раннем — среднем олигоцене, имела место складчатость в Эльбурсе [Штёклин, 1977]. По-видимому, она захватывала и осевую часть Центрального Копетдага, а также Аджаро-Триалетскую систему. Дальнейшее позднеолигоцен-раннемиоценовое развитие осевых частей пояса проявлялось в сводовых горообразовательных движениях, подвижках по разломам и накоплении моласс в межгорных впадинах.

Эти события охватили и периферическую Понто-Каспийскую область, где происходило ранее воздымание наметившихся поднятий и прогибание образовавшихся впадин, в которых отлагались нижнемолассовые осадки майкопской серии. В раннем миоцене (22 млн. лет назад), согласно В.Г. Казьмину [1982], сближение плит замедлилось.

Новая вспышка активности в области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит падает на границу раннего и среднего миоцена — около 15 лет. назад. Формируются складки и сорванные покровы осадочного чехла в зоне Краевых складок Восточной Анатолии и Внешнего Загроса [Ильхан, 1977; Фолкон, 1977]. Наблюдается складчатость в Крыму, на Кавказе и в Центральном Копетдаге, отразившаяся в несогласии между майкопскими и торгонскими осадками. Начинается интенсивное погружение краевых прогибов.

¹ Интересно, что тот же возраст (55–52 млн. лет) имеют базальты Тянь-Шаня.

В среднем миоцене происходит ослабление тектонической активности всего региона, прерывавшееся лишь кратковременными и локальными вспышками активизации (предкокракское время и др.).

В позднем миоцене (9–10 млн. лет назад) тектонические движения в указанных областях снова усиливаются и становятся еще интенсивнее. В Северо-Западной Сирии и Пальмирах отмечается несогласие в основании гельветских отложений и их континентальных аналогов. Более радикальные тектонические перестройки на северном фланге Аравийской плиты происходят на границе миоцена и плиоцена. В это время завершается в основных чертах формирование складчатости Пальмирид (позднее происходит лишь воздымание антиклинальных цепей и погружение синклиналиных зон, причем некоторые из них оказываются объединенными в более крупные впадины и поднятия). Блок Алеппо, отторженный Пальмирами в миоцене от основной части Аравийской плиты, причленяется к ней. В связи с такой миграцией фронта плиты развиваются ее новые структурные ограничения. Зона разломов Мертвого моря, прежде, вероятно, продолжавшаяся структурами Пальмирид, распространяется в Северо-Западную Сирию и Южную Турцию, пересекая наискось структуры Южного Тавра. В новообразованных грабенах зоны разломов, например в грабене Миссиаф, отлагается мощная толща плиоценовых конгломератов. Месопотамский прогиб также распространяется на северо-запад, охватывая не прогибавшуюся в миоцене область Северо-Восточной Сирии. Здесь на краю прогиба в плиоценовое и особенно интенсивно в четвертичное время развиваются складчатые формы. Структурные перестройки на северном фланге Аравийской плиты вызывают активизацию орогенических процессов в сопредельных областях, в частности в зонах Северо-Анатолийских сдвигов и разломов Ирана.

В позднем сармате завершается формирование складчатости, начинается общее воздымание Большого Кавказа и осевой части Копетдага. Наметившиеся тенденции развиваются в раннем плиоцене, прерываясь сравнительно коротким эпизодом затихия, совпадающим с понтической трансгрессией. В предакчагыльское время резко усиливаются складкообразовательные движения в Крыму, предгорных и периклиналильных зонах Большого Кавказа и Копетдага. Происходит разрастание этих горных сооружений. Послепонтическая (предакчагыльская?) складчатость проявилась и на северном склоне Эльбурса [Штёклин, 1977]. Максимальной контрастности (12 км) достигает поднятие Загроса относительно Персидского залива [Фолкон, 1977]. Дальнейшее воздымание испытывают горные сооружения внутренних частей орогенического пояса. Усилившаяся интенсивность поднятий проявляется в повсеместном погружении обломочного материала моласс.

В начале позднего плиоцена (раннеакчагыльское время) на севере, в Понто-Каспийской области, имели место трансгрессия и некоторый спад складко- и горообразования. На юге, в Месопотамском прогибе и Внешнем Загросе, такого спада не регистрируется. А в конце плиоцена и на севере, и на юге отмечается новая активизация, прерывавшаяся в раннем эоплейстоцене, во время раннеапшеронской трансгрессии.

Неравномерности дальнейшего развития достаточно подробно выяснены лишь в северной периферической области, прилегающей к Черному и Каспийскому морям. В горных сооружениях Крыма, Кавказа и Копетдага устанавливаются стадии ускорения и замедления восходящих движений. В значительной мере они локальны и обуславливаются особенностями развития отдельных тектонических зон, но некоторые прослеживаются повсеместно. Таковы эпизоды ускорения воздымания в самом конце эоплейстоцена — начале раннего плейстоцена, в конце среднего и конце позднего плейстоцена. Последний эпизод, по-видимому, продолжается до сих пор.

Из европейских сегментов Альпийско-Азиатского пояса в настоящей работе проанализирована неотектоническая эволюция лишь Родопского массива и смежных районов Балканского полуострова, а также Внешней зоны и предгорий Карпат. В области Родопского массива, как и во внутренних зонах западноазиатской части пояса, а может

быть, даже в большей мере, основные черты новейшего структурного плана были заложены еще в конце эоцена, в пиренейскую тектоническую фазу. Поздний эоцен, олигоцен, а местами, вероятно, и ранний миоцен характеризовались значительными проявлениями кислого вулканизма и накоплением нижнемолассовых формаций. Последующие структурные перестройки, крупнейшие из которых имели место на границе среднего и позднего миоцена и в конце плиоцена, не изменили неотектонического плана и выразились в возрастании роли линейных структур и увеличении активности тех или иных элементов. Позднемиоценовая перестройка и локальные вулканические проявления этого времени, возможно, связаны с ускорением сближения Африканской и Евразийской плит и образованием 13 млн. лет назад Гелленского вулканического желоба [Казьмин, 1982]. Позднеплиоценовая перестройка, сопровождающаяся погружением обломочного материала прогибов, отразила некоторую активизацию собственно горообразовательных движений и происходила синхронно с аналогичными процессами в более восточных сегментах орогенического пояса.

Во Внешней зоне и предгорьях Карпат намечается та же стадийность проявлений неогеновых тектонических движений, что и в более восточных горных сооружениях Понто-Каспийской области. Так, выявляются стадии ускорения воздымания в раннем и позднем миоцене (с конца среднего сармата до начала понтической трансгрессии), в раннем плиоцене после понтической трансгрессии (4,8–3,5 млн. лет назад), в конце позднего плиоцена. Позднейшие эпизоды ускоренного воздымания асинхронны в разных частях региона. Они приходятся на вторую половину раннего эоплейстоцена в Восточных Карпатах, поздний эоплейстоцен в Молдавских Кодрах и начало раннего плейстоцена на Подольской возвышенности, конец раннего и первую половину среднего плейстоцена в Молдавских Кодрах, вторую половину среднего плейстоцена на Подольской возвышенности и вторую половину позднего плейстоцена — голоцен повсеместно в Предкарпатье.

Приведенные данные показывают, что отдельные зоны орогенического пояса, обладающие структурным единством, характеризуются также определенными закономерностями и единством тектонического развития. Такое единство отмечается, с одной стороны, для зон области взаимодействия Индостанской и Евразийской плит, с другой — для зон области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит. Общим для обеих областей является смена процессов складкообразования и наращивания консолидированной коры в зонах мезозойско-кайнозойской аккумуляции процессами горообразования; отражение этих событий — в складчато-глыбовых деформациях смежных областей более ранней консолидации коры и их последовательном вовлечении во все более интенсивные горообразовательные движения.

Намечаются тектонические рубежи, общие для обеих рассмотренных областей и представляющие собой фазы неотектонической активизации. Таковы: конец эоцена — начало олигоцена, позний олигоцен — ранний миоцен и поздний миоцен — ранний плиоцен, самый конец плиоцена — четвертичное время. Внутри фаз намечаются более короткие эпизоды активизации. Так, в позднемиоцен-раннеплиоценовой фазе обособляются позднесарматско-предмеотическая, предпонтическая и предакчагыльская подфазы, или эпизоды. Подобные подфазы, или эпизоды, активизации намечаются в конце плиоцена, конце эоплейстоцена и в конце среднего плейстоцена. Эти сравнительно короткие серии тектонических импульсов проявлялись не повсеместно и не вполне синхронно в течение фазы активизации. Например, пиренейская фаза в Анатолии приходится на конец эоцена, а в Аджаро-Триалетской зоне и Эльбурсе — на ранний-средний олигоцен.

Вместе с тем для областей взаимодействия Евразийской плиты с Аравийской и Индостанской плитами обнаруживаются значительные различия их неотектонического развития. Первая по сравнению со второй характеризуется большим значением ранних фаз тектогенеза и более ранним началом собственно горообразовательных движений. В Гималайско-Тянь-Шаньской области регистрируется непрерывное, хотя и переменное по скорости нарастание высоты гор и расширение их площади. В Ирано-Копетдагской,

Кавказской и Анатолийской областях этот процесс прерывался ослаблением движений во время трансгрессий, а некоторые горные системы, вероятно, достигали современной высоты и площади уже в раннем плиоцене. На Закаспийской низменности и в Восточном Причерноморье фрагменты раннеплиоценовых горно-складчатых сооружений эродированы и перекрыты слабо деформированными осадками. Тенденция к удревнению начала орогенеза, расчленению и частичному погружению сформированных горных сооружений еще отчетливее проступает в европейской части Альпийско-Азиатского пояса.

ГЛАВА VI

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

В предыдущих главах была рассмотрена история неотектонического развития нескольких типовых районов Альпийско-Азиатского внутриконтинентального орогенического пояса, выявлены направленность их эволюции и генетические связи между тектоническими событиями, происходящими в одном регионе или в соседних регионах, намечены фазы и эпизоды тектонической активизации. Одни из них характерны лишь для отдельных регионов, другие более или менее выражены в разных частях пояса. Чтобы понять значение таких фаз и эпизодов, а отчасти и общие тенденции новейшего развития пояса, необходимо сравнить происходившие в нем события с событиями в других неотектонических активных поясах, прежде всего в тех, которые отличаются от Альпийско-Азиатского в структурном и кинематическом отношении. Таковы современные островные дуги и активные континентальные окраины, рифтовые системы и зоны крупных сдвигов. Объем работы не позволяет нам проанализировать их столь же подробно, как Альпийско-Азиатский пояс. Поэтому ограничимся кратким рассмотрением отдельных примеров, представляющих разные структурно-кинематические типы подвижных поясов.

Красноморская, Аденская, Эфиопская и Кенийская рифтовые зоны. Они расположены на северо-востоке Африки (рис. 38) и составляют крупный фрагмент Африкано-Аравийской рифтовой системы [Восточно-Африканская..., 1974; Логачев, 1974; Милановский, 1976; Казьмин, 1974, 1976]. Наиболее полные сведения о строении региона приводит В.Г. Казьмин [1982], согласно которому неотектоническая история развития указанных рифтовых зон может быть представлена следующим образом.

Образованию позднекайнозойских рифтов Северо-Восточной Африки предшествовал трапповый вулканизм Эфиопского плато, начавшийся 55 млн. лет назад, в раннем эоцене, излияниями щелочных и толеитовых базальтов. К концу эоцена ареал траппового вулканизма распространяется на северо-восток. Здесь к северу и востоку от края ареала примерно 40 млн. лет назад закладываются грабенообразные депрессии Аденского и Красноморского рифтов. В течение олигоцена в Аденском рифте отлагались глинисто-карбонатные морские осадки; следы вулканизма отсутствуют. В приосевой части Красноморского рифта извергались базальты, а к западу от них в узкой лагуне происходила садка эвапоритов. Возникнув в южной части современного Красного моря, грабен распространялся к северу, так что к концу олигоцена — началу миоцена морская ингрессия проникла в Суэцкий залив. К западу от сочленения Красноморского и Аденского рифтов в олигоцене возникла система сравнительно небольших грабенов и горстов. Максимальное распространение Эфиопского базальтового ареала привело к тому, что 25–22 млн. лет назад эта область также оказалась охваченной трещинными излияниями толеитов. Их накопление разобщило Аденскую и Красноморскую депрессии. Появление грубообломочных отложений указывает на воздымание бортов Красноморского рифта и усиление контрастных вертикальных перемещений.

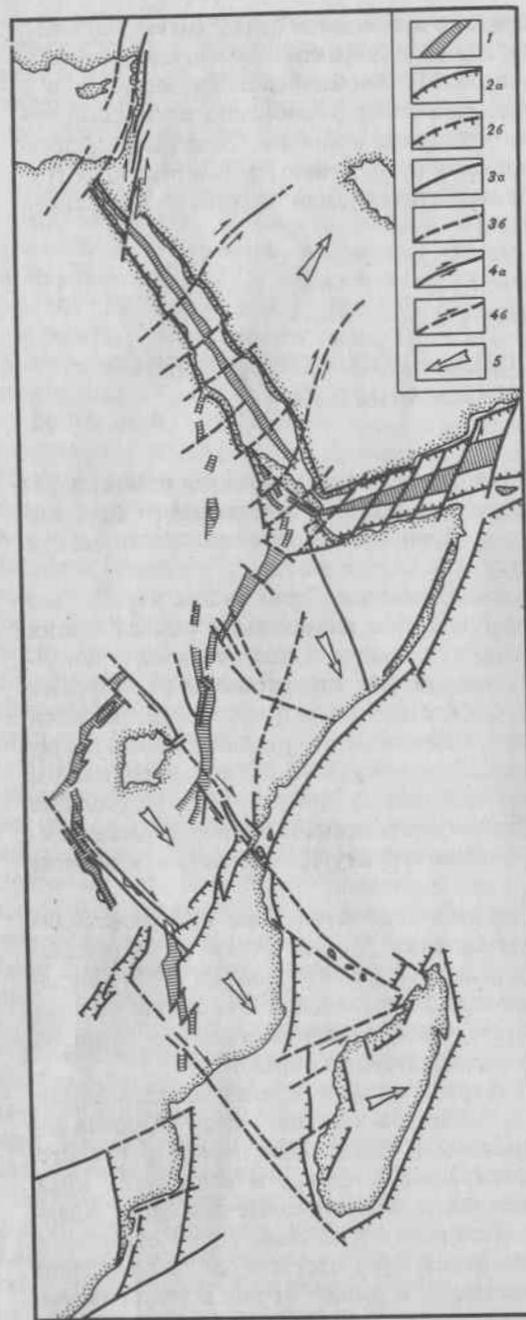


Рис. 38. Тектоническая схема Африкано-Аравийской рифтовой системы [Казьмин, 1976]

1 - рифтовые зоны плиоцен-четвертичного возраста; 2 - более древние рифтовые разломы: а - достоверные, б - предполагаемые; 3 - разломные ограничения рифтов плиоцен-четвертичного возраста: а - достоверные, б - предполагаемые; 4 - поперечные и трансформные разломы: а - достоверные, б - предполагаемые (большая длина стрелки обозначает большее перемещение); 5 - направление перемещения блоков

Таким образом, в позднеэоцен-раннемиоценовой тектонической истории Северо-Западной Африки выделяются, по данным В.Г. Казьмина [1982], два важных рубежа: примерно 40 млн. лет назад (поздний эоцен - ранний олигоцен), когда заложилась рифты Аденского залива и Красного моря, и 25-22 млн. лет назад (начало миоцена), когда достигла максимума вулканическая активность и возросла контрастность вертикальных движений. Раздвижение рифтов на этой ранней стадии происходило путем растяжения и утонения континентальной коры. Средняя скорость раздвижения была невелика. В Аденском рифте В.Г. Казьмин оценивает ее в 0,3-0,35 см/год.

22 млн. лет назад развитие рифтовых зон замедлилось. В Красном море в лагунных условиях продолжалась садка солей, а вулканизм 20 млн. лет назад прекратился. Примерно тогда же затухает он и на Эфиопском плато. Лишь на крайнем юге, в области перехода к будущему Кенийскому рифту, 23-16 млн. лет назад образуется рифт Туркана и развиваются крупные вулканы с туфами и лавами повышенной щелочности [Логачев, 1974].

Раннемиоценовый спад тектонической активности Аденского и Красноморского рифтов подготовил перестройку структурного плана [Казьмин, 1982]; примерно 15 млн. лет назад, т. е. в начале среднего миоцена, начинаются развиваться в виде депрессии Эфиопская и Афарская рифтовые зоны. Погружение депрессии фиксируется изменением мощностей щелочных риолитов и базальтов, извергающихся в ней и в смежных районах Эфиопии и Сомали. В Аденском и Красноморском рифтах возобновились раздвижение и погружение, сопровождавшиеся морским осадконакоплением, но их скорость, по данным В.Г. Казьмина, была небольшой, и существенных изменений в структуре обоих рифтов не произошло.

Заложение Афарской и Эфиопской рифтовых зон совпало с развитием 13,5-12 млн. лет назад Кенийского вулканического ареала, не связанного с ранее существовавшим Эфиопским и меньшего по размеру [Логачев, 1974]. Там происходили массовые, преимущественно трещинные излияния фонолитов, покровы которых в центре ареала имеют мощность более 1000 м.

В позднем миоцене процессы рифтогенеза в Эфиопском и Афарском рифтах активизировались [Казьмин, 1976, 1982]. Погружающаяся впадина Афарского рифта 8 млн. лет назад стала заполняться базальтовыми продуктами трещинных извержений, а грабен Эфиопского рифта - игнимбритами щелочных риолитов. Началось воздымание бортов Афарского рифта, отмеченное накоплением конгломератов. Активизацию рифтогенеза В.Г. Казьмин связывает с ускорением относительного перемещения Сомалийской плиты, 10 млн. лет назад оно привело к разрыву континентальной коры и к началу спрединга океанического типа в восточной и центральной частях Аденского рифта. Скорость раздвижения возросла в несколько раз. В Красноморском рифте такого разрыва не произошло, но в его осевой части примерно 10 млн. лет назад возобновился базальтовый вулканизм. Вдоль воздымавшихся бортов рифта накапливались грубообломочные отложения, а на остальной его части шла садка эвапоритов. Их мощность достигает 1300 м, что указывает на интенсивное прогибание. Позднемиоценовому погружению рифтов предшествовала, по данным В.Г. Казьмина, непродолжительная стадия тектонических деформаций. Она выразилась в местных несогласиях между средне- и позднемиоценовыми толщами на дне Афарского и на борту Красноморского рифтов.

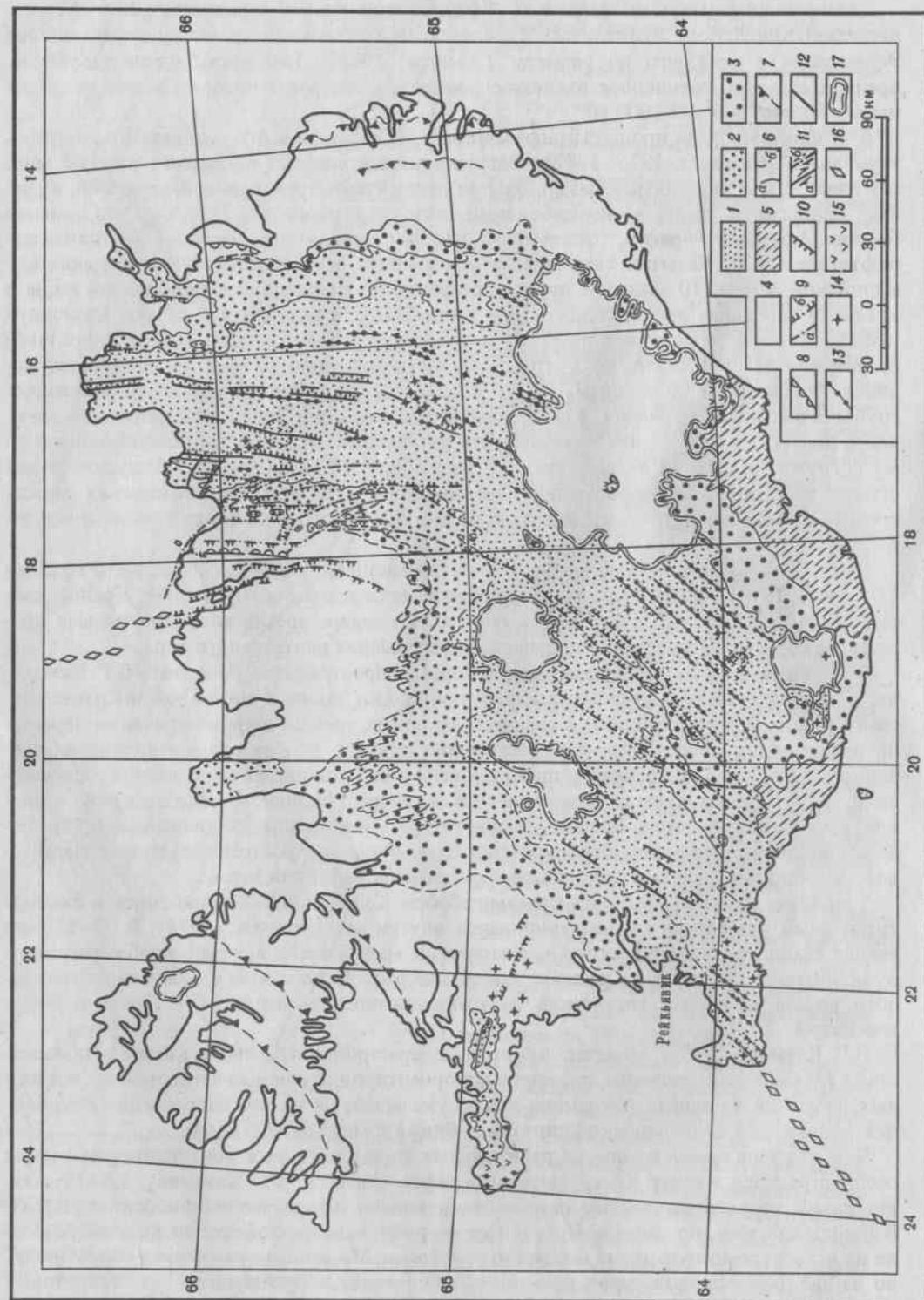
Кенийский вулканический ареал в позднем миоцене несколько изменил очертания [Логачев, 1974], сузившись в направлении, поперечном к будущему Кенийскому рифту, и удлинившись к югу вдоль его оси. На севере ареала возникли первые продольные сбросы. Господствовали щелочные извержения центрального типа.

В плиоцене разрыв континентальной коры распространился, по данным В.Г. Казьмина, в западную часть Аденского рифта и произошел также в южной части Красноморского рифта. В Афарской зоне с раскрытием новых трещин широкое развитие получили излияния толеитов. Ускорение растяжения привело к образованию пролива между блоком Данакиль и Аравией и проникновению вод Индийского океана в Красноморский рифт. С раскрытием глубоких трещин на севере Эфиопского рифта связаны излияния щелочных базальтов. Возросла контрастность вертикальных движений, и ускорилось сводовое воздымание бортов рифта. Отмечается распространение на них риолитового вулканизма, ранее не выходившего за пределы рифтовой зоны.

5 млн. лет назад оформились краевые сбросы Кенийской рифтовой зоны, и базальт-трахитовый вулканизм сконцентрировался внутри нее [Логачев, 1974]. В 90-130 км южнее главного вулканического ареала возник малый ареал щелочно-карбонатитового вулканизма - предвестник распространения рифтовой зоны к югу. К востоку от главного ареала развились гигантские центры щелочного вулканизма - Кения и Килиманджаро.

В.Г. Казьмин [1982] отмечает некоторую перестройку 4,5 млн. лет назад взаимодействия главных плит региона: субширотная ориентировка плиоцен-четвертичных магнитных аномалий на западе Аденского залива указывает на то, что направление раздвижения Аравийской и Сомалийской плит стало ближе к меридиональному.

Четвертичное время не внесло радикальных перемен. Разрыв континентальной коры распространился в центр Красноморского рифта. Согласно В.Г. Казьмину, 1,8-1,6 млн. лет назад оформились осевые раздвиговые зоны в Афарском и Эфиопском рифтах. В Кенийской зоне, по данным Н.А. Логачева, рифтовый трог оформился в эпоху плейстоцена на всю современную длину и заметно углубился. Масштабы вулканизма сократились, но на дне рифта продолжались практически повсеместно преимущественно трахитовые трещинные извержения. В собственно плейстоцене с прекращением трещинных извержений, рифтовый вулканический ареал распался на отдельные центры. Интенсивные перемещения происходили в Кенийском рифте до конца среднего плейстоцена, а в



ослабленной мере продолжают до сих пор. Густая сеть возникших разрывов постепенно затухает к югу.

Итак, раннемиоценовый (22–15 млн. лет назад) спад тектонической и вулканической активности региона привел к наиболее важной перестройке структурного плана рифтовой системы – образованию в среднем миоцене Афарской и Эфиопской рифтовых зон и преобразованию, таким образом, двойного сочленения (Красноморского и Аденского) рифтов в тройное. В позднем миоцене вулканизм и прогибание рифтов стали интенсивнее. Этому, возможно, предшествовал эпизод тектонических деформаций на границе среднего и позднего миоцена (около 10 млн. лет назад), приведший к возникновению местных несогласий. Новая, хотя и не столь радикальная перестройка рифтовой системы имела место в начале плиоцена (5–4,5 млн. лет назад): заложился грабен Кенийского рифта, а в Аденском рифте, по данным В.Г. Казьмина, несколько изменилось направление раздвигания. Активизация рифтогенных процессов в позднем миоцене и плиоцене привела к разрыву континентальной коры сначала в восточной и центральной частях Аденского рифта (10 млн. лет назад), затем, в начале плиоцена, в его западной части и юго-восточной части Красноморского рифта, наконец, в эоплейстоцене – в центральной части последнего. С этим связано возрастание скорости раздвигания указанных рифтов до 1,5–2 см/год [Казьмин, 1976, 1982].

Исландия. Находясь на продолжении Срединно-Атлантической рифтовой системы, Исландия в определенной мере позволяет судить об этапности неотектонического развития этой системы. Остров сложен вулканическими породами и продуктами их водной и ледниковой переработки. Древнейшие вулканические образования имеют радиологический возраст 16, возможно, 18 млн. лет [Palmason, Saemundsson, 1974] и, согласно палеоботаническим данным М.А. Ахметьева [Исландия..., 1978], относятся к нижнему миоцену. Вулканическая деятельность продолжается до сих пор без длительных перерывов. Среди вулканогенных пород резко преобладают продукты базальтового состава (более 90%).

В основе структурного районирования Исландии лежит разделение ее на область распространения миоценовых платобазальтов, среди которых обособляются дифференцированные продукты извержений центрального типа и области накопления плиоцен-четвертичных вулканитов – неовулканические зоны. Крупнейшая из них – Срединно-Исландская неовулканическая зона, раздваивающаяся на юге страны (рис. 39).

Уже в первых работах по геологии Исландии отмечались особенности структуры Срединно-Исландской зоны, указывающие на ее формирование в условиях растяжения. В дальнейшем среди исследователей утвердилось единодушное мнение, что Срединно-Исландская зона – современный рифт. Она не является непосредственным продолжением соседних отрезков Срединно-Атлантической системы, хребтов Рейкьянес (на юге) и Кольбенсей (на севере), а отстоит от них к востоку на несколько десятков километров. Связывают их Рейкьянесская и Тьорнесская трансформные зоны [Ward, 1971; Saemundsson, 1974; Трифионов, 19776].

Детальное изучение голоцен-позднеплейстоценовых вулканических и тектонических образований и их сопоставление с условиями залегания и разрезами более древних пород неовулканической зоны показало [Трифионов, 19766], что ее раздвигание со средней

Рис. 39. Структурно-геологическая карта Исландии [Трифионов, 19776]

1 – плейстоцен и голоцен (моложе 0,7 млн. лет); 2 – верхний плиоцен и эоплейстоцен (3–0,7 млн. лет); 3 – нижний плиоцен (примерно 5,5–3 млн. лет); 4 – миоцен (18–5,5 млн. лет); 5 – четвертичные терригенные отложения; 6 – границы стратиграфических комплексов: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – маркирующие горизонты в миоцене; 8 – плиоценовые флексуры; 9 – плейстоценовые разрывы: а – с неизвестным направлением перемещения, б – сбросы; 10 – голоценовые сбросы и сбросо-раздвиги; 11 – сдвиги: а – голоценовые, б – плейстоценовые; 12 – голоценовые зияющие трещины; 13 – голоценовые и позднеплейстоценовые магмоподводящие трещины; 14 – голоценовые и позднеплейстоценовые одиночные вулканы; 15 – голоцен-среднеплейстоценовые вулканы центрального типа с кислыми и средними дифференциатами; 16 – осевые части подводного продолжения рифтовой системы; 17 – границы ледников

скоростью около 1 см/год осуществлялось главным образом путем образования и приоткрывания трещин, которые заполнялись магматическим материалом, нередко извергавшимся на поверхность. Эти явления охватывали полосу, размеры которой несколько изменялись от эпохи к эпохе, но в среднем измерялись десятками километров. Внутри полосы растяжение не реализовалось равномерно, а концентрировалось в сравнительно узких пучках интенсивных линейных нарушений, между которыми могли сохраняться блоки относительно древних пород. Исследования миоценовых базальтов [Walker, 1960, 1965; Gibson, Piper, 1972] показали, что их образование, вероятно, происходило в таких же условиях.

Процесс рифтогенеза в Исландии осуществлялся неравномерно, причем имели место определенные структурные перестройки. До начала плиоцена ось рифтовой зоны располагалась западнее современной и связывала океанические рифты хребтов Рейкьянес и Кольбенсей почти без смещения [Saemundsson, 1974; Белоусов, Милановский, 1975; Трифионов, 1977]. Интенсивность раздвигания, которую предположительно можно оценить по количеству извергавшихся вулканических продуктов, изменялась, но в целом возрастала и достигла максимума 10–12 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 удаленности основных источников вулканического материала в раннем плиоцене отложилась вулканогенно-терригенная толща небольшой мощности [Saemundsson, 1974; Исландия..., 1978].

Интенсивный вулканизм и рифтообразование начались в северной части неовулканической зоны примерно 3,5 млн. лет назад [McDaugall, Wensink, 1966], т. е. в конце раннего или начале позднего плиоцена. Одновременно возникла Тьорнесская трансформная зона, связавшая новообразованный рифт с рифтом подводного хребта Кольбенсей [Трифионов, 1977]. На юг Исландии новообразованная рифтовая зона не продолжалась. Здесь в течение всего плиоцена вулканические и осадочные породы формировались в условиях слабой местной вулканической активности и удаленности главных центров извержений, т. е. в условиях, аналогичных тем, которые существовали в раннем плиоцене на месте неовулканической зоны Северной Исландии. Продолжала функционировать южная часть древнего рифта, и ее связывала с северной частью неовулканической зоны Снейфедльснесская трансформная зона.

В эоплейстоцене новообразованная восточная ветвь рифта распространяется в Южную Исландию, где, возможно, уже в собственно 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 тектоно-вулканическая активность ослабевает.

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

Таким образом, в развитии рифтовой системы Исландии намечаются: кульминация вулканизма и раздвигания в конце среднего миоцена (10–12 млн. лет назад); позднемиоцено-раннеплиоценовый спад активности, закончившийся в конце раннего плиоцена (не позже 3,5 млн. лет назад) существенной перестройкой структурного плана; активизация рифтогенеза в позднем плиоцене и новая перестройка на его границе с эоплейстоценом (около 1,8 млн. лет назад); продолжение рифтогенеза и вулканизма в течение четвертичного периода при непродолжительном спаде активности в начале плейстоцена (примерно 0,7–0,6 млн. лет назад). Детальные исследования в зоне Сре-

динно-Атлантического хребта около 37° с. ш. частично подтвердили этапность развития, выявленную в Исландии. В частности, по рисунку полосовых магнитных аномалий намечается изменение направления спрединга 3–5 млн. лет назад [Ramberg et al., 1977]. Более частным событием была скачкообразная миграция одного из непротяженных рифтовых отрезков 2–2,5 млн. лет назад.

Курило-Камчатская область. В этой области перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту А.Е. Святловский [1967] выделяет следующие элементы современной структуры: глубоководный желоб, внешнюю невулканическую дугу (антиклинальное поднятие), внешний прогиб, внутреннюю вулканическую дугу и тыловый прогиб. Эти элементы выражены по-разному в разных частях системы. Глубоководный желоб не продолжается сейчас севернее Командорских островов и мыса Камчатского, т. е. сочленения системы с Алеутской островной дугой. На продолжении последней находится зона нарушений северо-западного простирания, отделяющая Северо-Камчатско-Олюторский блок от Центрально-Камчатского блока [Эрлих, 1973]. Другая подобная система отделяет последний от блока Южной Камчатки, обнаруживающей некоторые черты сходства с курильской частью системы. Центрально-Камчатский блок разбит продольными разломами на более мелкие блоки и складки основания, названные Э.Н. Эрлихом [1973] грабен-синклиналями и горст-антиклиналями. Крупнейшие из них: поднятие Восточного хребта (Восточно-Камчатская зона), Центральная Камчатская депрессия и поднятие Срединного хребта (Центрально-Камчатская зона). Все они были ареной интенсивного плиоцен-четвертичного вулканизма, т. е. представляют собой вулканическую дугу. На западном склоне Срединного хребта до побережья (Западно-Камчатская зона) распространены неогеновые осадочные толщи, позволяющие рассматривать эту зону как поднятую часть дна Охотского моря. В Южной Камчатке черты продольной зональности сохраняются, хотя в значительной мере теряют структурное выражение. В Северо-Камчатско-Олюторском блоке плиоцен-раннеплейстоценовый вулканизм проявился слабее, а среднеплейстоцен-голоценовый практически отсутствует. Внешней невулканической дуги как целого на Камчатке не существует. Ей соответствуют отдельные поднятия мысов Камчатского, Кроноцкого, Шипунского, погружающиеся в сторону глубоководного желоба. От его склона под островную дугу наклонена сейсмофокальная зона [Федотов, 1966], которая рассматривается многими исследователями как глубинный надвиг, точнее, подвиг океанической литосферы под островную дугу.

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

Структурообразующая роль позднемиоценовых движений была различной в разных районах Камчатки [Гладенков и др., 1980]. В Западно-Камчатской зоне среднемиоценовое морское осадконакопление в верхнем миоцене почти повсеместно сменилось континентальным, с признаками угленосности. Средне-верхнемиоценовые отложения были смяты в пологие складки и с угловым несогласием перекрыты морскими осадками плиоценовой энемтенской свиты. К востоку напряженность предплиоценовой складчатости нарастает и увеличивается стратиграфический перерыв в основании плиоцена: верхнемиоценовые образования в разрезе отсутствуют. Лишь на северо-востоке Камчатки, т. е. севернее ее сочленения с Алеутской дугой, осадконакопление продолжалось в верхнем миоцене и предплиоценовое складкообразование было сравнительно слабым. Но и там плиоценовые осадки залегают на миоценовых с размывом (о-в Карагинский) или угловым несогласием (залив Корфа).

Складкообразование и поднятие Центрально- и Восточно-Камчатской зон привело к размыву и частичному выравниванию горного сооружения. Затем поднятие возобно-

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

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

В самом конце эоплейстоцена и раннем плейстоцене скорость поднятий резко уменьшилась, а затем восходящие движения сменились нисходящими [Мелекесцев, 1974]. Эта перемена не ознаменовалась крупным перерывом и складчатостью, но непродолжительный перерыв в вулканической деятельности был, о чем свидетельствует гораздо худшая сохранность (большая эродированность) эоплейстоценовых вулканических форм по сравнению с раннеплейстоценовыми. Денудация горных систем создала холмисто-низкогорный рельеф, на котором происходили массовые излияния платобазальтов и андезито-базальтов из трещин и щитовых вулканов. Начала заполняться тонкими озерными осадками Центральная Камчатская депрессия.

В среднем плейстоцене вертикальные смещения становятся более контрастными [История..., 1974]. Рост Срединного и Восточного хребтов проявляется в погребении обломочного материала Центральной Камчатской депрессии. В поднятие вовлекаются некоторые районы предшествовавшего вулканизма. Наряду с развитием андезито-базальтовых стратовулканов резко активизируется кислый вулканизм. В Северо-Камчатско-Олюторском блоке вулканическая деятельность замирает и происходит медленное поднятие территории.

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

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

Северная Америка. На большей части запада Северо-Американского континента окончательное становление континентальной коры произошло в ларамийскую эпоху. Ее особенностью было весьма пологое положение зоны пододвигания восточной части Тихого океана (плиты Фараллон) под континент [Блейк, Джонс, 1974]. Об этом свидетельствуют удаленность от выхода зоны поддвига на поверхность и значительная ширина области известково-щелочного дифференцированного вулканизма и гранитных интрузий. В позднем мелу — эоцене она достигала Скалистых гор и на широте Большого Бассейна отстояла от выхода зоны поддвига на 1000 км [Snyder et al., 1976]. В олигоцене ширина области известково-щелочного вулканизма постепенно сокращается, хотя по-прежнему имеет наибольшую ширину в районе Большого Бассейна, и приближается к краю континента [Snyder et al., 1976; Stewart et al., 1977]. Возможно, такое смещение отражает миграцию самой глубокой зоны поддвига, сопровождающуюся приращением к Северо-Американскому континенту блоков новообразованной коры.

После резкого спада вулканической активности 20–17 млн. лет назад [McKee et al., 1970] область известково-щелочного вулканизма ограничилась узкой полосой Каскадных гор, Калифорнии (США) и п-ова Калифорния, причем наименее распространены эти образования на юге Калифорнии (США) и севере п-ова Калифорния [Пушаровский, Меланхолина, 1963; Меланхолина, 1964; Кинг, 1969; 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 (США) и сохраняется лишь в Каскадных горах, где распространяется до Британской Колумбии (Канада) [Кинг, 1969]. Цепь четвертичных вулканов располагается здесь несколько восточнее плиоценовых и сохраняет активность до сих пор (извержение вулкана Сент-Хеленс произошло 18 мая 1980 г.).

Надвигание континентальных масс Северной Америки и наращивание их блоками переработанной океанической коры¹ приводили к постепенному сокращению плиты Фараллон, т. е. сближению зоны поддвига с осью Восточно-Тихоокеанского поднятия. Согласно расчетам Т. Атуотер и П. Молнара [Atwater, Molnar, 1973], 29 млн. лет назад наиболее выступающая к востоку часть океанической рифтовой системы достигла края континента, а к началу миоцена его достигли и смежные части Восточно-Тихоокеанского поднятия. В зоне сочленения формируется правосдвиговая система разломов Сан-Андреас, возможно, наследующая частично позднеларамийскую зону нарушений.

Система Сан-Андреас является определяющим элементом новейшей структуры запада Северной Америки (рис. 40, см. вкл.). С ней связаны система нарушений Поперечных хребтов и расположенная восточнее система разломов Провинции Бассейнов и Хребтов, на севере которой обособлен вулканический прогиб Снейк-Ривер. На юго-востоке Сан-Андреас отгибается к югу и переходит в сложно построенный грабен Солтон-Си, продолжающийся грабенообразной депрессией Калифорнийского залива, к устью которого подходит сейчас ось Восточно-Тихоокеанского поднятия. Система нарушений Калифорнийского залива представляет собой сочетание раздвигов (рифтов) северо-восточного простирания и правых сдвигов (трансформных разломов) северо-западного простирания. По ним происходит косое (СЗ–ЮВ) раздвижение залива, суммарная амплитуда которого оценивается в 260 км [Менард, 1966].

Новейшая блоковая структура Провинции Бассейнов и Хребтов возникла после пенеппенизации складчатых сооружений ларамийской эпохи. Ранне-среднемиоценовые сбросы северо-северо-западного простирания зафиксированы в южной части Провинции, на границе Калифорнии и Аризоны [Eaton, 1979]. С середины миоцена развиваются сбросы Большого Бассейна [Nolan, 1943]. В процессе развития центральная часть Большого Бассейна постепенно утрачивает активность, и процессы разрывообразо-

¹ Примером могут служить базальты штатов Орегон и Вашингтон (США), которые изверглись на океаническую кору, но в середине миоцена испытали поднятие и слабую складчатость и прищленились к континентальной плите [Меланхолина, 1964; Гамильтон, Майерс, 1970].

вания сосредоточиваются на его западном и восточном краях, где некоторые хребты возникают лишь в плиоцен-четвертичное время [Eardley, 1939].

Для Провинции Бассейнов и Хребтов характерен специфический вулканизм, представленный базальтовыми и контрастными (риолит-базальтовыми) сериями с повышенным содержанием калия [Christiansen, McKee, 1978]. 25–17 млн. лет назад базальтовый вулканизм этого типа охватил лишь южные районы Провинции [Snyder et al., 1976], соседние с той областью, где раньше всего ось Восточно-Тихоокеанского поднятия приблизилась к краю континента, и изменился характер их взаимодействия. 17–14 млн. лет назад базальтовый вулканизм распространился к северу. Зоне извержений отвечает дайковый пояс северо-северо-западного простирания, протягивающийся до Колумбийского плато [Christiansen, McKee, 1978]. Дайки и сохранившиеся на юге Провинции Бассейнов и Хребтов сбросы того же направления свидетельствуют о том, что первоначально возникшие структуры растяжения простирались почти параллельно системе Сан-Андреас, по которой в то время, возможно, 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]. Особенности новейшей структуры и вулканизма Провинции Бассейнов и Хребтов, распределение тепловых аномалий и геофизических полей дают основание полагать, что под Провинцией развивается скрытая рифтово-трансформная система того же кинематического типа, что и в Калифорнийском заливе [Трифонов, 1983]. Она вызывает растяжение верхнекорового слоя, суммарная амплитуда которого превышает 100 км [Thompson, Burke, 1974]. Возможно, такое же растяжение континентальной коры предшествовало ее разрыву 4,5 млн. лет назад в Калифорнийском заливе, где также есть следы контрастного вулканизма с возрастом 14–3 млн. лет [Gastil, 1973].

Система нарушений Поперечных хребтов выражена поднятием региона, субширотными складками и простирающимися широтно или на северо-восток надвигами и левыми сдвигами. Развитие складок и поднятие Поперечных хребтов происходили после раннего, а скорее, после среднего миоцена [Jahns, 1973]. Крупные разломы также развивались с миоцена. По зоне разломов Малибу-Кукамонга палеоценовые слои смещены влево на 60 км [Sage, 1973]. С указанным смещением связаны прекращение в раннем плиоцене активности разлома Сан-Габриель, бывшего в среднем и позднем миоцене продолжением разлома Сан-Андреас, и развитие в Южной Калифорнии современной ветви последнего. Это позволяет говорить о раннеплиоценовой активизации системы Поперечных хребтов. Последняя вспышка складкообразовательных движений (рис. 41) имела здесь место в раннем – среднем плейстоцене [Кинг, 1969].

М.Л. Хилл и Т.У. Диббли [Hill, Dibblee, 1953] показали, что в течение длительного времени разлом Сан-Андреас развивался как правый сдвиг. Дальнейшие работы [Proceedings..., 1968] подтвердили это положение. Исследования последних лет уточнили время новейших смещений по разлому. Тела кислых вулканических пород с возрастом 22 млн. лет в Северной и 23,5 млн. лет в Центральной Калифорнии смещены на 295 км [Huffman et al., 1973]. Несколько южнее дацитовая брекчия с возрастом 21,5 млн. лет смещена на 280–305 км. Далее к югу суммарное смещение распределяется между тремя разломами: Сан-Андреас – 260 км [Crowell, 1962], Сан-Хасинто 24 км [Shagr, 1967] и Уиттиер-Эльсинор – 40 км [Sage, 1973]. По разлому Сан-Андреас на указанную величину смещены базальты с возрастом 17–25 млн. лет. На то же расстояние, что и раннемиоценовые образования, смещены эоценовые отложения, среди которых есть породы с радиологическим возрастом 44–49 млн. лет [Clarke, Nilsen, 1973; Crowell, 1962], палеоценовые слои [Sage, 1973], а в Центральной и Южной Калифорнии более древние магматические и метаморфические образования [Crowell, 1973]. Очевидно,

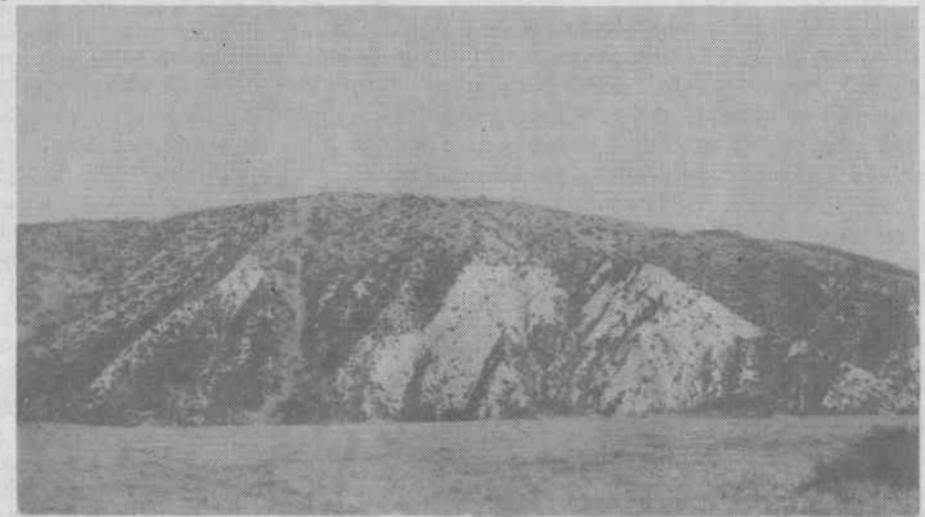


Рис. 41. Проявление пасаденской орогенической фазы: резкое угловое несогласие между нижне- и верхнеплейстоценовым аллювием на юге системы Поперечных хребтов северо-восточнее г. Пасадена

что с палеогена до раннего миоцена, а на юге и раньше разлом Сан-Андреас как сдвиг не функционировал. С конца раннего миоцена (не раньше 17–20 млн. лет назад) по разлому возникло правое смещение примерно на 300 км со средней скоростью 1,5–1,8 см/год (рис. 42).

О.Ф. Хаффман [Huffman, 1972] показал, что в среднем и начале позднего миоцена (13–8 млн. лет назад) скорость смещения по разлому Сан-Андреас составляла всего 0,2–0,7 см/год, а позднее возросла до 2,1–3 см/год. У.Р. Диккинсон и его коллеги [Dickinson et al., 1972] также отмечают последовательное нарастание скоростей движения по разлому. Исходя из времени прекращения горизонтальных перемещений по разлому Сан-Габриель Дж. Кроуэлл [Crowell, 1973] допускает, хотя и не считает обоснованным, весьма молодой (не больше 4 млн. лет) возраст южной части разлома Сан-Андреас и соответственно 240-километровое смещение по нему со скоростью не менее 6 см/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, не учитывает эффекта растяжения континентальной коры залива в среднем и позднем миоцене, а оно могло быть значительным. Поэтому вопрос о величине ускорения сдвига в плиоцен-четвертичное время остается открытым. Сейчас скорость движения по разлому в разных его частях колеблется от 2 до 4 см/год [Трифонов, 1983].

Итак, в начале миоцена сформировалась система разлома Сан-Андреас, заложилась примерно параллельные ему сбросы на юге Провинции Бассейнов и Хребтов и там же начался базальтовый вулканизм. Решающим был конец раннего миоцена (20–17 млн. лет назад), когда имел место резкий спад известково-щелочного вулканизма и начались медленные сдвиговые перемещения по разлому Сан-Андреас. В течение последующих трех миллионов лет базальтовый вулканизм и сбросы распространяются в северную часть Провинции Бассейнов и Хребтов. В среднем и, возможно, позднем миоцене оформляется современный структурный план Провинции, начинаются складкообразование и воздымание в Поперечных хребтах, растяжение континентальной коры в Калифорнийском заливе, происходит складкообразование на территории штатов Орегон и Вашингтон (США). Резкая активизация горизонтальных движений по разлому Сан-Андреас приходится на поздний миоцен (8 млн. лет назад). Известково-щелочной вулканизм

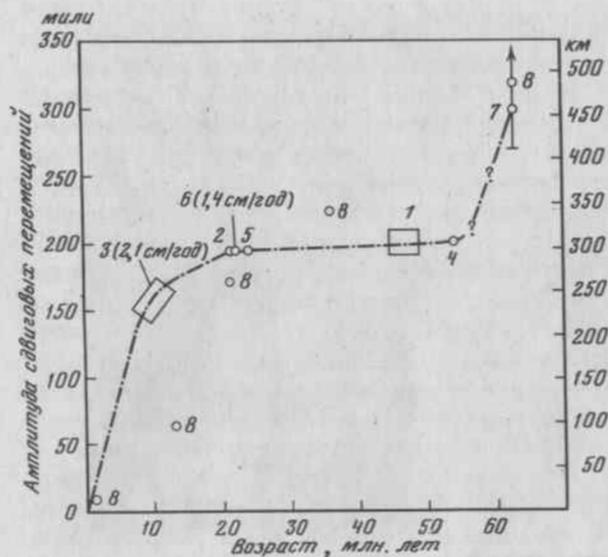


Рис. 42. График изменения скорости кайнозойских правдвиговых перемещений по разлому Сан-Андреас
Использованные данные: 1 — [Clarke, Nilsen, 1973]; 2 — [Crowell, 1973]; 3 — [Huffman, 1972]; 4 — [Sage, 1973]; 5, 6 — [Huffman, 1972; Huffman et al., 1973]; 7 — [Proceedings..., 1968]; 8 — [Hill, Dibblee, 1953]
Стрелкой обозначены пределы возможного смещения мезозойского гранито-метаморфического комплекса [Clarke, Nilsen, 1973]

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 ранний — средний плейстоцен приходится эпизод интенсивного складкообразования в Поперечных хребтах.

Новейший этап эволюции Земли, определенный как эпоха интенсивного современного горообразования, характеризуется сочетанием следующих черт, отличающих его от предшествовавших этапов мезозоя и кайнозоя. Во-первых, отмечается максимальное за все послеварисское время распространение регрессий в областях с континентальной корой [Rona, 1973a, b]. Во-вторых, наблюдается максимальное распространение горных систем, далеко выходящих за пределы районов с альпийским возрастом становления континентальной коры. Третьей особенностью, отчасти следующей из двух предыдущих, является значительная контрастность рельефа поверхности твердой Земли в ее подвижных областях.

Эти черты новейшего этапа развивались и усиливались постепенно. В разных подвижных зонах они наметились и сформировались в разное время. Вместе с тем выделяются обширные сегменты подвижных поясов, где неотектонические события закономерно связаны в пространстве и во времени.

Такими сегментами являются например, Гималайско-Памиро-Тянь-Шаньская и смежные с ней области Центральной Азии, Курило-Камчатская и Японская островные дуги, подвижный пояс запада Северной Америки.

Неотектоническое развитие Гималайско-Памиро-Тянь-Шаньской области предопределялось в конечном счете сближением Индостана с Евразией. По мере сближения в интенсивные деформации и смещения скачкообразно вовлекались все более северные тектонические зоны [Трифонов, 1979], и это вызывало закономерные изменения в характере рельефа, составе и строении молассовых толщ Таджикской депрессии и Тянь-Шаня, а позднее и более северо-восточных районов Азии, вплоть до Монголии и Байкальской области. В неотектоническом развитии Курило-Камчатской и Японской

островных дуг важнейшими событиями были складкообразование и орогенез конца миоцена [Гладенков и др., 1980], вероятно, предопределенные общими особенностями взаимодействия литосферных блоков востока Азии и Тихого океана. Становление главных черт новейшей структуры запада Северной Америки произошло в конце олигоцена — начале миоцена и было связано с изменением характера взаимодействия литосферных плит восточной части Тихого океана и Северо-Американского континента, обусловившим формирование разлома Сан-Андреас и общую структурную перестройку региона. Ускорение перемещений по этому разлому в конце миоцена совпадает с изменением направления движений литосферных блоков северо-востока Тихого океана: вектор движений стал северо-западным, более соответствующим правдвиговым перемещениям вдоль края континента.

Таким образом, особенности неотектонического развития отдельных сегментов подвижных поясов, его тенденции, этапность и неравномерность обусловлены характером взаимодействия в таких поясах крупных плит, пластин и блоков литосферы, т. е. могут быть объяснены лишь процессами, охватывающими весьма обширные территории. Этот вывод подтверждает и сопоставление неотектонических событий в рифтовых зонах Северо-Восточной Африки и Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Альпийско-Азиатского пояса. Начало известково-щелочного вулканизма в Иране (55 млн. лет назад) совпадает с началом траппового вулканизма в Эфиопии. Заложение Красноморской и Аденской рифтовых зон (около 40 млн. лет назад) совпадает с эпохой складчатости в Анатолии и непосредственно предшествует интенсивному раннеолигоценному складкообразованию в Аджаро-Триалетской зоне, Эльбурсе и более восточных структурах Северного Ирана. В этих районах начинают формироваться горные сооружения. В.Г. Казьмин [1976, 1982] связывает события конца эоцена — начала олигоцена с ускорением 40–35 млн. лет назад сближения Африканской и Аравийской плит с Евразийской плитой.

В обоих рассматриваемых регионах отмечаются тектоническая активизация на границе олигоцена и миоцена и последовавший в раннем миоцене спад активности. Последний подготовил существенные структурные перестройки, проявившиеся на границе раннего и среднего миоцена — около 15 млн. лет назад. С этого времени, по данным В.Г. Казьмина, развиваются Афарская и Эфиопская рифтовые зоны и немного позднее оформляется Кенийский ареал щелочно-базальтового вулканизма. Начинается складкообразование в зоне Краевых складок Восточной Анатолии и Внешнем Загросе. На границе среднего и позднего миоцена тектоническое сжатие в этих складчатых зонах усиливается. Завершается складчатость и начинается воздымание Горного Крыма, осевых частей Большого Кавказа и Копетдага. В течение позднего миоцена и раннего плиоцена активизируются как процессы рифтогенеза в Северо-Восточной Африке, так и горообразование в области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит, где намечается несколько эпизодов ускорения движений. Начало последнего, раннеплиоценового (последопонтического — преадакчагыльского), эпизода совпадает, по данным В.Г. Казьмина [1982], с некоторым изменением относительного перемещения Аравийской плиты и Сомалийского блока и заложением Кенийской рифтовой зоны.

Сопоставление неотектонического развития отдельных сегментов обнаруживает черты широкой, хотя, возможно, и не повсеместной синхронности крупных событий. Так, в конце эоцена — начале олигоцена имели место складкообразовательные движения в зоне Инда (их отголоском были деформации поверхности и начало накопления моласс на обширной территории вплоть до Тянь-Шаня), на обширных пространствах Ирана, Закавказья и Анатолии, в Альпах, Пиренеях, Атласе и на Кубе. С этого времени в некоторых осевых зонах Альпийско-Азиатского пояса начинается формирование современного рельефа. Закладываются Красноморская и Аденская зоны рифтовой системы Северо-Восточной Африки.

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

части Альпийско-Азиатского пояса, покрово- и складкообразование в Восточных Карпатах, Гельветских Альпах, Южных Пиренеях, Атласе. Началось формирование современного рельефа в ряде районов Ирана и Анатолии. Возникла зона разлома Сан-Андреас, начались сбросообразование и вулканизм в Провинции Бассейнов и Хребтов на западе США.

На рубеже раннего и среднего миоцена активизируются горизонтальные тектонические движения на Памире; начинают развиваться горно-складчатые системы на северном и северо-восточном флангах Аравийской плиты; возникают Афарская и Эфиопская рифтовые зоны, преобразовав двойное сочленение рифтов Северо-Восточной Африки в тройное; оформляются основные черты неотектонического структурного плана и направленность новейших движений запада Северной Америки.

Дальнейшая неотектоническая активизация имела место в позднем миоцене — раннем плиоцене, когда произошло окончательное становление большинства современных горно-складчатых сооружений подвижных поясов. В течение этой эпохи, на протяжении 8—9 млн. лет, выделяется несколько эпизодов усиления новейших движений, проявившихся на обширных территориях. Среди них наиболее важны эпизоды на границах среднего и позднего миоцена, миоцена и плиоцена, раннего и позднего плиоцена. Интенсивные горизонтальные перемещения и складкообразование охватили периферические зоны Альпийско-Азиатского пояса: Северный Памир и его внешнюю зону, зону Главного пограничного надвига Гималаев, Белуджистан и позднее Сулеймановы и Киртарские горы, Внешний Загрос, зону Краевых складок Восточной Анатолии, Копетдаг, юго-восточное и северо-западное окончания Большого Кавказа, внешнюю зону и предгорья Восточных Карпат, Юрские горы. В конце миоцена, а местами в течение всего позднего миоцена происходит складкообразование и начинает развиваться современный горный рельеф на Камчатке, Сахалине, в Японии. В позднем миоцене ускоряются горизонтальные перемещения по зоне разломов Сан-Андреас и развиваются связанные с ними системы нарушений, активные по сей день. В начале позднего миоцена достигают максимума проявления вулканизма и рифтогенеза в Исландии. Активизируется раздвижение рифтовых зон Северо-Восточной Африки.

Результатами последующих неотектонических событий были достройка и окончательное оформление современного облика подвижных зон, интенсивное воздымание горных хребтов (местами, например, в Тянь-Шане и Таджикской депрессии, — с ускорением), возрастание контрастности рельефа рифтовых зон, вовлечение в процессы активного рифтогенеза и горообразования Байкальской области, Западной и Центральной Монголии. Эпизоды активизации, выделенные в отдельных зонах, обычно не прослеживаются в пределах всего подвижного пояса или разных поясов. Исключениями являются эпизоды конца плиоцена — начала эоплейстоцена, фиксируемые на Тянь-Шане, в Таджикской депрессии, Понто-Каспийской области, на Родопском массиве и Камчатке, а также конца среднего плейстоцена, отмеченные в Центральной Азии, Понто-Каспийской области, на Камчатке и в системе Поперечных хребтов США.

Выделенные фазы и эпизоды неотектонической активизации отражают постепенное зарождение и усиление тех черт, которые отличают новейший этап от предшествовавших эпох мезозоя и кайнозоя. Значение разных фаз и эпизодов в этом процессе различно. Эпоха активизации конца эоцена — начала олигоцена (пик — 40—35 млн. лет назад), отождествляемая с пиренейской фазой складчатости, проявилась главным образом в Альпийско-Азиатском подвижном поясе 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, но не во всех подвижных поясах, и лишь в небольшой степени увеличивала площади, охваченные собственно орогеническими процессами. По-видимому, до конца среднего миоцена тектоническая обстановка на континентах не была уникальной для мезозоя и кайнозоя. Подобные условия периодически возникали и в предшествовавшие тектонические фазы. Вместе с тем с эоцена до

конца среднего миоцена были заложены главные элементы новейших подвижных поясов, которые активно развивались позднее.

Решающее значение для формирования новейшей структуры континентов имели тектонические события, которые начались в конце среднего миоцена и продолжались до середины плиоцена. В это время, примерно с 12 до 3,5 млн. лет назад, сформировались и получили отчетливое структурное выражение почти все тектонические особенности, отличающие новейший этап от более ранних эпох мезозоя и кайнозоя. Резко сократилась площадь континентальных трансгрессий. Сформировались и приобрели контрастный рельеф горные системы и рифтовые зоны. Возросла скорость опускания океанических желобов: именно с 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 коры, но и многие древние складчатые сооружения и даже участки докембрийских платформ. В позднеплиоцен-четвертичное время указанные особенности новейшего этапа усилились; в частности, активно росли и распространялись на большие площади горные сооружения.

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

Примерно 4,5 млн. лет назад, когда в Альпийско-Азиатском поясе после кратковременной понтической трансгрессии вновь наступила эпоха интенсивного сжатия, т.е. складкообразования и воздымания горных систем, произошли перестройки структурного плана в рифтовых системах Северо-Восточной Африки (некоторое изменение относительного перемещения Аравийской плиты и Сомалийского блока и заложение Кенийской рифтовой зоны), Исландии (отмирание северной части прежнего рифта и заложение северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны) и Центральной Атлантики (изменение направления спрединга в части Срединно-Атлантического хребта вблизи 37° с.ш.) Тогда же приобрела современное структурное выражение рифтово-трансформная система Калифорнийского залива, с чем была связана перестройка зоны разлома Сан-Андреас в Южной Калифорнии. Такая перестройка, во всяком случае в Исландии, сопровождалась спадом рифтогенной активности. Следующий эпизод активизации диастрофизма в Альпийско-Азиатском и других горно-складчатых поясах, имевший место примерно 1,8—1,6 млн. лет назад в самом конце плиоцена — начале эоплейстоцена, также совпадает с частичными структурными перестройками в рифтовых системах Исландии и Северо-Восточной Африки.

Таким образом, некоторые эпизоды интенсивного сжатия в горно-складчатых поясах совпадают не со стадиями активизации растяжения в рифтовых системах, а с эпизодами их перестройки, возможно, спада рифтогенной активности и даже слабого складкообразования. Это дает основание предполагать, что в течение новейшего этапа могли чередоваться стадии относительного сжатия и растяжения, о чем писали Е.Е. Милановский [1978], П. и Е. Банквизы [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.

В горно-складчатых сооружениях Понто-Каспийской области (и менее достоверно в некоторых других сегментах подвижных поясов) улавливаются изменения тектони-

ческой активности более высокого ранга — продолжительностью в сотни и даже десятки тысяч лет. Как правило, они не выходят за пределы таких сегментов, и, вероятно, обусловлены местными тектоническими причинами. Одной из причин в Понто-Каспийской области были более или менее длительные нарушения связи с мировым океаном (см. главу III). Еще более кратковременные изменения активности, продолжительностью в десятки, сотни, реже — более тысячи лет, охватывают отдельные подвижные зоны и выражаются в сильных землетрясениях, периодическом нарастании сейсмичности или скорости крипа (см. главу II). Особенности их проявлений обусловлены физическими свойствами деформируемых объемов горных пород.

В заключение рассмотрим возможные причины возникновения тех черт строения поверхности Земли, какими характеризуется новейший этап. Проблема эта не имеет сейчас однозначного решения. Но хотелось бы сразу подчеркнуть, что исследования спрединга в океанах не показывают общего возрастания скоростей горизонтальных движений в течение новейшего этапа. О том же свидетельствуют весьма значительные, не уступающие новейшим горизонтальные перекрытия в более ранние (например, меловые) эпохи альпийского диастрофизма. Вероятно, новейший этап характеризуется возрастанием не горизонтальной, а лишь вертикальной составляющей тектонических движений.

Интенсивное и широко распространившееся горообразование в Альпийско-Азиатском поясе можно объяснить смыканием континентальных масс Евразии и бывшей Гондваны и особенностями орогенеза в условиях сжатия и скучивания континентальной литосферы. Наиболее активно такое сближение происходит в Гималайско-Памирском сегменте орогенического пояса, и именно здесь находятся высочайшие горные вершины и уникальное по размерам и высоте нагорье Тибета.

Однако проблема новейшего орогенеза этим не исчерпывается, поскольку высокие и обширные горные сооружения развиваются не только в Альпийско-Азиатском внутриконтинентальном поясе, но и в иных структурных условиях, например на западе Северной и Южной Америки. По отношению к глубоководному желобу контрастность рельефа Анд особенно велика. Возможно, высокая контрастность рельефа новейших подвижных поясов связана отчасти с возрастанием суммарной эффективной вязкости литосферы, обусловившей в орогенических поясах сжатие горных масс до весьма больших глубин, а в континентальных рифтовых системах — возникновение глубинных расколов. Во многих орогенических областях горообразование следует во времени за складкообразованием, т.е. происходит в объемах горных пород, уже гомогенизированных по механическим свойствам [Паталаха, 1980; Скобелев, 1983]. Подобные явления в условиях скучивания континентальной литосферы могли уменьшить значение дифференцированных движений вдоль коровых и мантийных надастеносферных волноводов и тем самым способствовать вовлечению глубинных объемов литосферы в деформации с вертикальным удлинением.

Но и это не может объяснить всех особенностей новейшего орогенеза, ибо горообразование охватывает области не только с альпийским, но и варисским, а также с более древним возрастом складчатости, где, однако, на более ранних стадиях мезозоя и кайнозоя горообразования не происходило. Возможно, существуют какие-то иные причины возрастания суммарной эффективной вязкости литосферы, например повышенные теплопотери. Выявленное увеличение вулканической активности на континентах и в океанах в позднем кайнозое [Ронов, 1964, 1976; Тимофеев и др., 1983; Kennett et al., 1977] свидетельствует в пользу последнего предположения.

Вероятно, все указанные факторы в той или иной мере обусловили специфику новейшего этапа. Несмотря на необратимость развития Земли, подобные черты проявились также в конце варисского, каледонского и более ранних тектонических "циклов".

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненная корреляция позднекайнозойских тектонических событий в подвижных областях с разной структурой и кинематикой новейшего развития выявила существенную временную изменчивость интенсивности тектонических процессов. Вариации интенсивности имеют разную периодичность.

Детальными геолого-геоморфологическими, сейсмологическими и геодезическими исследованиями в отдельных подвижных зонах обнаружены вариации скоростей голоценовых перемещений с частотами в десятки — первые тысячи лет. Формы их выражения в разных зонах изменяются от колебаний скорости крипа до различий сейсмической активности в течение сеймотектонического цикла и, наконец, периодически повторяющихся катастрофических землетрясений, разделенных эпохами покоя. Такие вариации характеризуют отдельные подвижные зоны, и форма их зависит от физических свойств деформируемых пород. Это дает возможность ставить обратную задачу: по данным о режиме современных движений определять физические свойства и условия тектогенеза в недрах активной зоны, что требует проведения специальных тектонофизических и геодинамических исследований. Это задача не только теоретическая, но и практическая, поскольку с ее решением связаны дополнительные возможности долгосрочного сейсмического прогнозирования.

Более низкочастотные вариации интенсивности тектонических процессов (с периодичностью в десятки тысяч — первые миллионы лет) установлены геолого-геоморфологическими методами. Относительно кратковременные колебания надежно документируются лишь для четвертичного времени, а более длительные — для всего новейшего этапа. Они образованы фазами и эпизодами тектонической активизации, разделенными более продолжительными эпохами относительного покоя. Насколько позволяет судить точность современных датировок и сопоставлений, фазы и некоторые эпизоды активизации примерно синхронны в подвижных зонах разных структурно-кинематических типов. Таковы фазы конца эоцена — начала олигоцена, конца олигоцена — начала миоцена, начала среднего миоцена и, наконец, фаза позднего миоцена — раннего плиоцена, объединяющая несколько тектонических эпизодов. К последним по продолжительности близок более поздний эпизод активизации конца среднего — начала позднего плейстоцена.

Наряду с фазами и эпизодами активизации намечаются более слабые эпизоды, характеризующиеся синхронностью иного рода: активизация движений в рифтовых зонах по времени совпадает со спадом активности в орогенических областях, и, наоборот, активизация орогенических областей совпадает со спадом интенсивности раздвигания, структурными перестройками и, возможно, местами слабым складкообразованием в рифтовых зонах. К таким событиям относятся эпизоды самого начала позднего миоцена, раннего плиоцена после понтической трансгрессии, самого конца плиоцена — начала эоплейстоцена. Эти эпизоды можно рассматривать как проявления периодической смены сжатия и растяжения, охватывающие как орогенические, так и рифтовые пояса, тогда как фазы и эпизоды первого типа, более выразительные по структурным последствиям, характеризуются одновременной активизацией как сжатия, так и растяжения в разных поясах.

Работа по изучению тектонических фаз и эпизодов, их синхронности в разных областях, структурных, кинематических и динамических особенностей далека от завершения.

И речь идет не только о более полном анализе имеющихся данных по всем подвижным зонам или об их дополнительном изучении существующими методами, но и о совершенствовании теоретических основ и методики датирования и корреляции неотектонических событий.

Недостаточно разработаны и слабо внедрены в практику исследований новые методы датирования четвертичных отложений — термолюминесцентный и трековый. Методы тефрохронологии, используемые в отдельных вулканических областях, должны быть распространены на более обширные территории континентов, где могут оказаться эффективным средством корреляции удаленных разрезов на основе изучения тонкой геохимии и изотопного состава коррелируемых прослоев.

Важнейшей задачей является более углубленное изучение геоморфологических процессов, приводящих к формированию денудационных уровней рельефа. Представляется, что существующие методы определения амплитуд их воздымания и деформации недооценивают плоскостной смыв и связанное с ним снижение гипсометрического положения денудированных поверхностей, особенно относительно древних, неогеновых. Недостаточно обоснованы, а порой и просто не учитываются первичные наклоны поверхностей выравнивания и террас.

Требуют дальнейшего серьезного изучения несогласия в молассовых комплексах и их тектоническая интерпретация. В одних случаях несогласия характеризуют спад осадконакопления и соответственно эрозии и воздымания горного сооружения. В других случаях несогласия отмечают, наоборот, активизацию воздымания изучаемых участков депрессии, совпадающего по времени с активизацией воздымания основного горного сооружения. Эти два вида несогласий должны отличаться, и определить их тектонический смысл можно лишь на основе комплексной интерпретации всей совокупности геологических, структурно-геоморфологических и литолого-стратиграфических данных.

Принципиальный вопрос изучения неотектонической эволюции подвижных поясов — выяснение соотношения новейшей складчатости и горообразования. Как правило, реперные поверхности орогенных поднятий и прогибов, т.е. горных хребтов и межгорных впадин, изогнуты более полого, чем обнажающиеся в этих хребтах слои мезозойско-кайнозойских отложений. Подобные соотношения интерпретируются обычно, как смена во времени складчатости горообразованием, и в общем случае это верно. Но недооцениваются при такой интерпретации возможное продолжение процесса складкообразования в массиве пород на стадии роста горного сооружения, различия в поведении горных масс на земной поверхности и внутри земной коры. Особенности характера деформаций на разных структурных (и масштабных) уровнях требуют дальнейшего как натурного, так и экспериментального исследования.

Другим важным вопросом изучения развития горных стран является анализ того вклада в происходящие на разных стадиях эволюции вертикальные перемещения, который вносят собственно тектонические процессы, изостатическая компенсация перераспределения масс процессами эрозии и осадконакопления, а также вторичные явления, связанные с прочностными свойствами и гравитационной неустойчивостью воздымающихся структур.

Требуют совершенствования методы определения интенсивности горизонтальных перемещений в разные эпохи, особенно в областях сдвиговых и рассеянных движений. Для локальных корреляций важно бывает выяснить, как происходили перемещения — медленно или импульсно, каков вклад в суммарную деформацию криповых и мгновенных подвижек. Методы таких оценок лишь начинают разрабатываться главным образом в активных сдвиговых зонах. Необходимо развить их применительно к структурам иных морфолого-кинематических типов.

Особой геодинамической проблемой является объяснение периодических изменений неотектонической активности.

Указанные колебания активности происходили на фоне необратимого развития новейших подвижных поясов и зон. Каждая новая фаза активизации приводила к

направленному преобразованию уже возникших орогенов и вовлечению в интенсивные движения новых, ранее относительно стабильных областей. Таким образом, черты, характеризующие новейший тектонический этап, начали интенсивно проявляться в различных областях в разное время. При этом по-разному развивались орогены на месте мезозойско-раннекайнозойских прогибов и областей распространения более древней континентальной коры. В прогибах, например в восточной части Афгано-Таджикской депрессии, сначала возникают и постепенно усложняются складки осадочного чехла, в большей или меньшей мере дисгармоничные относительно одновозрастных им структур кристаллического основания. В ходе деформации осадочного чехла и кристаллического основания и связанных с ней процессов динамометаморфизма осадочных толщ происходит гомогенизация деформируемых горных масс [Скобелев, 1983]. Начинают развиваться более крупные орогенные поднятия и сопряженные с ними межгорные прогибы, оси которых могут совпадать или не совпадать с осями прежних складчатых цепей. Воздымание поднятий-хребтов происходит с ускорением.

Области распространения древней континентальной коры, частично перекрытой маломощным мезозойско-раннекайнозойским осадочным чехлом, например Тянь-Шань, на ранних стадиях новейшего орогенеза характеризуются формированием слабо-контрастных и нередко изометричных структур — низких поднятий и плоских впадин. Позднее контрастность поднятий и межгорных впадин возрастает; они повсеместно приобретают черты линейности. Воздымание поднятий-хребтов, как и в мезозойско-раннекайнозойских прогибах, происходит с ускорением.

В европейской части Альпийско-Азиатского пояса, как показывает, например, изучение Родопского массива, интенсивное смятие и горообразование имели место еще на начальных, эоцен-олигоценных стадиях неотектонического развития, т.е. раньше, чем в Средней Азии. На более поздних стадиях отмечается частичное разрушение ранее возникших горных сооружений Альпийской Европы. Важную роль в этом, по-видимому, играли процессы рифтогенеза, проявившиеся в разных формах: формировании линейных грабенов рейнского типа, подводных рифтоподобных впадин типа Тирренского моря, структур рассеянного рифтогенеза типа Эгейского моря и сопредельных частей Балканского полуострова, наложенных вулканических поясов типа Транскавказского и, наконец, изометричных впадин типа Паннонской.

Происходит как бы наступление рифтогенеза на складчато-орогенический пояс. Оно приводит к расчленению пояса на отдельные горные системы, которые, однако, продолжают воздыматься, хотя и менее интенсивно, чем горы Средней Азии. Этот процесс можно связывать со спецификой региона, а именно с его расположением на продолжении интенсивно развивающегося рифтового пояса Индийского и Тихого океанов, и сопоставлять с проникновением рифтогенных структур в область Северо-Американских Кордильер (Провинция Бассейнов в Хребтов) на другом конце того же рифтового пояса. Вместе с тем наблюдаемую особенность можно истолковать как начало следующей стадии развития орогена — расчленения и в конечном счете разрушения. Показательно, что эта особенность присуща областям, где наиболее интенсивный орогенез происходил в начале новейшего этапа.

Можно наметить, таким образом, ряд орогенных структур, находящихся сейчас на разных стадиях развития. И в этом ряду современная Монголия, например, похожа на раннюю стадию развития Тянь-Шаня. Но не следует забывать, что Монголия развивается в условиях преимущественно сдвиговых деформаций и смещений, а на Тянь-Шане происходили и продолжают происходить смятие и надвигание горных масс в условиях поперечного сжатия. Возможно, Монголия никогда не повторит путь Тянь-Шаня. Еще большие различия существуют между горно-складчатыми сооружениями с разными типами строения земной коры, например между Тянь-Шанем и Камчаткой.

Итак, черты строения лика Земли, характеризующие новейший этап (широкое распространение гор и регрессий на континентах, высокая контрастность рельефа в подвижных зонах) формировались постепенно и в полной мере проявились лишь начиная с позднемiocен-раннеплиоценовой фазы тектонической активизации, т.е. в течение

последних 10–12 млн. лет. Эти черты отличают новейший этап от всех предыдущих этапов мезозойско-кайнозойского развития планеты и отчасти, по-видимому, существовали также в конце герцинского, каледонского и более ранних тектонических циклов. Указанные особенности новейшего этапа позволяют ставить вопрос об особом состоянии литосферы, связанном либо с ее гомогенизацией, либо с общим уменьшением вязкости в результате теплопотерь. Ответ на этот вопрос требует как дополнительного анализа фактического материала, в частности более корректной оценки изменений интенсивности вулканизма в течение мезозоя и кайнозоя, так и специальных тектонофизических и геодинамических исследований.

Таким образом, проблема корреляции неотектонических событий, важная и сама по себе, и как актуалистический инструмент для познания более ранних стадий эволюции планеты, заслуживает дальнейшего исследования. Предлагаемая монография подводит итог определенного этапа разработки этой проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

- Абасов М.А.* О поверхностях выравнивания Нахичеванской АССР. — В кн.: Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966, с. 25–39.
- Абузярова Р.Ч.* Неогеновые флоры горных районов Средней Азии и Южного Казахстана. — В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966, с. 165–168.
- Авдейко Г.П.* Геосинклинальный вулканизм и офиолиты. — В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 15–26.
- Алексеева Л.И.* Молдавский комплекс фауны млекопитающих. — В кн.: Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии. Кишинев: Изд-во АН МССР, 1967, вып. 2, с. 111–115.
- Алексеева Л.И.* Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. М.: Наука, 1977, 214 с.
- Алешинская З.В., Бондарев Л.Г., Воскресенская Т.Н.* и др. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. М.: Изд-во МГУ, 1971, 182 с.
- Алферов Г.Ю., Когай Н.А., Скворцов Ю.А.* и др. Четвертичные отложения Узбекской ССР. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965, с. 108–115.
- Ананьин И.В., Трифонов В.Г.* Сопоставление сейсмичности с элементами дешифрирования космических изображений. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. М.: ВИНТИ, 1976, т. 5. Геология и геоморфология, с. 11–17.
- Антонов Б.А.* Схема новейшей тектоники юго-восточной части Малого Кавказа. — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 431–437.
- Антонов Б.А.* Основные черты рельефа и новейшей тектоники Тальша. — В кн.: Вопросы географии Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1964, с. 5–17.
- Антонов Б.А.* Поверхности выравнивания и вопросы истории развития рельефа юго-восточной части Малого Кавказа. — В кн.: Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966, с. 5–24.
- Антонов Б.А., Астахов Н.Е., Бальян С.П.* и др. Основные особенности и этапы развития рельефа. — В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1977, с. 50–60.
- Арган Э.* Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ, 1935, 195 с.
- Арсланов Х.А., Измайлов Я.А., Островский А.Б.* Об абсолютном возрасте "карагатских" террас Западного Кавказа и Керченского пролива. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 1, с. 159–162.
- Артемьев М.Е., Балавадзе Б.К.* Изостазия Кавказа. — Геотектоника, 1973, № 6, с. 20–23.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яниши А.Л.* Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, № 2, с. 8–30.
- Асланян А.Т.* О происхождении массива г. Арагац. — Докл. АН АрмССР, 1950, т. 12, № 4, с. 119–123.
- Бабак В.И.* История развития рельефа Горного Крыма. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1956, т. 31, № 5, с. 124–125.
- Бабак В.И.* Очерк неотектоники Крыма. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, № 4, с. 51–65.
- Бабак В.И.* Стратиграфия новейших континентальных отложений и основные черты геотектоники Крыма. — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 358–359.
- Бажанов В.С., Костенко Н.Н.* Атлас руководящих форм млекопитающих антропогена Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1962, 111 с.
- Бакун Н.Н., Вангенгейм Э.А.* О возрасте бактрийской свиты Юго-Западной Ферганы по палеонтологическим данным. — Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 2, с. 400–402.
- Балахаматова В.Т., Липман Р.Х.* Микрофаунистическая характеристика палеогеновых отложений среднеазиатской части Тетиса. — В кн.: Проблемы стратиграфии кайнозоя. М.: Наука, 1965, с. 62–73. (Международ. геол. конгр. XXII сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 16ж).
- Бальян С.П.* Морфоструктура и новейшая тектоника Армянского нагорья. — В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973, с. 142–143.
- Бальян С.П., Думитрашко Н.В., Сафронов И.Н.* О погребенных поверхностях выравнивания

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Введение (В.И. Макаров) | 3 |
| Глава I | |
| Обзор методов корреляции неотектонических событий (В.И. Макаров) | 8 |
| Глава II | |
| Кратковременные изменения тектонической активности (В.Г. Трифонов) | 13 |
| Глава III | |
| Неотектонические события в Карпато-Кавказско-Копетдагском сегменте Альпийско-Азиатского орогенического пояса | 24 |
| Сопоставление трансгрессий и регрессий Черного и Каспийского морей с климатическими событиями в плиоцен-плейстоцене (Н.В. Лукина, Г.И. Волчкова) | 24 |
| Методические особенности изучения неотектонических движений горных стран Черноморско-Каспийского региона (Н.В. Лукина) | 33 |
| Советская часть Карпат и Предкарпатье (Н.В. Лукина) | 37 |
| Крым (Н.В. Лукина) | 48 |
| Кавказ (Н.В. Лукина) | 58 |
| Копетдаг (Н.В. Лукина) | 80 |
| Глава IV | |
| Неотектонические события в древних складчатых областях Альпийско-Азиатского орогенического пояса (В.И. Макаров) | 91 |
| Родопский массив и смежные области | 91 |
| Тянь-Шань | 106 |
| Сравнение новейшей тектоники Родопского массива и Тянь-Шаня. | 128 |
| Глава V | |
| Сопоставление неотектонических событий Альпийско-Азиатского орогенического пояса (Н.В. Лукина, В.И. Макаров, В.Г. Трифонов) | 130 |
| Глава VI | |
| Некоторые проблемы глобальной корреляции неотектонических событий (В.Г. Трифонов) | 135 |
| Заключение (В.Г. Трифонов, В.И. Макаров) | 151 |
| Литература | 155 |

CONTENS

| | |
|---|-----|
| Introduction (V.I. Makarov) | 3 |
| Chapter I | |
| Review of methods of correlation between neotectonic events (V.I. Makarov) | 8 |
| Chapter II | |
| Short-lived changes in tectonic activity (V.G. Trifonov) | 13 |
| Chapter III | |
| Neotectonic events in the Carpathian-Caucasus-Kopet Dagh segment of the Alpine-Asian orogenic belt | 24 |
| Comparison of transgressions and regressions of the Black and Caspian Seas with climatic events in the Pliocene-Pleistocene (N.V. Lukina, G.I. Volchkova) | 24 |
| Methodological peculiarities in studying neotectonic movements of mountain countries in the Black Sea-Caspian Sea regions (N.V. Lukina) | 33 |
| The Soviet part of the Carpathians and Forecarpathian (N.V. Lukina) | 37 |
| The Crimea (N.V. Lukina) | 48 |
| The Caucasus (N.V. Lukina) | 58 |
| Kopet Dagh (N.V. Lukina) | 80 |
| Chapter IV | |
| Neotectonic events in ancient folded areas of Alpine-Asian orogenic belt (V.I. Makarov) | 91 |
| The Rhodope massif and adjacent areas | 91 |
| Tien Shan | 106 |
| Comparison of the newest tectonics of the Rhodope massif and Tien Shan | 128 |
| Chapter V | |
| Correlation between neotectonic events of Alpine-Asian orogenic belt (N.V. Lukina, V.I. Makarov, V.G. Trifonov) | 130 |
| Chapter VI | |
| Some problems of global correlation between neotectonic events (V.G. Trifonov) | 135 |
| Conclusions (V.G. Trifonov, V.I. Makarov) | 151 |
| Bibliography | 155 |