

**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

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. Krashennnikov*.

Responsibbe 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 устоявшимся 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) представляют 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, предопределенные 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 (геоенные) условия их формирования.

С рассматриваемой 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 исследования 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 позднего 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: олигоцен и миоцен — 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 миоцене 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 вспышки 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 общеупотребительны 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. Многого 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.

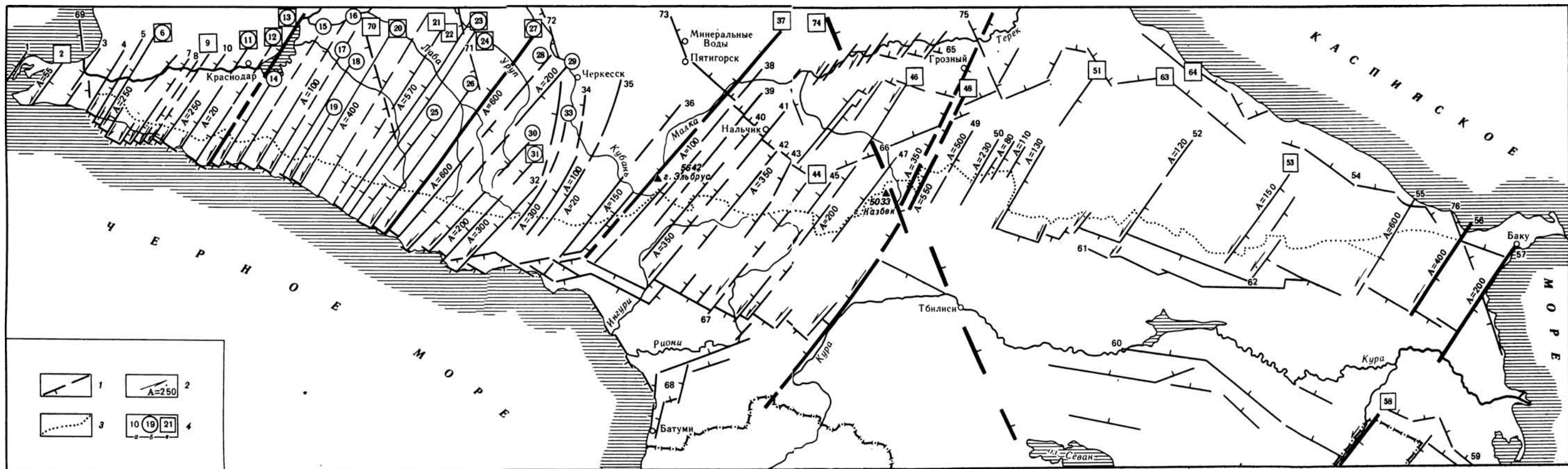


Рис. 17. Схема морфоструктурных элементов Большого Кавказа

1 — ступени, выраженные в рельефе (бергштрих направлен в сторону опущенного крыла; толстые линии — ступени, совпадающие с трансорогенными линейными элементами, отшифрованными на космическом снимке „Метеор-18”); 2 — относительная высота ступеней (в м); 3 — осевая линия Большого Кавказа; 4 — номера ступеней: а — выраженных только в рельефе, б — отразившихся также в смещении уровней морских плейстоценовых террас Черноморского побережья (по А.Б. Островскому, [1968а, б]), в — подтвержденных геологическими данными: 1 — Илымчевская, 2 — Вышестеблевская, 3 — Темрюкская, 4 — Курчанская, 5 — Варениковская, 6 — Анапская, 7 — Гайдуковская, 8 — Новороссийская, 9 — Шехсариская, 10 — Кабардинская, 11 — Геленджикская, 12 — Афиопская, 13 — Идокопско-Устьлабинская, 14 — Пшадская, 15 — Вуланская, 16 — Джубгинская, 17 — Ту-Нечесугская, 18 — Небугская, 19 — Агойская, 20 — Туапсинская, 21 — Макопсинская, 22 — Солониюковская,

23 — Марьинская, 24 — Головинская, 25 — Варданянская, 26 — Курджипская, 27 — Сочинская, 28 — Хостинская, 29 — Адлерская, 30 — Леселидзевская, 31 — Гагринская, 32 — Пицундинско-Зеленчукская, 33 — Архызская, 34 — Марухская, 35 — Кодоро-Дамбайская, 36 — Домбай-Ульгенская, 37 — Эльбурская, 38 — Ненскринская, 39 — Баксанская, 40 — Чегемская, 41 — Нальчикская, 42 — Черек-Хуламская, 43 — Черек-Балкарская, 44 — Урухская, 45 — Кутаисская, 46 — Мамисонская, 47 — Чнатурская, 48 — Казбек-Цхинвальская, 49 — Махисмагалийская, 50 — Тебулос-Мтанская, 51 — Дагестанская, 52 — Дюльтыдагская, 53 — Самурская, 54 — Шахдагская, 55 — Дибрарская, 56 — Гиджакинская, 57 — Бакинская, 58 — Сумгаит-Араксинская, 59 — Ленкоранская, 60 — Малокавказская, 61 — Алазанская, 62 — Южно-Кавказская, 63 — Восточно-Дагестанская, 64 — Каспийская, 65 — Терская, 66 — Орджоникидзевская, 67 — Сухумо-Кутаисская, 68 — Гурийская, 69 — Таманская, 70 — Пшехско-Адлерская, 71 — Кубанская, 72 — Западно-Ставропольская, 73 — Восточно-Ставропольская, 74 — Казбек-Севанская, 75 — Хасавюртская, 76 — Апшеронская

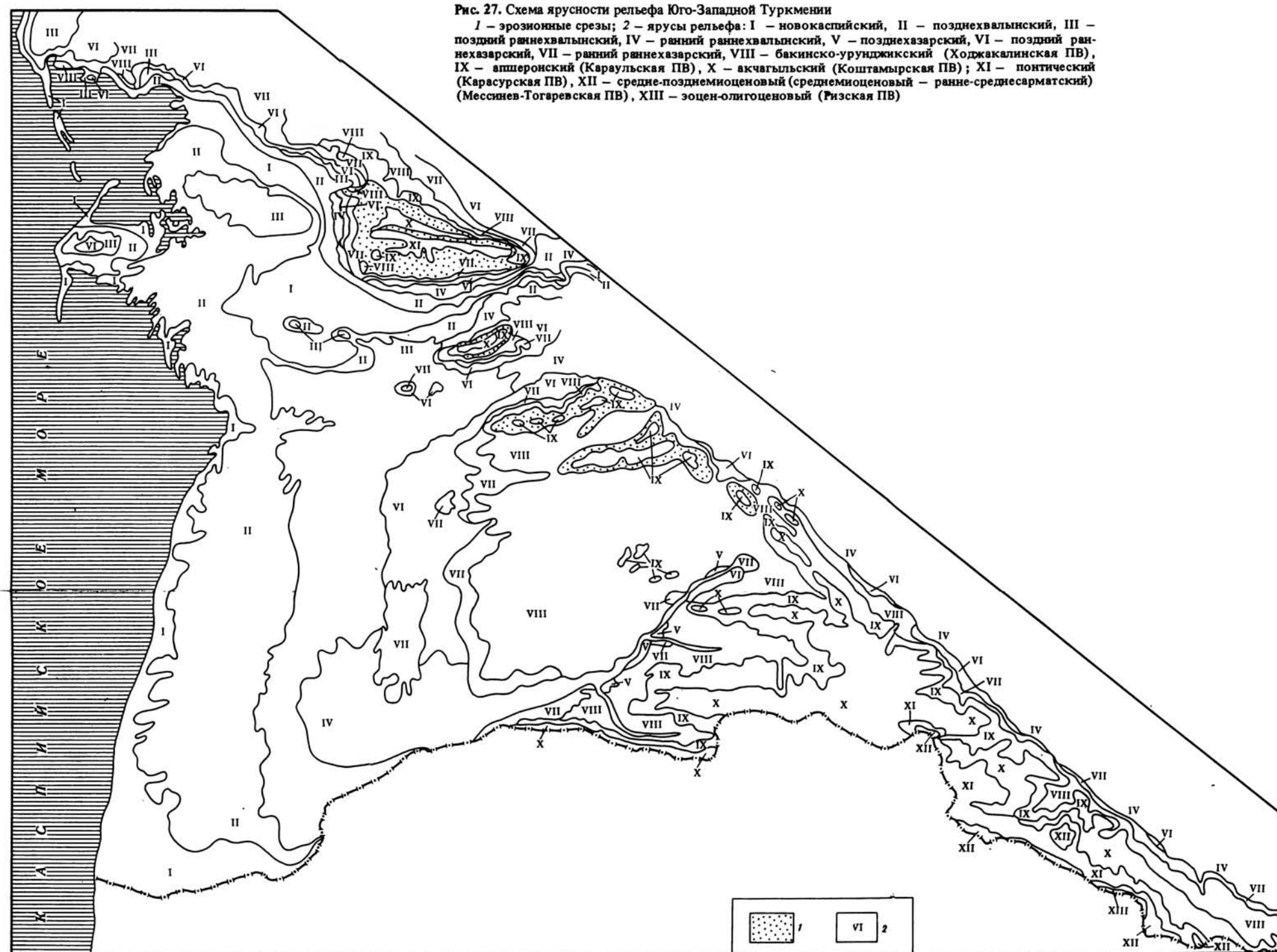


Рис. 27. Схема ярусности рельефа Юго-Западной Туркмении

1 — эрозионные срезы; 2 — ярусы рельефа: I — новокаспийский, II — позднехвалынский, III — поздний раннехвалынский, IV — ранний раннехвалынский, V — позднехазарский, VI — поздний раннехазарский, VII — ранний раннехазарский, VIII — бакинско-урунджикский (Ходжакалинская ПВ), IX — апшеронский (Караульская ПВ), X — акчагыльский (Коштамырская ПВ); XI — понтический (Карасурская ПВ), XII — средне-позднемиоценовый (среднемиоценовый — ранне-среднесарматский) (Месинев-Тогаревская ПВ), XIII — эоцен-олигоценый (Ризская ПВ)

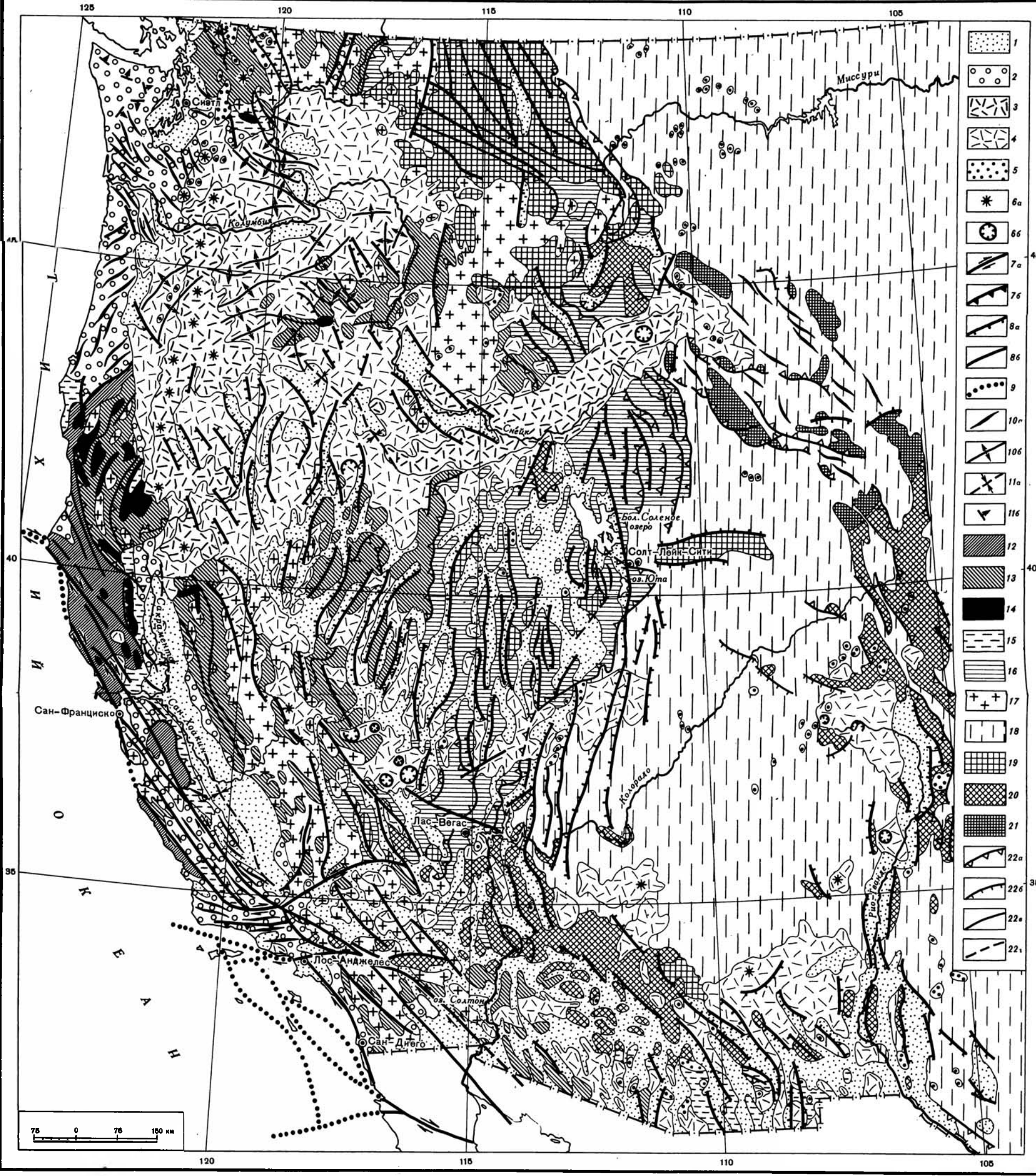


Рис. 40. Тектоническая карта запада США (по Р.Б. Кингу [1969; King, 1972])

Неотектонические формации и элементы структуры: 1-5 - кайнозойские формации: 1 - неоген-четвертичные континентальные осадки впадин, 2 - кайнозойские морские отложения, 3 - четвертичные континентальные вулканические образования, 4 - олигоценные и неогеновые континентальные вулканические образования, 5 - граниты и другие интрузии кайнозоя; 6 - новейшие вулканы (а) и кальдеры (б); 7-9 - новейшие разломы: 7 - сдвиги (а) и нальги (б), 8 - сбросы (а) и разломы с невыясненным направлением перемещений (б), 9 - предполагаемые разломы под водой; 10-11 - новейшие складки: 10 - оси сжатых антиклиналей (а) и широких антиклиналей и антикликориев (б), 11 - оси синклиналей (а) и наклон слоев в моноклиналях (б).

Более древние формации и элементы структуры: 12-14 - эвгеосинклинальные формации: 12 - позднего мезозоя, 13 - раннего мезозоя и палеозоя, 14 - ультрабазиты; 15-16 - мезосинклинальные формации: 15 - позднего мезозоя и раннего кайнозоя, 16 - раннего мезозоя и палеозоя; 17 - мезозойские граниты; 18-21 - докембрий: 18 - архей фундамента платформы, 19 - осадочные и вулканические образования среднего и позднего докембрия, 20 - метаморфические и интрузивные породы среднего докембрия, 21 - метаморфические и интрузивные породы раннего докембрия; 22 - разломы: нальги (а), сбросы (б), разломы с неизвестным направлением перемещений (в) и предполагаемые (г).

Таблица 9
Соотношение и возраст речных террас Большого Кавказа

Стратиграфическая шкала		Трансгрессии		Регрессии	Абсолютный возраст, тыс. лет	Условные номера террас и относительные высоты, м												Трансгрессии		Регрессии	Абсолютный возраст, тыс. лет		
		Черного моря с учетом данных различных авторов (см. табл. 4)				Бассейн Черного моря					Бассейн Каспийского моря							Каспийского моря с учетом данных различных авторов (см. табл. 4)					
						реки Бзыбь, Мзымта, Пшада	р. Кодори	р. Ингури	р. Риони	р. Кубань	реки Кума и Подкумок	р. Терек	р. Сулак	реки Шура-озень и Рубасчай	р. Самур	р. Кусарчай	р. Сумгаит						р. Пирсагат
Голоцен	Верхний		Современная		1,0	русло	русло	русло	русло	русло	русло	русло	русло	русло	русло	русло		Современная	10				
		Нимфейская			ВП	ВП	ВП	ВП	ВП	НП	НП	НП	НП	НП	НП	НП	Новокаспийская						
		Фанагорийская		1,5 – 2	1,5 – 2	1,5 – 2	1 – 1,5	0,5 – 3	НП	НП	НП	НП	НП	НП	НП		Мангышлакская						
	Нижний	Новочерноморская		I 3 – 6	I 3 – 5	I 3 – 8	I 3 – 5	I 2 – 6	ВП 1,5 – 2	ВП 1,5 – 2	8П 1,5 – 2	ВП 1 – 2	8П 1 – 2	ВП 1 – 2	8П 1,5 – 2	8П 1,5 – 2							
Плейстоцен	Верхний		Новозвксинская		10						I 5	I 2 – 2,5	I 2,5 – 4	I 3 – 5	I 3 – 5	I 5 – 7	I 5 – 7	I 4 – 6	Позднехвалынская	40			
		Сурожская		30	II	II	II	II	II			II 6 – 9	II 6 – 8	II 7 – 12	II 10 – 14	II 10 – 12	II 10 – 12		Енотаевская				
			Посткарангатская		75	12 – 15	28 – 40	20 – 55	8 – 15	10 – 20	II 12	II 5 – 6	III 20 – 25	III 15 – 20	III 18 – 20	III 20 – 25	III 20 – 25	III 15 – 18	Раннехвалынская				
		Карангатская		25 – 27	35 – 60	35 – 60	20 – 35	18 – 35	III 20		IV 45	IV 25 – 50	IV 25 – 30	III 20 – 25	IV 30 – 35	IV 30 – 35	IV 20 – 25	IV 20 – 25	Ательская				
				IV 35 – 40	III 8 – 12	V 60 – 75	V 60 – 75	V 55 – 60	VII 60 – 75	VI 60 – 65	VII 60 – 65						Позднехазарская	90					
	Средний		Регрессия		125														Астраханская	130			
		Узулунларская		230	IV 40 – 45					V 60	IV 18 – 20	VI 110	VI 85 – 90	VI 70 – 80	VIII 85 – 90	VII 75 – 80	VIII 75 – 85		Поздняя раннехазарская				
		Позднедревнезвксинская		300	V 70 – 75	IV 50 – 70	IV 65 – 80	IV 50 – 60	IV 40 – 55														
			Регрессия											IX 100 – 110	VIII 95 – 100	IX 95 – 115		Средний раннехазарский бассейн	250				
		Палеоузунларо-раннедревнезвксинская		500	VI 90	V 100 – 120	V 120 – 150	V 90 – 160	V 60 – 120	VI 80 – 100		VII 150	VII 110 – 120	VII 120	X 125 – 130	IX 120 – 125	X 115 – 120	XI 150 – 160	Ранняя раннехазарская		300		
Нижний		Регрессия		500														Венедская	400				
	Позднечудинская		600	VII 105 – 110	VI 130 – 150	VI 160 – 190	VI 140 – 160	VI 120 – 150	VII 140 – 160	V 60 – 70	VIII 190	VIII 140 – 165	VIII 145 – 150	XIII 230 – 240	XII 230 – 240	XII 230 – 240	XIII 220 – 230	Урунджикская		475			
			800															Позднебакинская		575			
	Раннечудинская					VII 200												Регрессия					
Эоплейстоцен	Гурийский бассейн							VIII 280	IX 300		X 350	X 200 – 220		XV 300 – 320				Апшеронская	800				

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

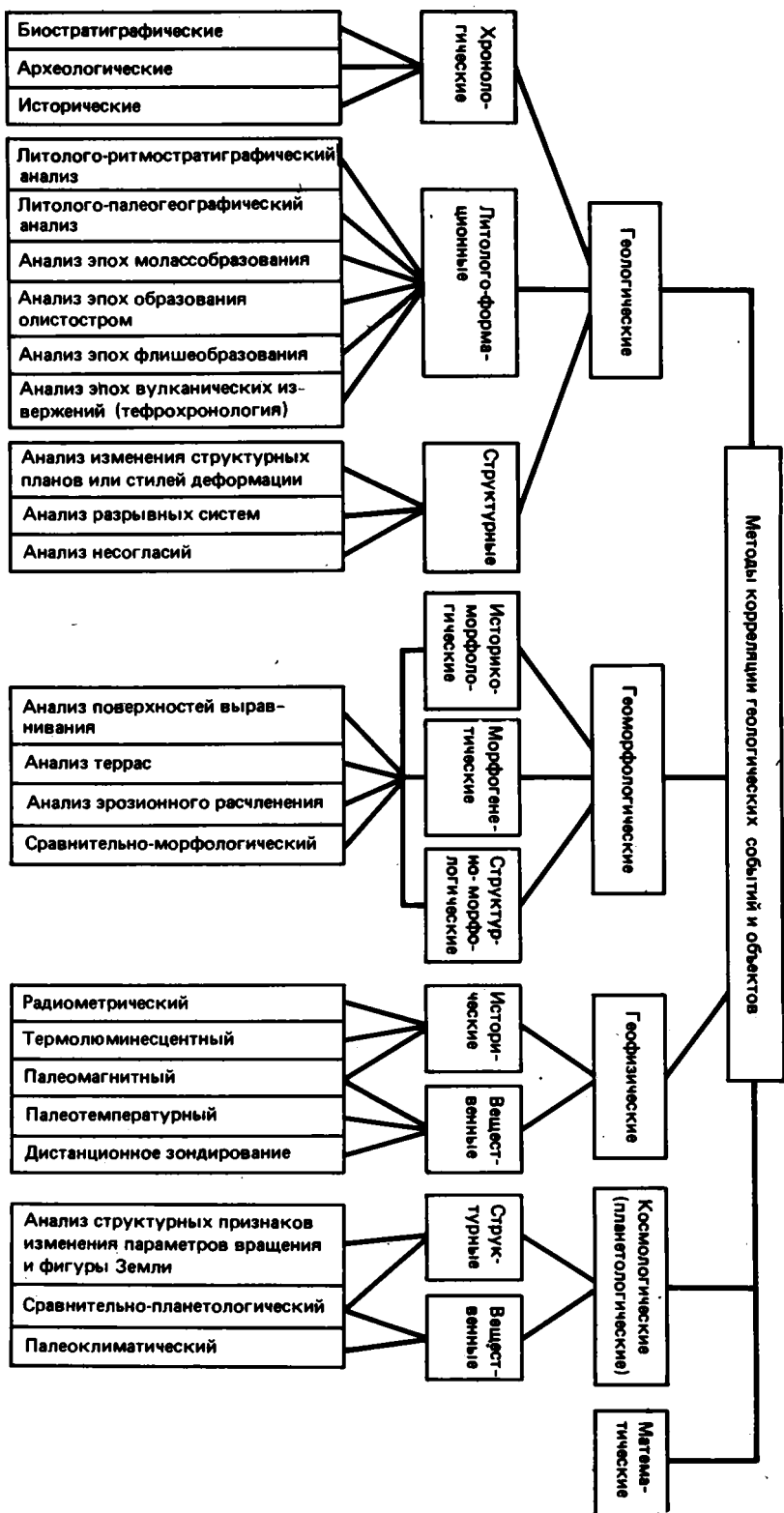


Таблица 2



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 компенсируется 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, эрозийного 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 подкрепленный практикой принцип относительной морфологической схожести одновозрастных 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 позднечетвертичными смещениями. Закономерности распределения смещений лучше всего изучать в зонах сдвигов, поскольку в них минимально проявляется действие локальных факторов, вызывающих нерегулярные колебания величин смещений вкост направления 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 позднечетвертичных и современных перемещениях по активным разломам показали (насколько позволяет судить точность метода), что в течение тысяч и десятков тысяч лет эти перемещения происходили однонаправленно, 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-Ильская 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-

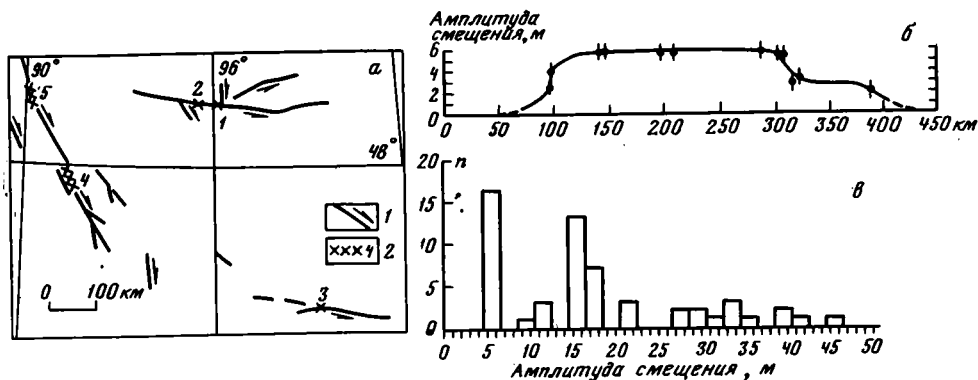


Рис. 1. Характеристики активности Хангайского разлома в Северо-Западной Монголии

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. Дзун-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 Хавцаль-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 названы 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

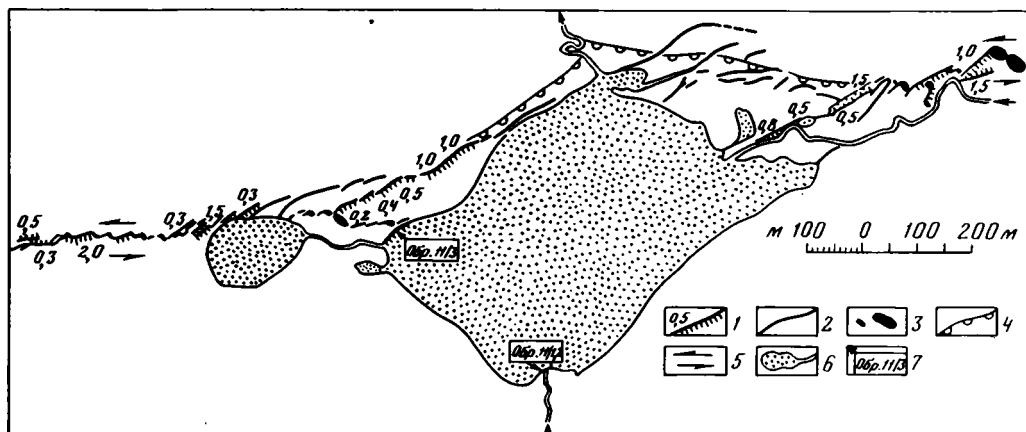


Рис. 2. Позднеголоценовые тектонические нарушения района оз. Уртын-Нур по данным глазомерной съемки 1980 г. (восточная часть зоны Хангайского разлома)

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 грабени 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 осаждается тонкообломочный, насыщенный органикой материал. Это происходит до той поры, пока подпруживающие уступы не промоются 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 подпруженных 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

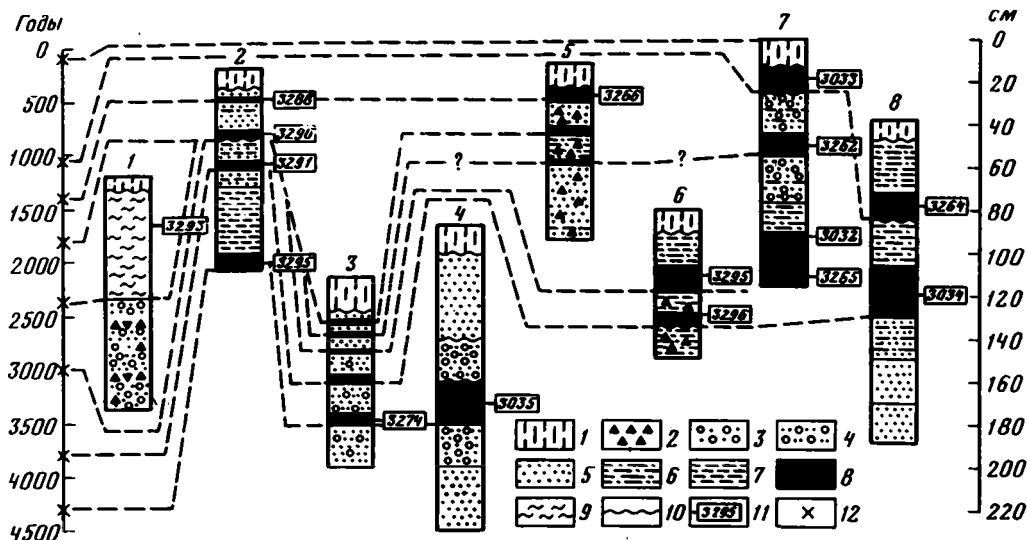


Рис. 3. Сопоставление разрезов горных выработок в склонах мелких подпрудных озер и в замкнутых котловинах зоны Хангайского разлома

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 (показан 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 правых сдвигов. 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,

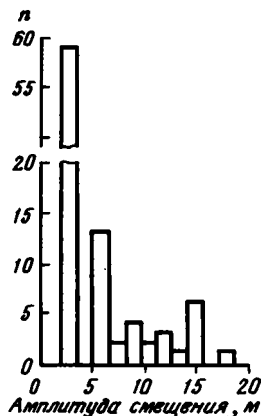
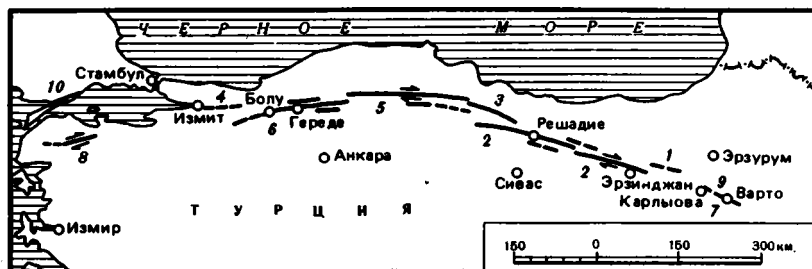


Рис. 4. Гистограмма распределения амплитуд позднеголоценовых левосдвиговых смещений мелких форм рельефа на 12-километровом отрезке Долиноозерского разлома восточнее родника Улан-Булак, Юго-Западная Монголия

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, крип. 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-

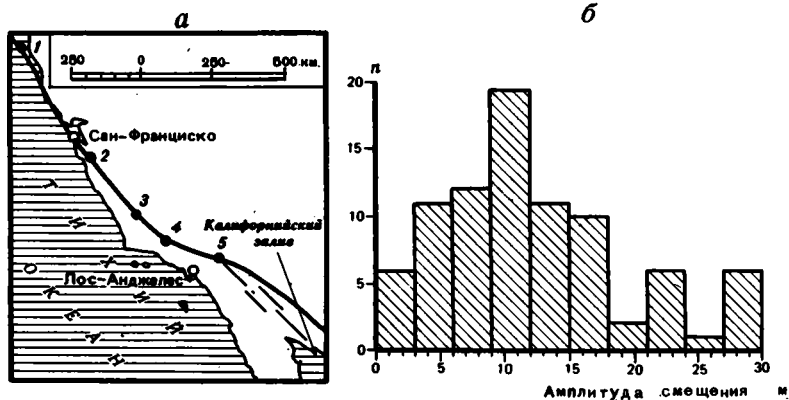


Рис. 6. Схема разлома Сан-Андреас в Калифорнии (а) и гистограмма распределения амплитуд позднегоценовых правосторонних смещений мелких водотоков на 110-километровом отрезке разлома между с. Чолам и пунктом Камп Дикс [Wallace, 1968b] (б)

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

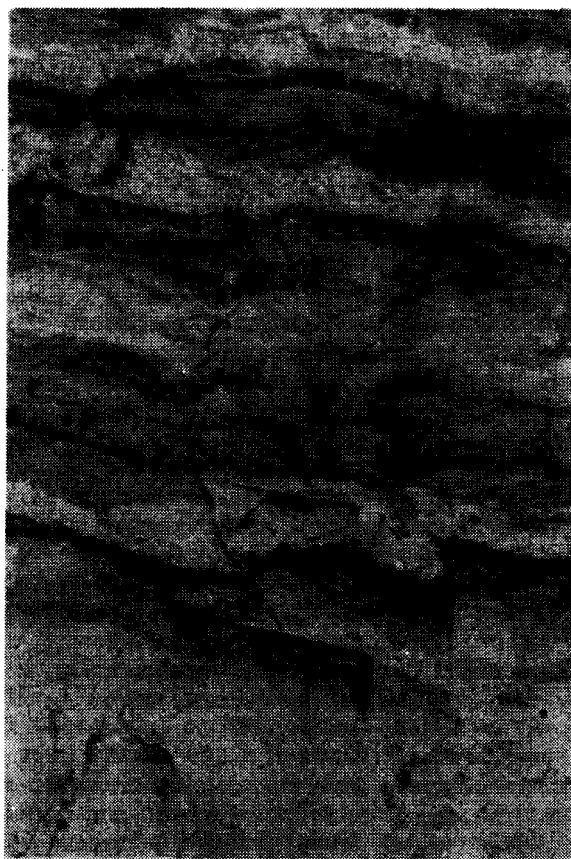


Рис. 7. Мелкие позднегоценовые разрывы и трещины вдоль разлома Сан-Андреас в разрезе первой террасы левого склона долины Паллет (20 км юго-западнее г. Пальмдейл (Южная Калифорния))

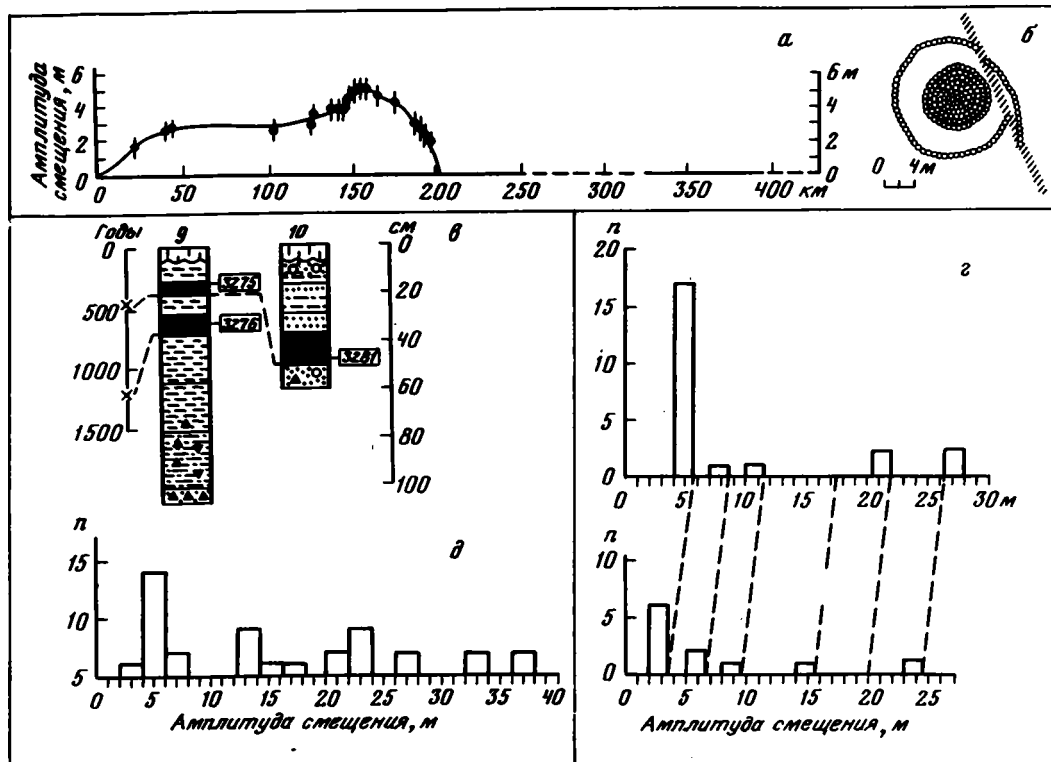


Рис. 8. Характеристики активности Кобдинского разлома в Монгольском Алтае

a — распределение правосдвиговых 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 Чаган-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 правосдвиговых смещений мелких водотоков и других форм рельефа между долинами Дунд-Ус и Чаган-Бургас-Гол. Несовпадение максимумов на гистограммах объясняется тем, что верхняя гистограмма построена для отрезка разлома южнее р. Буянту-Гол, где сейсмогенная поддвижка начала XVI в. (?) достигает 4–5 м, а нижняя гистограмма — для отрезка разлома севернее р. Буянту-Гол, где эта поддвижка постепенно уменьшается к северу от 3,5 до 2 м; *д* — гистограмма распределения амплитуд раннеголоценовых правосдвиговых смещений мелких форм рельефа в районе долины Хавцалын-Гол и родника Чихтэйн-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, *a*). Последнее катастрофическое землетрясение вызвало правосдвиговое смещение до 5 м вдоль южной половины разлома (рис. 8, *a*). 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 Чаган-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, г) 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 Джилангач, 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 позднелайтоценовых 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 разупрочненной средой, где периодическое сбрасывание накопленных напряжений вызывает наиболее интенсивные деформации и смещения. В связи с этим интересно, что при землетрясении Борrego-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 подвиги на 1–2,5 см по разломам холмов Саперстиш (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 уровненную 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 происходят 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 развивалась позднеакчагыльская трансгрессия Каспия¹, распространившаяся в Куринскую, Западно-Туркменскую, Прикаспийскую и Азовскую впадины. Ей соответствовала, по-видимому, эгерская регрессия куяльницкого бассейна. Во время отступления позднеакчагыльского моря, происходившего 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 эоплейстоцена 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 эоплейстоцена (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.

Таблица 4

Соотношение трансгрессий и регрессий Черного и Каспийского морей с климатическими циклами в плиоцен-плейстоне

Палеомагнитная шкала		Абсолютный возраст (млн. лет)		Стратиграфические горизонты по данным К.В. Никифоровой [1982; Никифорова и др. 1976, 1980] и А.Л.Чепалыги [1980]		Трансгрессии и регрессии Черного моря с учетом данных П.В. Федорова [1963, 1977, 1978а, 1982], А.Б. Островского, Я.Х. Измайлова, А.П.Щеглова и др. [1977], А.Л.Чепалыги [1980, 1982], Г.З.Гуария и В.М.Трубикина [1980] и др.		Трансгрессии и регрессии Каспийского моря с учетом данных П.В. Федорова[1957 б, 1972, 1978 б, 1982], А.Л.Чепалыги [1980, 1982], В.М. Трубикина [1977], Г.З. Гуария и В.М. Трубикина[1980], Л.А. Невеской и В.М. Трубикина [1982]		Фаунистический комплекс		
Бронес	0,01	Голоцен	Верхний		Современная регрессия		Новокаспийский бассейн	Поздний	Современная регрессия		Современный	
					Нимфейская трансгрессия				Новокаспийская трансгрессия			
					Фанагорийская регрессия							
					Новочерноморская трансгрессия							
		Нижний		Древнечерноморский бассейн		Хвалынский бассейн	Ранний	Мангышлакская регрессия				
		Плейстоцен	Верхний	Осташковский	Новозевксинская регрессия			Поздний	Позднехвалынская трансгрессия		Верхнепалеолитический	
				Молого-шексинский *	Сурожская трансгрессия				Енотаевская регрессия			
				Калининский	Посткарангатская регрессия				Раннехвалынская трансгрессия			
	Микулинский *			Карангатская трансгрессия		Ательская регрессия						
	0,10	Средний	Эксно-узунларский бассейн	Поздний	Регрессия	Хазарский бассейн	Поздний	Позднечазарская трансгрессия		Хазарский		
					Узунларо-позднедревнезевксинская трансгрессия			Поздняя раннехазарская трансгрессия				
				Ранний	Регрессия			Средний раннехазарский бассейн			Сингильский	
					Палеоузунларо-раннедревнезевксинская трансгрессия			Ранняя раннехазарская трансгрессия				
		0,4	Средний	Эксно-узунларский бассейн	Поздний	Регрессия	Хазарский бассейн	Ранний	Астраханская регрессия		Хазарский	
						Узунларо-позднедревнезевксинская трансгрессия			Поздняя раннехазарская трансгрессия			
Регрессия						Средний раннехазарский бассейн						

Гильберт	Гаусс	Матюла		Плиоцен	Верхний	Куяльницкий бассейн	Ранний	Акчагыльский бассейн	Ранний	Поздний	Балаханский бассейн	Гипарионовый
0,69 0,89 0,95 1,67 1,93 2,11 2,13 2,43 2,8 3,06 3,32	Матула			Зоплейсоцен	Нижний	Чуаудинский бассейн	Поздний	Постчаудинская регрессия	Бакинский бассейн	Поздний	Венедская регрессия	Тираспольский
					Верхний	Гурийский бассейн	Поздний	Цвермагальский бассейн	Апшеронский бассейн	Поздний	Позднеапшеронская трансгрессия	Таманский
4,7 5,5	Гильберт			Плиоцен	Верхний	Куяльницкий бассейн	Ранний	Акчагыльский бассейн	Ранний	Поздний	Балаханский бассейн	Гипарионовый
4,7 5,5	Гильберт			Плиоцен	Нижний	Киммерийский бассейн	Ранний	Понтическая трансгрессия	Ранний	Поздний	Балаханский бассейн	Гипарионовый

"Теплый" горизонт

трансгрессий обоих бассейнов: бакинской трансгрессии Каспия и чаудинской трансгрессии Черного моря (рис. 9). В этот период восстановилась связь Черноморского и Каспийского бассейнов с односторонним сбросом вод в Азово-Черноморскую область, так как уровень раннебакинского моря (примерно -5 м), по-видимому, был выше раннечаудинского. Максимальное развитие бакинская и чаудинская трансгрессии получили во время следующего потепления. Позднебакинская кратковременная трансгрессия имела уровень на $5-10$ м выше уровня современного океана. По-видимому, несколько больше (до $+10 \div +15$ м) была следовавшая за ней тоже кратковременная урунджикская трансгрессия Каспия [Федоров, 1957б, 1978б]. Позднечаудинская трансгрессия также превысила раннечаудинскую, широко распространившись в Северное Приазовье, Причерноморье, Колхиду и Гурию. Однако она, по-видимому, не поднималась выше современного уровня океана. Поэтому связь бассейнов через Маньчский пролив продолжала оставаться односторонней — из Каспийского моря в Черное. В это же время впервые возникла связь Черного моря со Средиземным через Босфор, Мраморное море и Дарданеллы, в результате которой в Черном море началась циклическая смена солоноватоводных регрессивных бассейнов в эпохи оледенений и полуморских трансгрессивных бассейнов в межледниковые эпохи [Чепалыга, 1980].

В конце раннего плейстоцена фиксируется мощное похолодание, с которым совпадают регрессии урунджикского и позднечаудинского бассейнов. По-видимому, они были продолжительными и глубокими (венедская предположительно до -60 м) и отвечали окскому оледенению на Русской равнине [Федоров, 1978б] (см. табл. 4).

Начало среднего плейстоцена совпало с потеплением, к которому оказались приуроченными ранняя трансгрессия раннехазарского бассейна Каспия, близкая, по данным Ю.М. Васильева [1976], к современному абсолютному нулю, и ранняя трансгрессия древнеэвксинского бассейна Черного моря, сменившаяся в результате поступления средиземноморских вод через проливы Босфор и Дарданеллы палеоузунларской трансгрессией, достигавшей, по-видимому, также современной нулевой отметки. Во время днепровского оледенения Черное море регрессировало, так как не было притока вод из Средиземного моря. В Каспийском регионе в это время существовал средний раннехазарский бассейн, вероятно, с довольно высоким уровнем зеркала воды [Федоров, 1975а, б].

С последующим потеплением в Каспии начинается более обширная, чем предыдущая, поздняя раннехазарская трансгрессия, достигавшая, возможно, довольно значительных положительных высот. В Черном море в это время произошли две последовательные трансгрессивные фазы: позднедревнеэвксинская, обусловленная увеличением поступления речных вод и притока их из Каспия, и узунларская, связанная с проникновением средиземноморских вод, что определило уровень Черного моря в это время, близкий к современному (см. рис. 9).

Завершение периода нового похолодания, вызвавшего московское оледенение Русской равнины, ознаменовалось регрессией раннехазарского и эвксино-узунларского бассейнов Каспия и Черного моря (см. табл. 4).

Таким образом, в раннем и среднем плейстоцене, как и в эоплейстоцене, констатируется синхронное развитие Черноморского и Каспийского бассейнов.

В начале позднего плейстоцена, во время микулинского межледникового, в Каспийском бассейне получила развитие позднехазарская трансгрессия, а в Черном море — карангатская, имевшая, по данным П.В. Федорова [1963], две фазы: раннюю и позднюю. Она была вызвана, по-видимому, мощным притоком средиземноморских вод в результате осуществленной ранее эрозии дна Босфорского пролива [Федоров, 1978а]. Несмотря на сравнительно низкий уровень позднехазарского бассейна (примерно $-10 \div -20$ м), воды его переливались по Маньчской долине в Азово-Черноморский бассейн, что отразилось в налегании позднехазарских (гирканских) слоев на карангатские [Горецкий, 1970]. Принимая во внимание, что уровень карангатского моря, возможно, располагался на $6-8$ м выше современного, надо думать, что односторонний сброс вод Каспия происходил в условиях регрессирующего карангатского моря.

Посткарангатская регрессия Черного моря по времени совпадает с калининским оледенением. Синхронная ей обширная раннехвалынская трансгрессия Каспия, наступившая после ательской регрессии, несомненно связана с таянием этого ледника в период последующего молодого-шекснинского межледниковья (см. табл. 4). Уровень раннехвалынского моря в это время поднимался до абсолютных отметок $+47 \div +50$ м и долго удерживался при отступании на отметке $+25$ м (см. рис. 9). Вследствие такой высоты воды этой трансгрессии затопили обширные пространства Прикаспия, Западной Туркмении, Куринской низменности и всего побережья Кавказа. Избыточный сток на уровне $+20 \div +25$ м осуществлялся по Манычскому прогибу в Азово-Черноморский бассейн.

В последнее время все большее число исследователей находит в Черном море следы сурожской трансгрессии, связанной, видимо, с молодого-шекснинским межледниковьем [Арсланов и др., 1976; Островский, Измаилов, Щеглов и др., 1977]. Последняя сильно отстает по времени от начала раннехвалынской трансгрессии Каспия и развивается после ее максимальной стадии (см. рис. 9).

Енотаевская регрессия Каспия разделяет раннехвалынскую и позднехвалынскую трансгрессии. Уровень последней не превышал современной отметки -2 м. Позднехвалынскую трансгрессию связывают с остаховским оледенением позднего плейстоцена [Федоров, 19786] (см. табл. 4). Позднехвалынский бассейн был изолирован и не имел стока в Черное море. Отступая, он задержался на отметках -12 и -16 м. Возможно именно поэтому уровень новозвксинского бассейна Черного моря не превышал -30 м [Васильев, 1976].

Мангышлакская регрессия Каспия, сменившая позднехвалынскую трансгрессию, несомненно была связана с аридизацией климата. Она имела уровень на $20-25$ м ниже современного (т.е. абсолютную отметку -50 м). В Черном море в это время уровень вод был также недостаточно высок.

Причиной развития голоценовой новокаспийской трансгрессии, достигшей максимума на отметке $-18 \div -20$ м, явилось, по-видимому, увлажнение климата [Федоров, 1957а, 19786]. Для ее начала имеются датировки $6-8$ тыс. лет назад; закончилась же она в XVIII в. н.э. Отмечается несколько стадий этой трансгрессии (см. рис. 9). В Черном море в голоцене развивались две трансгрессии: новочерноморская (не более $+4 \div +5$ м абсолютной высоты), достигшая максимума во время теплового оптимума голоцена ($3,5-4,0$ тыс. лет тому назад), и нимфейская ($+2$ м), произошедшая в конце первого или начале второго тысячелетия новой эры. Их разделяет фанагорийская регрессия, начавшаяся, вероятно, еще в первом тысячелетии до новой эры и закончившаяся в первых веках новой эры. Ее уровень оценивается в $-6 \div -7$ м. Современный уровень Каспийского (-28 м) и Черного морей ($-0,4$ м) свидетельствует о регрессивной стадии этих бассейнов в настоящее время (см. табл. 4). Таким образом, в позднем плейстоцене и голоцене, когда Черное море приобрело большую изолированность, снова появляются черты его асинхронного развития с Каспием.

Расчеты водного баланса Каспийского моря, выполненные А.И. Михалевским, Б.А. Апполовым, Б.Д. Зайковым, Д.А. Тугоносовым, Г.П. Калининым, К.К. Марковым и А.И. Суетовой, опровергли гипотезу о тектонической обусловленности колебаний уровня Каспийского моря. Они убедительно свидетельствуют о том, что главными причинами этих колебаний являются климатические изменения [Рычагов, 1977].

Сопоставление трансгрессий и регрессий Каспийского и Черного морей с климатическими циклами позволяет сделать вывод о том, что в бассейнах разных типов, изолированных и полуизолированных от Мирового океана, происходили разнонаправленные изменения уровня под влиянием одних и тех же климатических факторов [Марков и др., 1965; Васильев, 1968; 1969, 1976; Островский, 1970, 1974; Федоров, 1976, 1977а, 19786; Чепалыга, 1980; и др.].

В замкнутых бассейнах трансгрессии развивались в более холодные и более влажные периоды, когда увеличивался речной сток и уменьшалось испарение с поверхности водоема. Регрессии были приурочены к этапам жаркого и аридного климата с меньшим

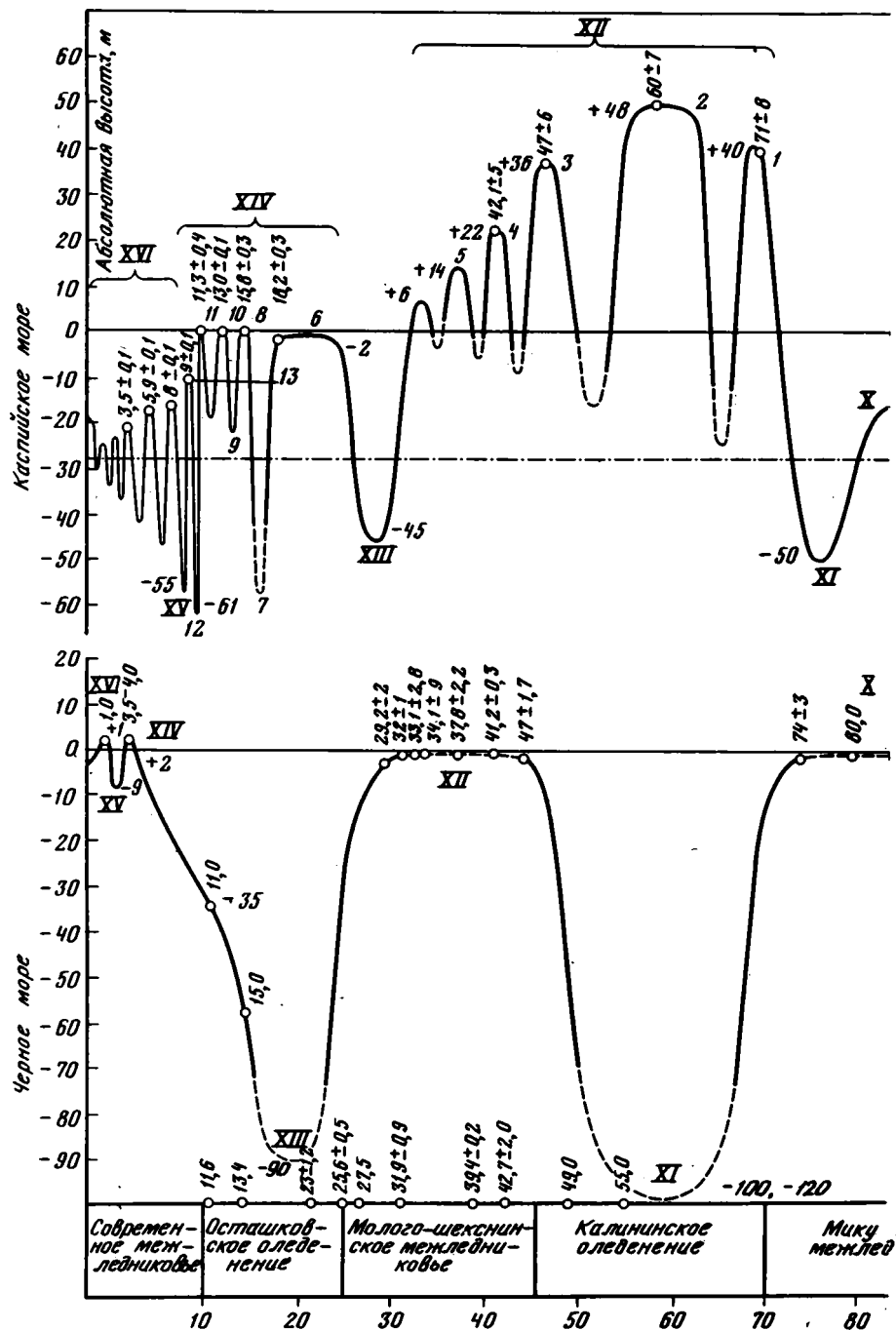
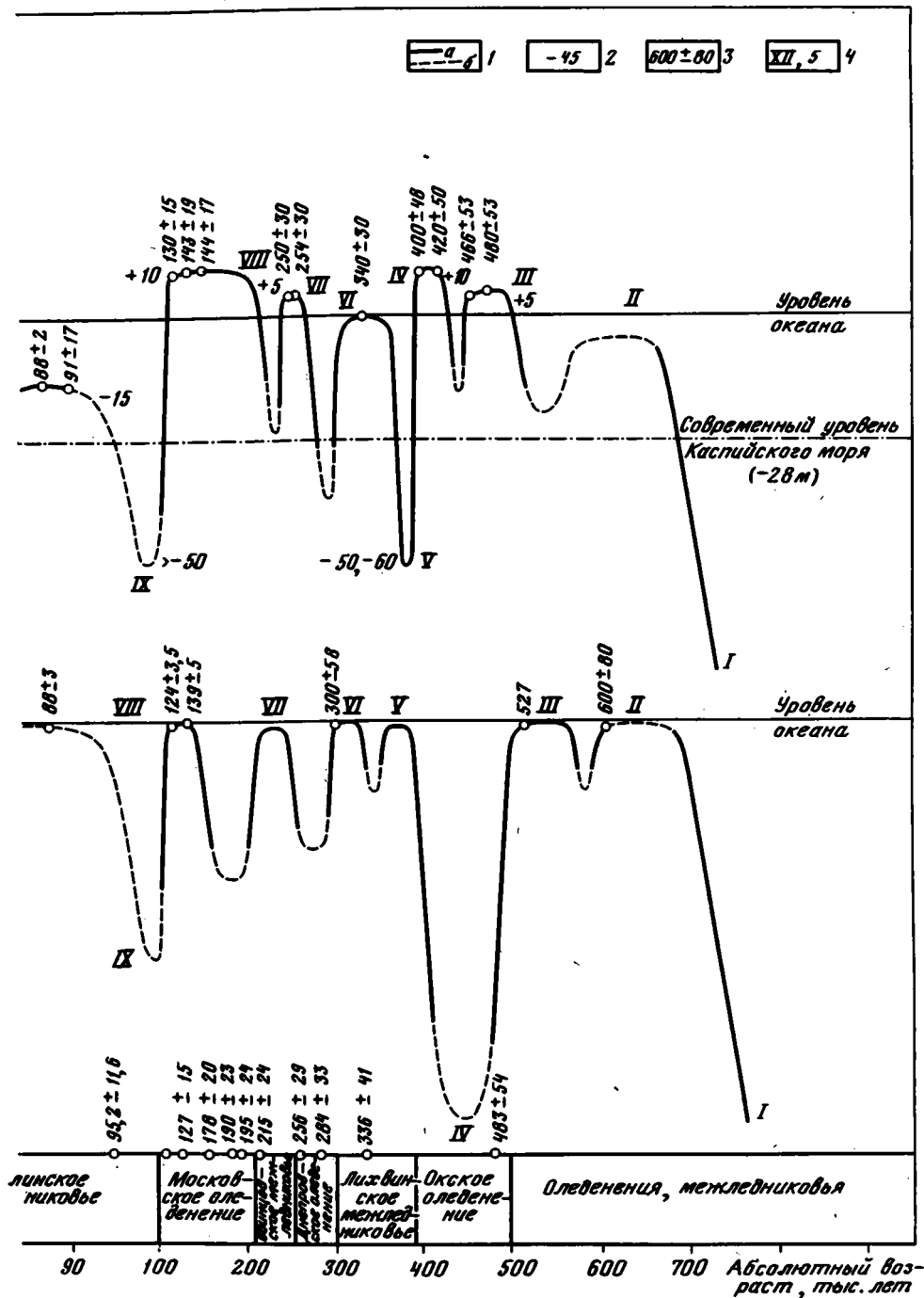


Рис. 9. Схема колебаний уровней Черного и Каспийского морей в плейстоцене и их соотношение с оледенениями и межледниковьями (по данным П.В. Федорова [1957а, б, 1963, 1976, 1977а, б, 1978а, б]; Геохронологии СССР [1974]; С.И. Варущенко [1975]; Г.И. Рычагова [1977]; Б.А. Островского и др. [1977]; П.А. Каплина и др. [1977]; Ф.А. Щербакова и др. [1977]; К.К. Шилика [1977]; О.К. Леонтьева и Г.И. Рычагова [1980]; А.Н. Варущенко и др. [1980]; Ф.А. Щербакова [1982]; П.Н. Куприна и В.М. Сорокина [1982])

1 — уровень моря достоверный (а) и предполагаемый (б); 2 — характерные высотные отметки, м; 3 — абсолютные даты (тыс. лет); 4 — трансгрессии, регрессии и их стадии



Каспийское море; I – торьянская регрессия; II – раннебакинская трансгрессия; III – позднебакинская трансгрессия; IV – урунджикская трансгрессия; V – венечская регрессия; VI – ранняя раннехазарская трансгрессия; VII – средний раннехазарский бассейн; VIII – поздняя раннехазарская трансгрессия; IX – астраханская регрессия; X – позднехазарская трансгрессия; XI – ательская регрессия; XII – раннехвалынская трансгрессия (стадии: 1 – ранняя, 2 – максимальная, 3 – талгинская, 4 – буйнакская, 5 – туркменская), XIII – енотаевская регрессия; XIV – позднехвалынская трансгрессия (стадии: 6 – золотухинская, 7 – позднеенотаевская, 8 – раннемахачкалинская, 9 – шиховская, 10 – позднемахачкалинская, 11 – кумская, 12 – бекдашская, 13 – сартасская); XV – мангышлакская (кулалинская) регрессия; XVI – новокаспийская трансгрессия

стоком и большим испарением. Примерами являются: куяльницкий бассейн Черного моря, в котором две трансгрессии и две регрессии соответствуют двум более холодным и двум более теплым этапам; зоплейстоценовый апшеронский бассейн Каспия с двумя трансгрессиями в более холодные периоды; раннебакинская и раннечаудинская трансгрессии холодного платовского времени и т.д.

В то же время с появлением оледенений трансгрессии Каспия оказались приуроченными ко второй половине межледниковья — началу оледенения, т.е. к моменту понижения температур и испарения не только с поверхности акватории, но и всего водосборного бассейна при относительно высокой влажности [Калинин и др., 1966; Васильев, 1973]. Таковы, например, позднебакинская и урунджикская, ранняя и поздняя раннехазарские трансгрессии; возможно, позднехазарская трансгрессия. Во время московского и первой половины калининского оледенений понижения температуры сопровождалось резким увеличением сухости климата, что привело к регрессиям Каспия — астраханской и ательской [Васильев, 1976]. Большая продолжительность и масштабы раннехвалынской трансгрессии Каспия, не укладывающиеся в изложенную схему, видимо, были обусловлены частичным прекращением сброса каспийских вод в Черное море по Манычскому прогибу. Исключение составляет и позднехазарская трансгрессия, получившая развитие во время ошашковской стадии валдайского оледенения, когда в условиях мощного похолодания и крайней континентальности уменьшилось испарение с поверхности замкнутого водоема Каспия [Рычагов, 1977]. Новокаспийская трансгрессия связана, очевидно, с увеличением количества осадков, выпадавших над акваторией Каспия при еще недостаточном росте температур в послевадальское время [Рычагов, 1977]. Современный низкий уровень Каспийского моря является типичным для регрессивных замкнутых бассейнов межледниковых эпох.

Полузамкнутые и открытые бассейны развивались, как правило, в режиме Мирового океана: трансгрессии в них соответствовали теплым эпохам и межледниковьям, а регрессии — холодным эпохам и оледенениям, т.е. носили гляциоэвстатический характер [Федоров, 19786]. При этом уровень регрессий лимитировался прежде всего высотой порога, отделявшего бассейн от океана [Островский, 1974]. Таким, например, был ачкагельский бассейн Каспия, не потерявший связи со Средиземноморьем [Чепалыга, 1980, Проблемы геологии..., 1982], трансгрессии которого развивались в эпохи потепления, а регрессии — в холодные периоды. По этой же схеме происходили колебания уровня Черного моря в раннем, среднем, позднем плейстоцене и голоцене, когда осуществлялась его связь со Средиземным морем, а через него — и с Мировым океаном. Следствием этого явилось то, что в трансгрессивные фазы уровень Черного моря был близок к современному. Однако сток каспийских вод в Черноморскую впадину, осуществлявшийся в зоплейстоцене, раннем и среднем плейстоцене, несколько усложнял эту картину. Трансгрессии Черного моря этого времени оказались состоящими как бы из двух фаз: первая фаза была обусловлена гидрократическими причинами. Она совпадала с завершением оледенения еще при регрессивном уровне Мирового океана, но уже при высоком уровне Каспия. Это раннечаудинская, ранняя и позднедревнезвксинская трансгрессии. Вторая фаза имела гляциоэвстатическую причину и была связана с подъемом уровня Мирового океана в оптимум межледниковья [Островский, 1974]. Это позднечаудинская, палеоузунарская и узунларская трансгрессии. В позднем плейстоцене, когда связь с Каспием прекратилась, трансгрессии Черного моря были обусловлены притоком только средиземноморских вод [Ва-

Окончание подписи

Черное море: I — болгарская регрессия; II — раннечаудинская трансгрессия; III — позднечаудинская трансгрессия; IV — постчаудинская регрессия; V — раннедревнезвксинская трансгрессия; VI — палеоузунарская трансгрессия; VII — позднедревнезвксинская трансгрессия; VIII — узунларская трансгрессия; IX — предкарангатская регрессия; X — карангатская трансгрессия; XI — посткарангатская регрессия; XII — сурожская трансгрессия; XIII — новозвксинская регрессия; XIV — новочерноморская трансгрессия; XV — фанаторийская регрессия; XVI — нимфейская трансгрессия

сильев, 1976, 1977]. В это время в Черном море развивались карангатская, сурожская, новочерноморская и нимфейская трансгрессии [Геохронология..., 1974].

Таким образом, климат является определяющим фактором в истории колебания уровней бассейнов Понто-Каспия в плиоцен-плейстоцене. При этом режим изолированных бассейнов определялся климатическими условиями региона акватории и водосборного бассейна, а полузамкнутых — глобальными климатическими циклами, обуславливающими гляциозвстатические колебания уровня Мирового океана.

Климатические же изменения, по-видимому, являются следствием изменений инсоляции Земли, о чем писал М. Миланкович в 1939 г. [Брэккер и др., 1974].

Характер бассейна, его связь с океаном или изоляция в значительной мере определяются тектоническими причинами, особенно подвижностью "порогов", разделявших водоемы.

Так, в позднем плиоцене — эоплейстоцене связи Черного моря со Средиземноморьем через Босфор, Мраморное море и Дарданеллы не существовало. В результате активных тектонических движений в это время наступила полная изоляция Понто-Каспия, продолжавшаяся в течение всего апшерона и первой половины раннего плейстоцена, когда бассейны Каспийского и Черного морей только общались друг с другом и то преимущественно в виде одностороннего стока из Каспия. Во второй половине раннего плейстоцена погружение порога Мраморного моря привело к проникновению средиземноморских вод в Черноморскую впадину. Этот процесс продолжается и в настоящее время. Тектонический подъем Маньчского порога в предхвалынский период обусловил почти полную изолированность Каспия в позднем плейстоцене и его чрезвычайно длительную и высокую раннехвалынскую трансгрессию [Рычагов, 1977].

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ГОРНЫХ СТРАН ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

В горных районах новейшие отложения выполняют, как правило, только межгорные впадины, и значительные пространства оказываются сложенными древними породами, которые выведены на поверхность и эродированы в процессе неотектонического развития.

В таких районах решающее значение приобретает метод геоморфологического анализа территорий, так как неотектонические движения оказываются запечатленными в рельефе.

Неравномерность неотектонических поднятий горных сооружений формирует ярусность их рельефа: лестницу поверхностей выравнивания и террас речных долин. Анализ гипсометрического положения этих ярусов позволяет надежно выявить характер новейших движений: их неравномерность во времени и пространстве, скорость, тенденции развития и т.п. При этом решающее значение приобретает правильное определение возраста поверхностей выравнивания и речных террас. В настоящей работе при датировании ярусов рельефа мы исходили из представлений об определенном генезисе этих геоморфологических объектов.

Речные террасы, прослеживающиеся от низовьев до верховьев реки, являются результатом циклического развития долины; они получили название цикловых (см. гл. IV, а также: [Шульц, 1940; Макарова и др., 1979]).

Фауна, флора и пыльца аллювиальных комплексов каждой из таких террас, меняющиеся снизу вверх по разрезу от более теплолюбивых к более холодолюбивым, свидетельствуют о климатической обусловленности этой цикличности [Макарова и др., 1977; Беспалый, 1978; Муратов, 1978; Кожевников, 1979; Чепалыга, 1967, 1980; Лукина, 1980, 1981б; и др.]. Определяющую роль здесь играют смены межледниковий оледенениями, аридных условий плювиальными, с которыми связаны трансгрессии и регрессии морских бассейнов, т.е. колебания базисов эрозии долин, в целом приводящие к изменению энергии водных потоков.

Как можно себе представить, формирование эрозионного уступа цикловой террасы

начинается в период резкого снижения водности потоков и отступления уровня моря, обусловленных развитием оледенения. В это время в русле отлагается лишь местный материал (гальвеговый аллювий). Аккумуляция сначала "базальных" грубообломочных горизонтов, а затем ритмично-линзовидных аллювиальных толщ транзитных наносов происходит с увеличением водности потоков в период таяния ледников и трансгрессий морских бассейнов во время наступившего межледникового. В заключение формируются покровные тонкие, часто лёссовидные отложения террас, обусловленные, по-видимому, новым похолоданием или началом нового оледенения. Развитие этого оледенения и последующая регрессия моря дают толчок к образованию эрозионного уступа в уже сформировавшейся толще наносов, что является началом формирования следующей террасы в новый климатический цикл.

Такая схема террасообразования подтверждается рядом фактов. Во-первых, положением теплолюбивой фауны и флоры в нижних горизонтах аллювия и сменой ее вверх по разрезу холодолюбивой [Чепалыга, 1961, 1967; Макарова и др., 1977; и др.]. Во-вторых, приуроченностью эрозионных врезов долин к переуглубленным древним руслам рек на морском дне [Островский, 1967; Островский, Измайлов, Балабанов и др., 1977] и постепенным переходом морских отложений трансгрессивной фазы моря в аллювий долин при "раскрытии" поверхностей речных террас на морские аккумулятивные террасы и равнины [Федоров, 1957б, 1963; Кожевников, 1977]. В-третьих, иногда наблюдаемым переходом флювиально-гляциальных отложений в аллювиальные в верховьях горных рек и положением конечных морен отступающих ледников на аллювиальных толщах террас [Соловьев, 1966; и др.]. Есть и другие подтверждения описанной выше схемы.

Возраст речных террас определяется нами по завершению этапа аккумуляции наносов, наиболее надежно — путем прослеживания и детального картирования геоморфологически выраженных террасовых уровней реки: от морских биостратиграфически датированных отложений вверх по долине. При этом в качестве контроля привлекаются все имеющиеся археологические, палеомагнитные, термолюминесцентные, тефрохронологические и другие датировки аллювиальных толщ. При этом особое внимание уделяется тому, чтобы не впасть в довольно распространенную ошибку, когда террасе реки присваивается возраст, основанный на фаунистических находках из нижних частей слагающего ее разреза. Дело в том, что в прогибающихся межгорных впадинах нижние горизонты аллювия могут оказаться древним цоколем более молодой аккумулятивной террасы, отделенным от ее отложений перерывом, плохо выраженным в косослоистых сериях речных наносов. В этих случаях большую помощь могут оказать почвенные горизонты, подчеркивающие несогласия между разновозрастными аллювиальными свитами.

Поверхности выравнивания, представляющие собой более древние и более высокие ярусы рельефа, датировать гораздо сложнее, так как они, как правило, не несут на себе чехла рыхлых отложений. Это останцы древнего пенеплена или орогенных поверхностей выравнивания, педиментов, т.е. денудационных равнин, которые формировались у основания поднятий и были сопряжены с аккумулятивными равнинами межгорных или предгорных впадин, представляя собой прислоненные участки полигенетических поверхностей выравнивания. Их формирование завершилось, очевидно, в наиболее спокойные в тектоническом отношении периоды. Последующие активизации движений приводили к эрозионному расчленению таких поверхностей на участках поднятий и захоронению их под толщей осадков на участках прогибания. Следствием этого оказалось пространственное разобщение реликтов одновозрастных денудационных и аккумулятивных поверхностей выравнивания.

Таким образом, периоды активизации тектонических движений оказываются синхронными максимальному расчленению поднятий и мощному осадконакоплению в прогибающихся впадинах. Несогласия же и перерывы в разрезах отложений должны сопрягаться с уровнями денудационных поверхностей, отвечающими, на наш взгляд, этапам ослабления или затухания тектонических движений [Макаров, 1980].

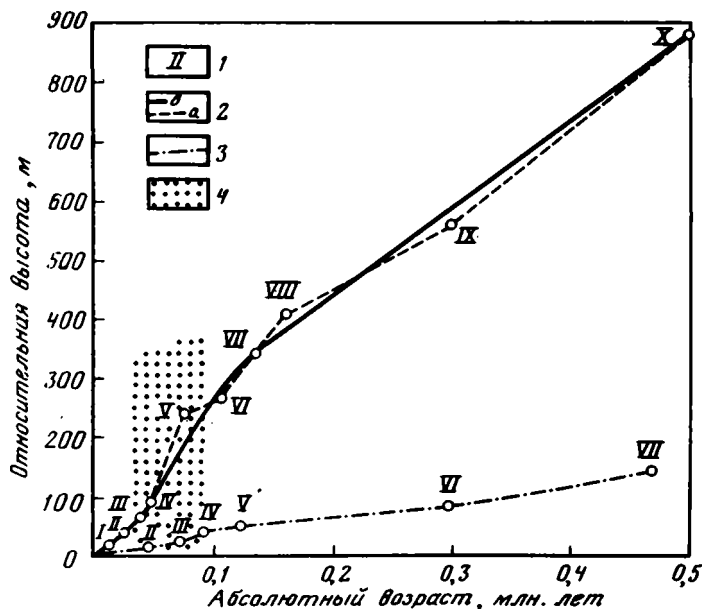


Рис. 10. Зависимость относительных высот террас над руслами рек Мутновской (Южная Камчатка) и Кумы с Подкумком (Центральное Предкавказье) от их возраста

1 — условный номер террасы; 2—3 — кривые изменения высот террас над руслом: 2 — р. Мутновской, (а — фактическая, б — осредненная), 3 — р. Кумы с Подкумком; 4 — этап усиления эрозионного врезания, отождествляемый с усилением тектонической активности

Увязка определенных циклов осадконакопления в областях прогибания с конкретными этапами развития ярусности рельефа в областях поднятий становится той основой, на которой базируется стратификация поверхностей выравнивания. Это известный метод коррелятивных отложений, где по возрасту осадков впадины, устанавливаемому по комплексу признаков, определяется время формирования соответствующей денудационной поверхности, располагающейся сейчас высоко в горах. Иногда датирование поверхностей выравнивания контролируется позднекайнозойским вулканизмом: интрузии позволяют определить нижний возрастной предел срезающих их поверхностей выравнивания, а эффузивы — их верхний возрастной предел, потому что они, как правило, перекрывают последние.

Разрушенные эрозией поверхности выравнивания наиболее высоких ярусов рельефа реконструируются по отдельным вершинам и пикам хребтов, т.е. отождествляются с вершинными поверхностями горного сооружения, время формирования которых определяется также методом коррелятивных отложений.

Установление возраста ярусов рельефа — речных террас, поверхностей выравнивания и вершинных поверхностей — позволяет перейти к количественной оценке тектонических движений на новейшем этапе.

Применявшиеся до настоящего времени методики анализа речных террас для выяснения неравномерности позднекайнозойских движений [Несмеянов, 1971а; Чигарев, 1971; Крестников, Чигарев, 1976; Четвертичная тектоника..., 1979; Ермилин, Чигарев, 1981] основаны на анализе превышений одной террасы над другой, соотнесенных с отрезком времени, за который это превышение образовалось. Но таким образом устанавливается фактически лишь скорость образования эрозионного уступа террас, которая может быть отождествлена со скоростью тектонических движений только при условии существования прямой зависимости между темпами поднятий и скоростью врезания реки.

Таблица 5
Относительные высоты речных террас над руслом и их возраст

Стратиграфическая шкала		Террасы долин Кумы и Подкумка			Террасы долины р. Мутновской		
		Условный номер*	Абсолютный возраст, тыс. лет	Относительная высота, м	Условный номер*	Абсолютный возраст, тыс. лет	Относительная высота, м
Голоцен	Q_4^2	НП	0–2	0,5	НП	0–2	0,5
	—	—	—	—	ВП	4–4,4	1,0
	Q_4^1	ВП	6–8	1,5–2	I	6–7,5	8–10
Верхний плейстоцен	Q_3^2	I	10	5	II	25	35–40
	—	—	—	—	III	35	50–55
	—	—	—	—	IV	40	80–100
	Q_3^1	II	40–55	10–12	—	—	—
	—	III	60–75	18–20	—	—	—
	Q_2^1	—	—	—	V	75–80	250
	—	IV	80–100	35–40	VI	105	270
Средний плейстоцен	Q_2^2	—	—	—	VII	120–130	330
	Q_1^2	V	130	60	VIII	165–190	400–450
Нижний плейстоцен	Q_1^1	VI	300	80–100	IX	200–400	550–600
	Q_0^1	VII	475	140–160	X	500	900

* Здесь, а также в табл. 6–9: НП — низкая пойма, ВП — высокая пойма

Поскольку последняя величина сильно зависит от изменений климата и колебаний базисов эрозии, для выяснения импульсности неотектонических движений нами был разработан иной подход [Лукина, 1981б]. Он основан на анализе относительных высот террас и более высоких ярусов рельефа над руслом реки и их зависимости от абсолютного возраста сформировавшихся поверхностей этих форм рельефа.

График относительных высот террас и поверхностей выравнивания во времени будет отражать осредненную скорость эрозионного расчленения рельефа, которая может быть отождествлена с интенсивностью тектонических движений. Ведь каждое значение высоты террас или поверхностей выравнивания окажется конечным результатом двух этапов (врезания и аккумуляции или выравнивания), происходящих за один климатический цикл (оледенение — межледниковье), сопровождающийся одним циклом колебания базиса эрозии (регрессия — трансгрессия). Поэтому климатическая составляющая речной эрозии будет как бы снивелирована и появится возможность оценки тектонического фактора практически в чистом виде.

Попробуем доказать правомочность такого методического подхода на примере анализа изменения относительных высот террас во времени таких сильно удаленных друг от друга речных долин, как р. Кума с Подкумком в Центральном Предкавказье и р. Мутновская на Южной Камчатке, для которых разработана детальная стратификация террас [Иванова, 1946; Брайцева и др., 1968; Лукина, 1980, 1981а] (табл. 5).

График изменения относительных высот террас над руслом в зависимости от абсолютного возраста (рис. 10) свидетельствует о неравномерном характере врезания этих

рек в течение плейстоцена. На обеих кривых (одной — для Кумы с Подкумком, другой — для р. Мутновской) выделяется этап наиболее интенсивного врезания, приходившийся на временной интервал 90—30 тыс. лет. Этому не мешает асинхронность террасообразования в столь отдаленных друг от друга регионах и разница в абсолютных значениях относительных высот террас (см. табл. 5). Причем в течение этого времени уровень Мирового океана, а следовательно, и Тихого, в который впадает р. Мутновская, находился как в регрессивной (50—70 тыс. лет), так и в трансгрессивной (30—40 тыс. лет) фазе [Камчатка..., 1974], а уровень Каспийского моря, являющийся базисом эрозии для бассейна Кумы и Подкумка, соответственно как в трансгрессивной (раннехвалынская трансгрессия от 40 до 80 тыс. лет), так и в регрессивной фазе (ено-таевская регрессия — 25—35 тыс. лет) [Рычагов, 1977]. Интервал 30—90 тыс. лет совпадает по времени с ранневалдайским оледенением (45—47 тыс. лет) и со средневалдайским межледниковьем (25—45 тыс. лет) Русской равнины [Рычагов, 1977], а также с ранненижневалдайским оледенением (48—75 тыс. лет) и средненижневалдайским межледниковьем (26—48 тыс. лет) Камчатки [Брайцева и др., 1968].

Таким образом, независимо от положения базисов эрозии и изменяющегося климата как во время оледенений, так и во время межледниковий долины рек Мутновской на Южной Камчатке и Кумы с Подкумком в Центральном Предкавказье одновременно, в определенный отрезок времени верхнего плейстоцена, врезались с большей интенсивностью, что по-видимому, следует отнести за счет больших скоростей тектонических движений этих двух отдаленных регионов в период от 30—90 тыс. лет назад.

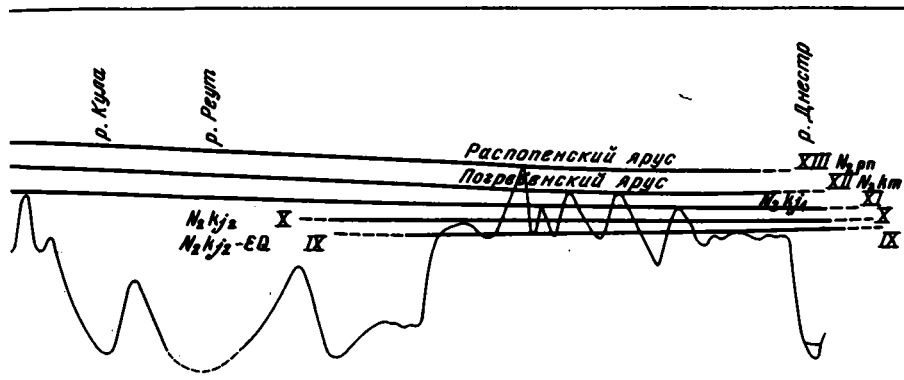
СОВЕТСКАЯ ЧАСТЬ КАРПАТ И ПРЕДКАРПАТЬЕ

Рассматриваемый район занимает бассейны хорошо изученных долин крупных рек — Днестра и Прута, анализ гипсометрии террас и более высоких ярусов рельефа которых лег в основу выявления неравномерности неотектонических движений в течение плиоцена и плейстоцена. Район охватывает советскую часть Восточных Карпат с отметками более 2000 м (гора Говерла — 2061 м), Верхнеднестровскую низменность, находящуюся на высоте 100—150 м, край Подольской возвышенности, поднимающейся до 300—350 м. Молдавские Кодры высотой до 430 м и западную часть Причерноморской низменности, снижающуюся до нулевых отметок.

В неотектонической структуре района выделяется несколько крупных геоструктурных единиц: западная часть Восточно-Карпатской складчатой системы Карпатского сектора Альпийско-Азиатского орогенического пояса, Предкарпатский краевой прогиб, юго-западная часть древней Русской платформы и фрагмент эпигерцинской Скифской плиты.

Восточно-Карпатская складчатая система представляет собой сложную покровно-надвиговую структуру, образованную системой вытянутых продольных чешуй (скиб), последовательно надвинутых одна на другую с юго-запада на северо-восток [Разломы..., 1977]. Чешуи выражены в рельефе в виде асимметричных хребтов, разделенных асимметричными впадинами. Они подразделяются на Внешний антиклинорий (хребет Горганы), Центральный синклинорий и Внутренний антиклинорий (Полонинский хребет и Черногорье). Иногда используется подразделение на Скибовую, Кросненскую, Полонинскую, Марморощскую и Пеннинскую зоны [Геологическая карта..., 1979].

В пределах советской части Карпат четко выделяются два района: северо-западный и юго-восточный. В первом из них продольные покровно-надвиговые структуры почти не имеют поперечных вторичных деформаций, во втором — по геоморфологическим данным нами устанавливаются многочисленные левые сдвиги северо-восточной ориентировки. Границей между районами служит, по-видимому, глубинный тектонический шов также северо-восточного простирания, проходящий вдоль верховьев долин Прута и Черной Тисы. Смещение форм рельефа в зоне этого шва свидетельствует о его лево-



копских морских осадков (более 2000 м), представленных глинами, алевритами и песками.

В среднем и в начале позднего миоцена, в тортон-среднесарматское время, на территории Молдавии и Причерноморья отлагались маломощные (до 150 м) морские осадки, преимущественно известняки, мергели, в меньшей степени глины, пески и песчаники. Во время регрессии среднесарматского моря на значительной части рассматриваемой территории наступил континентальный режим. Лишь на юге существовали морские условия позднесарматского, меотического и понтического бассейнов.

Сформировавшаяся к концу понта поверхность выравнивания была перекрыта аллювиальными отложениями древней речной сети, балтской серией осадков, к югу замещающихся одновозрастными мелководными морскими, дельтовыми и лагунными образованиями. С верхними горизонтами морских понтических отложений в Предкарпатье мы коррелируем останцы этой поверхности выравнивания — фрагменты наиболее высокого, по нашему счету XIII, Гауренского яруса рельефа Молдавских Кодр с абсолютными отметками 400—429 м. В отложениях этого уровня рельефа, по данным П.Д. Букатчука, впервые появляется галька карпатских яшм и кварца, а также найдены остатки гиппарионовой фауны млекопитающих [Билинкис, 1971], доказывающие их раннеплиоценовый возраст [Алексеева, 1977]. Относительные высоты XIII яруса рельефа над руслом Прута составляют 370—400 м, а над руслом р. Бык — 280—310 м. Вследствие новейших деформаций к востоку, в сторону долины Днестра XIII ярус рельефа гипсометрически снижается. На водоразделах рек Икель—Бык и Рут—Днестр он имеет относительную высоту уже 250—270 м. По одному из сел в долине Днестра этот ярус назван Распопенской террасой. Таким образом, XIII (Распопенский) уровень Днестра синхронизируется нами с XIII (Гауренским) уровнем рельефа Молдавских Кодр (рис. 11).

Анализ ярусов рельефа советской части Карпат в верховьях Прута и Черной Тисы выявил наличие также 13 ярусов рельефа [Лукина, 1985]. Наиболее высокий из них, имеющий относительную высоту на северном склоне гор над руслом Прута 950—1050 м при абсолютных отметках 1850—2000 м, а на южном склоне над руслом Черной Тисы — 1250 м при абсолютных отметках более 2000 м, датируется нами также концом понтического времени, так как логично предположить, что одинаковое число ярусов рельефа бассейнов двух крупных притоков Дуная образовалось под влиянием одних и тех же климатических причин (табл. 6). Кроме того, в понтических отложениях Предкарпатья нет обломков меловых кремней Карпат, что свидетельствует еще о слабом их поднятии и размыве. Раннеплиоценовый, понтический возраст вершинной поверхности Карпат доказывают также Е.М. Великовская, А.В. Кожевников и Н.Е. Фельдбарг [1973].

Во второй половине раннего плиоцена на территории Предкарпатья существовал континентальный режим, способствовавший накоплению аллювиальных отложений речных долин на приморских равнинах, так как уровень киммерийского моря был значительно ниже позднесарматского, меотического и понтического бассейнов. Находки

Т а б л и ц а 2
Соотношение и возраст террас и высоких ярусов рельефа
советской части Карпат

Стратигра- фическая шкала		Трансгрессии		Регрессии		Абсо- лютный возраст, тыс. лет	Услов- ный но- мер террасы		
		Черного моря с учетом данных различных авторов (см. табл. 4)							
Голоцен	Верхний			Современная		1,0	НП		
		Нимфейская				3,5			
				Фанагорийская					
		Новочерноморская							
	Нижний	Древнечерноморский бассейн				10	ВП		
Плейстоцен	Верхний			Новозвксинская		30		I	
		Сурожская				75			
				Посткарангатская					
		Карангатская							
	Средний			Предкарангатская		125	III		
		Узунларо-позднедревне- эвксинская				300			
				Регрессия					
		Палеоузунларо-раннедрев- неэвксинская							
	Нижний			Постчаудинская		500	IV		
		Позднечаудинская				600			
		Раннечаудинская							
				Регрессия					
Эоплейстоцен	Верхний	Гурийский бассейн	Цвермагальский бассейн			800	VII		
	Нижний		Нотанебский бассейн			1100			
			Гуриантский бассейн			1400			
Плиоцен	Верхний	Куяльницкий бассейн			Мерийская	1800	IX		
			Крыжановская			2000		X	
					Эцерская	2400			
			Скурдумская			3300			XI
					Регрессия				
	Нижний	Киммерийский бассейн				4700	XII		
				Регрессия					
		Понтическая						5500	XIII
				Регрессия					

* В скобках — абсолютная высота.

Террасы и ярусы рельефа и их относительные высоты*, м

р. Днестр		р. Бык	р. Прут			р. Черная Тиса
нижнее течение	среднее течение	нижнее и среднее течение	нижнее течение	среднее течение	верхнее течение	верхнее течение
Русло	Русло	Русло	Русло	Русло	Русло	Русло
	1–2	0,5–1			0,5 (450)	1–1,5 (760)
0,5	4–6	3				
Парканская 8–12 14–16		8–12	Скулянская 10–12 12–18		8–10	8–10
Слободзейская 18–20 20–22		18–20	Кагульская 18–20 25–30		20	20
Тираспольская 25 30–32		25–30	Ренийская 25–30 40–50		30	30
Григориопольская 35–40 40–50		35–40	Джурджулештская 45–50 50–60		40–45	40
Колкотовская 50 60		55–60	Петрештская 70–80 90–100		50–70	60
Михайловская 70 75–80		80	Слободзеемарская 90–100 115–120		80–100	80
Кицканская 80–90 90–110		100	Валенская 120 140		120 (580)	120 (880)
Ходжимусская 115–120 125		120	145–150 175		160–170 (640–650)	160 (940)
Ферладанская 125 130–145		130–145	Бучуменская 180–190 200		250–300 (700–750)	280–300 (1040–1060)
Вадулуйводская 135 150–165		150–165	Болдурештская 210–220 245		360–420 (800–860)	440 (1200)
Кучурганская (ий) 160 185–200		Дурлештская 185–200	Милештская (ий) – 290–300		550–600 (1000–1050)	640 (1400–1500)
Погребенская (ий) – 210–230		260	Стольническая (ий) – 330–340		700–750 (1450–1550)	800–950 (1700–1800)
Распопенская (ий) – 250–270		300–310	Гауренская (ий) – 370–420		950–1050 (1850–2050)	1200–1250 (>2000)

фауны млекопитающих молдавского комплекса (*Hipparion crassum* Gervais., *Cervus Axis*, *C. sp.*, *Gazella cf. borbonica* Dep., *G. deperdita* Gervais, *Spalax sp.*, *Homotherium cf. creanaticidens* Fabrini, *Dicerorhinus cf. megahinus* (De Cris), *Pliocervus sp.*, *Antilope sp.* и др.) в толще осадков, слагающих террасу, получившую в Молдавии название Стольниченской [Букаччук, Негадаев-Никонов, 1968], подтверждают ее раннеплиоценовый возраст [Алексеева, 1967].

С этими отложениями мы синхронизируем более низкий, следующий по счету XII ярус рельефа, располагающийся в пределах поднятия Молдавских Кодр на относительной высоте 330–340 м над руслом Прута и 260 м над руслом р. Бык. XII ярус прекрасно развит у с. Стольничены, по которому он и получил свое название. Здесь относительная высота его над руслом Ботны равна 230–260 м, а над руслом Когильника – 210 м. В междуречье Днестра, Реута и Икеля XII ярус рельефа имеет относительную высоту 210–230 м. Особенно широко он развит в долине Днестра у с. Погребены. Таким образом, Стольниченский ярус рельефа Молдавских Кодр отождествляется нами по времени с Погребенским ярусом рельефа долины Днестра (см. рис. 11), который не моложе первого, несмотря на свой более низкий гипсометрический уровень, как это считает П.Д. Букаччук, так как ниже XII яруса рельефа и в том и в другом районе насчитывается по 11 более низких плиоцен-четвертичных террас (см. табл. 6).

В пределах советской части Карпат XII ярус рельефа имеет относительную высоту на северном склоне 700–750 м над руслом Прута при абсолютных отметках 1450–1550 м, а на южном над руслом Черной Тисы – 850–950 м при абсолютных отметках 1700–1800 м.

В позднем плиоцене в Предкарпатье отлагались аллювиально-озерные и прибрежно-морские отложения (пески, алевроиты, глины) кульяника, включающего горизонты верхнего пората (веселовский, чистопольский, аккумуляевский, крыжановский), в которых найдены остатки крупных млекопитающих хапровского комплекса [Геологическая карта. . . , 1979]. Они слагают XI, X и IX террасы Днестра и Прута.

XI (Кучурганская) терраса (или, точнее, Кучурганский аккумулятивный ярус рельефа) имеет относительную высоту 165–200 м над руслом Днестра. Многочисленная фауна млекопитающих "кучурганского" облика (*Proochotona gigas* Argir. et Pidop., *P. eximia* Chiom., *Ochotona antiqua* Pidop., *Alilepus sp.*, *Pliolagus sp.*, *Pliopetaurista sp.*, *Citellus sp.*, *Spalax cf. macovei* Sim., *Promimomys moldavicus* Kormos.) [Алексеева, 1967, 1977, 1978] и унионид типа *Plicatibaphia flabillatiformis* Cr.-Ber., *Psilumio sandbergeri* Pen., *P. bogatschevi* Gr.-Ber. позволяет отнести его к началу позднего плиоцена [Чепальга, 1962б, 1980; Трубихин, Чепальга, 1982; Путеводитель. . . , 1982]. XI терраса Прута высотой 275–300 м морфологически прекрасно выражена в районе с. Милешты и поэтому названа нами Милештской. В Карпатах XI ярус рельефа имеет относительные высоты над руслом Прута и Черной Тисы 550–600 и 640 м при абсолютных отметках соответственно 1000–1050 и 1400 м; он также отнесен нами к началу позднего плиоцена.

X терраса Днестра, получившая название Вадулуйводской [Чепальга, 1967], имеет относительную высоту 135–165 м. Ее положение среди других террас, а также находки фауны (*Hipolagus sp.*, *Trogontherium cuvieri* Fich., *Spalax sp.*, *Mymomys reidi* Hinton, *Equus sp.*, *Capreolus sp.*, *Cervus sp.*) дают возможность датировать ее серединой позднего плиоцена. X терраса Прута прослежена нами методом геоморфологического картирования в среднем течении на относительной высоте 210–245 м, где она названа Болдурештской, и в верхнем течении в районе Делятина в Карпатах, на относительной высоте 400–420 м при абсолютных отметках 800–860 м. Мы синхронизируем ее с X террасой Днестра на основании находок хапровской фауны в разрезе этой террасы у с. Этулия (*Anancus arvernensis* Cr. et Job., *Archidiskodon gromovi* Alex. et Gar., *Dicerorhinus sp.*, *Equus cf. stenonis* Cochi [Путеводитель. . . , 1982] (см. табл. 6).

IX (Ферладанская) терраса имеет высоту над руслом Днестра в районе Тирасполя 125–145 м. В ее отложениях еще в конце прошлого века были найдены остатки млекопитающих *Zygodolopodon borsoni* Hays., *Archidiskodon gromovi* Alex. et Gar., впоследствии

дополненные находками *Archidiskodon meridionalis* Nesti., *Equus* ex gr. *stenonis* Cochi., *Equus* sp., *Hipparion* sp., *Eucladoceros* sp., *Dicerorhinus* cf. *etruseus* Falc., *Cervinae* ind. и др. [Алексеева, 1977], а также грызуны *Lagurodon* и *Allophaiomys* и моллюски (внизу — теплолюбивые, вверху — холодолюбивые: *Corbicula arpscheronica* Andr. и др.) [Чепальга, 1967]. Это позволяет отнести IX террасу к ферладанскому более тепловому и домашкинскому более холодному этапам позднелицен-раннезоплейстоценового времени (см. табл. 4,6).

IX (Бучуменская или Мантская) терраса Прута [Константинова, 1964, 1967; Гожик, 1966] имеет в среднем течении относительную высоту 180–200 м. Соответствующий ей IX ярус рельефа в Карпатах несколько выше и достигает, по нашим данным, 250–300 м при абсолютных отметках в районе пос. Делятина 470 м. На основании находок в отложениях этой террасы (в среднем течении Прута) фауны унионид *Unio arpscheronica* и *Bogatschevia* [Чепальга, 1967] большинство исследователей сопоставляет ее с IX террасой Днестра (см. табл. 6).

К эоплейстоцену в Предкарпатье отнесены отложения домашкинского, бошерницкого, жеваховского, ногайского и морозовского горизонтов [Никифорова, и др., 1976, 1980; Никифорова, 1982] с *Unio sturi* и аллювиальные отложения VII и VIII террас Днестра и Прута, характеризующиеся присутствием фауны крупных млекопитающих и грызунов псепупского (одесского) и таманского комплексов. Аналогичная фауна характеризует апшеронские отложения юга СССР.

VIII терраса Днестра, выделенная А.Л. Чепальгой [1962б] под названием Ходжимусской, имеет в нижнем течении относительную высоту 115–120 м. В ее отложениях снизу вверх по разрезу наблюдается смена теплолюбивой фауны эоплейстоценовых моллюсков (*Bogatschevia sturi* и др.) холодолюбивыми ее формами (*Margaritifera area* Tsches., *Bogatschevia scutum*). Найдены также остатки млекопитающих ханжовского фаунистического комплекса (*Archidiskodon meridionalis* Nesti. и др.), что позволяет отнести время образования этой террасы к первой половине эоплейстоцена. 150–165-метровая терраса в долине Прута многими исследователями не выделяется. Однако откартированная нами как следующая за VII, она, а также VIII ярус рельефа Карпат могут сопоставляться с VIII Ходжимусской террасой Днестра и, таким образом, датироваться первой половиной эоплейстоцена (см. табл. 6).

Более низкая VII (Кицканская) терраса Днестра относительной высотой 80–110 м содержит богатую фауну моллюсков (*Crassiana crassoides* Tshep., *Unio pseudocharis* Tshep., *Pseudunio moldavanica* Tshep., *Potomida kinkelini* Haas., *Pseudosturia caudata*) и млекопитающих (*Archidiskodon meridionalis tamanensis* Dub., *Cervus elaphus*) эоплейстоценового возраста [Алексеева, 1977]. Этот факт, а также наличие шести ископаемых почв в ее лёссовом покрове, образовавшихся в периоды межледниковий, позволяют синхронизировать ее со второй половиной эоплейстоцена [Чепальга, 1980]. VII терраса Прута — Валенская, или Унгенская, — имеет в среднем течении относительную высоту 120–140 м. В ее аллювии также найдена фауна млекопитающих эоплейстоценового возраста (*Archidiskodon* cf. *meridionalis* Nesti и др.). В Карпатах этой террасе соответствует VII ярус рельефа; в районе Делятина его абсолютная высота составляет 580 м (см. табл. 6).

Благодаря детальным изысканиям Л.Ф. Лунгерсгауэна [1938], А.Л. Чепальги [1962а, в, 1967], К.Н. Негадаева-Никонова [Негадаев-Никонов, Арапов, 1964, 1966, Негадаев-Никонов, Яновский, 1969], К.Н. Константиновой [1964, 1967], П.Ф. Гожика [1966], И.К. Ивановой [1980], и других обоснован плейстоценовый возраст шести более низких синхронных террас Днестра, Прута и их притоков.

VI (Михайловская) терраса Днестра и VI (Слободзеямарская) терраса Прута, имеющие высоту над руслом соответственно 75–80 и 80–120 м, отнесены к первой половине раннего плейстоцена на основании находок в их отложениях фауны моллюсков четвертичного времени (*Crassiana crassoides*, *Unio rumanoideus*, *U. batavus* Nilss., *U. concentricus* Ziegl., *Pseudosturia caudata* Bog., *Viviparus tiraspolitanus* Palv. и др.) и млекопитаю-

щих (*Archidiskodon trogonterii* Pohl.), характерных для самого начала плейстоцена [Чепалыга, 1962а, в]. По-видимому, накоплению аллювия этой террасы способствовала раннечаудинская трансгрессия Черного моря [Федоров, 1963, 1978а].

V терраса Днестра, названная Колкотовской, распространена наиболее широко. Ее высота над руслом реки 50–60 м. Аллювий этой террасы представляет собой стратотип тираспольского фаунистического комплекса, характеризующегося многочисленными находками, которые свидетельствуют о ее раннеплейстоценовом возрасте [Плейстоцен Тирасполя, 1971; Негадаев-Никонов, Яновский, 1969]. Помимо этого, в нижних горизонтах обнаружены древнечетвертичные теплолюбивые формы моллюсков (*Pseudunio robusta* Tshep., *P. moldavica* Tshep., *Potomida litoralis* Lam.), а в верхних — холодолюбивые. Время накопления аллювия этой террасы условно связывают со второй половиной раннего плейстоцена (позднечаудинской трансгрессией). V (Петрештская) терраса Прута возвышается над руслом в низовьях Молдавских Кодр на 110 м. Вверх по течению она снижается до 50–60 м, а в пределах Карпат снова несколько повышается — до 60–70 м. В ее отложениях найдена многочисленная фауна: *Crassiana crassa* Phil., *C. batavus* Nils. и другие моллюски раннеплейстоценового облика, на основании чего она коррелируется с V (Колкотовской) террасой Днестра [Гожик, Чепалыга, 1964; Карта. . . , 1978] (см. табл. 6).

IV (Григориопольская) терраса Днестра и IV (Джурджулештская) терраса Прута с относительными высотами соответственно 35–50 и 45–50 м содержат в своих отложениях фауну млекопитающих (зубы *Elephas* sp. и рога *Capreolus* sp.) и моллюсков, хотя и не включающую руководящих форм, но в целом характерную для среднего плейстоцена. Учитывая, что лёссовый покров IV террасы содержит три горизонта погребенных почв, аккумуляцию ее наносов следует синхронизировать с лихвинским межледниковьем первой половины среднего плейстоцена (см. табл. 4,6).

III (Тираспольская) терраса Днестра высотой 25–32 м над руслом в нижних горизонтах аллювия содержит теплолюбивую фауну моллюсков (*Pseudunio robusta* sp. Tshep., *Crassiana crassa* и др.), а в верхних — холодолюбивую. Два горизонта ископаемых почв в лёссовом покрове этой террасы свидетельствуют о существовании двух межледниковий после ее формирования. Поэтому образование III террасы Днестра связывают с днепровским оледенением (врез) и одинцовским межледниковьем (аккумуляция) второй половины среднего плейстоцена [Чепалыга, 1962в, 1980]. Синхронная ей III терраса Прута, названная Ренийской, или Кетриштской, высотой в нижнем течении 25–30 м, а в среднем — около 50 м, содержит остатки фауны среднеплейстоценовых млекопитающих (*Mammuthus* cf. *primigenius* Blum. раннего типа, *Bison* aff. *priscus*, *Equus* sp., *Coelodonta antiquitatis*) и моллюсков (*Crassiana crassa* Phil., *C. stevenianus* Kryn., *Corbicula fluminalis* Müll.).

II (Слободзейская) терраса Днестра и II (Кагульская) терраса Прута высотой над руслом 18–22 м отнесены к первой половине позднего плейстоцена на основании находок фауны млекопитающих (*Mammuthus primigenius* Blum.) и моллюсков умеренного и теплолюбивого видов (*Crassiana crassa* Retz., *C. batavus* Nilss., *Corbicula fluminalis* Müll. и др.) [Чепалыга, 1962б, в].

Таким образом, время формирования речных наносов II террасы отождествляется с миклушинским межледниковьем, т.е. с карангатской трансгрессией [Федоров, 1963, 1978а,б; Чепалыга, 1980] (см. табл. 4,6).

I (Парканская) терраса Днестра и I (Скулянская) терраса Прута высотой от 8 до 16 м над руслом на основании находок холодолюбивых млекопитающих (*Mammuthus primigenius* Blum., *Rangifer tarandus* L.) и моллюсков (*Viviparus fasciatus* Müll., *V. socolovi* Pavl., *Theodoxus fluviatilis* L., *Lithoglyphus naticoides* C. Pf.) отнесены ко второй половине позднего плейстоцена: калининскому оледенению и молодого-шекснинскому межледниковью, совпадающим по времени с посткарангатской регрессией и сурожской трансгрессией Черного моря (см. табл. 4,6).

В голоцене формировались высокая и низкая поймы Днестра и Прута и их притоков, имеющие соответственно максимальную высоту 4–6 и 1–2 м над руслом и синхронизи-

руемые с новочерноморской и нимфейской трансгрессиями Черного моря (см. табл. 6)

Интересно, что Н.И. Кригер [1951] на основании сходства высот террас Дуная и его притоков синхронизирует первые девять террас с девятью террасами Чешского массива. Территориально это значительно расширяет возможности временной корреляции уровней рельефа Центральной Европы на основании сравнительно хорошо доказанного возраста террас Днестра и Прута.

Таким образом, анализ разреза новейших отложений, высоких ярусов рельефа и речных террас бассейна Днестра и Прута позволяет выявить неравномерность тектонических движений в неоген-четвертичное время. Так, этапы усиления тектонической активности попадают на:

1) ранний миоцен — начало среднего миоцена (до гельветского века включительно), т.е. на период континентального режима значительной части территории и накопления мощнейших верхнемайкопских толщ;

2) вторую половину позднего миоцена — начало раннего плиоцена (с конца среднесарматского времени до начала регрессии понтического бассейна) и

3) несколько этапов плиоцен-плейстоценового времени, о которых речь пойдет несколько ниже.

Разделяющие их этапы ослабления тектонической активности приходятся на перемены в осадконакоплении, а также на время отложения маломощных тонких морских осадков и формирования поверхностей выравнивания:

1) средний миоцен — первая половина позднего миоцена (тортон-среднесарматское время);

2) конец раннего плиоцена и, как будет показано ниже,

3) ряд этапов плиоцен-плейстоцена.

Выявление неравномерности тектонических движений на этом последнем временном интервале базируется на анализе относительных высот террас и поверхностей выравнивания над руслом долин рек, увязанных благодаря их детальной стратификации с абсолютной геохронологической шкалой. Методика такого исследования описана выше, а также опубликована отдельно [Лукина, 1981б]. Наиболее вероятные абсолютные датировки террас и поверхностей выравнивания, т.е. этапов завершения накопления аллювиальных свит и формирования эрозийных врезов, по которым проведен этот анализ, приведены в табл. 6.

Пользуясь этими датировками, мы проанализировали относительные высоты террас и ярусов рельефа в Предкарпатье по нижнему течению Днестра и Прута, в районе поднятия Молдавских Кодр в среднем течении Прута и нижнем и среднем течении Быка, в пределах Подольской возвышенности по среднему течению Днестра, на северном склоне советской части Карпат в верховьях Прута и на южном их склоне в верхнем течении Черной Тисы.

Из построенного графика (рис. 12) видно, что темпы поднятий указанных геоструктурных элементов в течение плиоцен-плейстоцена резко различались. Так, в раннем плиоцене поднятие Молдавских Кодр превышало поднятие Подольской возвышенности в 1,5–2 раза, поднятие северного склона советской части Карпат — в 4–5, а южного — в 5–7 раз. В среднем, позднем плиоцене и в первой половине эоплейстоцена эти отношения несколько снизились. Во второй половине эоплейстоцена и в плейстоцене как северный, так и южный склоны советской части Карпат начинают отставать по темпам воздымания от поднятия Молдавских Кодр. В плейстоцене скорости тектонического поднятия Карпат совпали со скоростями поднятия Подольской возвышенности и превысили скорости поднятия Предкарпатья в низовьях Днестра.

Из графика также следует, что для советской части Карпат характерны два этапа, резко отличающиеся по скоростям тектонических движений: плиоцен-эоплейстоценовый с большими скоростями тектонических поднятий и плейстоценовый — с меньшими скоростями. Разделяющий их период попадает на границу эоплейстоцена и плейстоцена.

Поднятие Молдавских Кодр, наоборот, в плиоцене и эоплейстоцене имело более

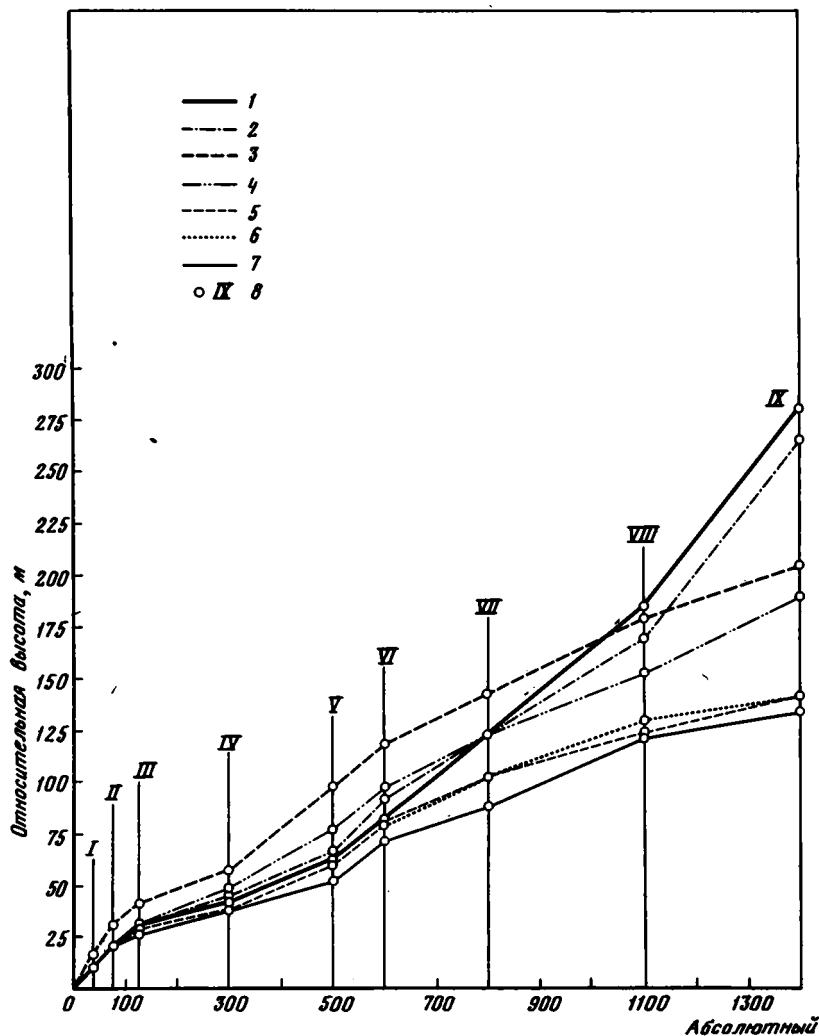


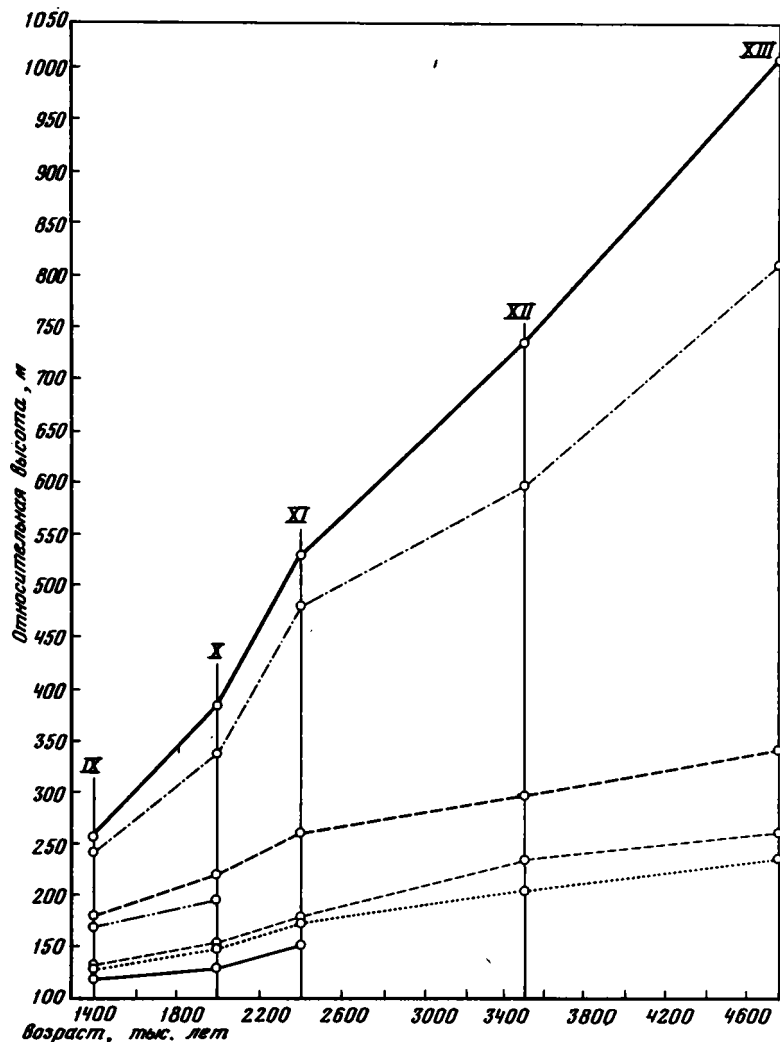
Рис. 12. Зависимость относительных высот террас и ярусов рельефа бассейнов Днестра и Прута от их возраста

1-2 — советская часть Карпат: 1 — южный склон в верхнем течении Черной Тисы, 2 — северный склон в верхнем течении Прута; 3-4 — поднятие Молдавских Кодр; 3 — среднее течение Прута, 4 — нижнее и среднее течение Быка; 5 — Подольская возвышенность в среднем течении Днестра; 6-7 — Предкарпатье; 6 — нижнее течение Прута, 7 — нижнее течение Днестра; 8 — условный номер террасы или яруса рельефа

замедленный темп воздымания, чем в плейстоцене. Переломным моментом опять явилась граница эоплейстоцена с плейстоценом. Аналогично с Молдавскими Кодрами происходило и поднятие Подольской возвышенности.

Характерно, что в течение этих двух этапов, плиоцена и эоплейстоцена, с одной стороны, и плейстоцена, — с другой, можно выделить периоды усиления и замедления тектонических движений, т.е. импульсы увеличения тектонической активности. Они выражены на графике отрезками ломаной линии большей крутизны.

Первый импульс проявился на территории советской части Карпат в раннем плиоцене, примерно с 4800 до 3600 тыс. лет тому назад. Второй импульс, во второй половине позднего плиоцена, охватил, кроме Карпат, Предкарпатье, Молдавские Кодры, Подольскую возвышенность. Третий импульс проявился одновременно на всей тер-



ритории: в раннем эоплейстоцене он наблюдался на южном и северном склонах советской части Карпат, в позднем — в Молдавских Кодрах и в низовье Днестра и Прута, а в начале раннего плейстоцена — на Подольской возвышенности. С конца раннего плейстоцена усиление тектонической активности проявилось сначала для Предкарпатья и Молдавских Кодр, затем начиная с середины среднего до начала позднего плейстоцена — для Подольской возвышенности и Карпат. Во второй половине позднего плейстоцена импульс усиления движений отмечается в Предкарпатье, а начиная с голоцена опять охватывает всю описываемую территорию.

Таким образом, подводя итоги анализа характера неотектонических движений, можно констатировать, что импульсы усиления их активности проявились в пределах советской части Карпат и Предкарпатья:

- 1) в раннем миоцене — начале среднего миоцена (до гельветского века включительно);
- 2) во второй половине позднего миоцена — начале раннего плиоцена (с конца среднего сармата до начала понтической трансгрессии);
- 3) в раннем плиоцене (с 4800 до 3600 тыс. лет тому назад);

- 4) во второй половине позднего плиоцена;
- 5) в раннем эоплейстоцене в Карпатах, затем в позднем эоплейстоцене в Молдавских Кодрах и в раннем плейстоцене в пределах Подольской возвышенности;
- 6) в конце раннего плейстоцена в Молдавских Кодрах, с середины среднего до начала позднего плейстоцена в пределах Подольской возвышенности и во второй половине позднего плейстоцена в Предкарпатье;
- 7) в голоцене в пределах всего описываемого региона скорости неотектонических движений приобрели тенденцию к еще большему увеличению.

КРЫМ

Крымский полуостров включает две крупные геоструктурные единицы: альпийскую орогеническую область, охватывающую Главную и Внутреннюю гряды Горного Крыма и южную часть Керченского полуострова, и фрагмент молодой Скифской плиты, занимающей третью (Внешнюю) гряду и Равнинный Крым. Граница между ними проводится по моноклинально залегающим слоям мела и палеогена Внутренней гряды (от Севастополя к Бахчисараю, Симферополю и Белогорску) [Геология СССР, 1969] или по южному продольному понижению, соответствующему зоне глубинного разлома, отделяющего Главную гряду от Внутренней [Благоволитин, 1976].

Анализ геологических данных свидетельствует о том, что новейшие поднятия охватили уже не только Горный Крым, но и южную окраину Скифской плиты. Выведенные на поверхность миоценовые отложения Внешней гряды Крымских гор с высотами 130–150 м и складки северной половины Керченского полуострова приобрели наклон в 3–5°. Таким образом, Равнинный Крым как бы "отодвинулся" несколько севернее.

Проведенные нами геолого-геоморфологические исследования показывают, что на Крымском полуострове развиты и находятся в сложном сочетании преимущественно шесть структурных направлений: северо-западное, северо-восточное, субмеридиональное, субширотное, запад-северо-западное и северо-северо-восточное. Два дополнительных простираения — северо-северо-западное и восток-северо-восточное проявлены очень слабо (рис. 13).

Главная роль в структуре Крымского полуострова принадлежит северо-восточному и северо-западному направлениям. Именно они определяют основные черты конфигурации Крымского полуострова в плане и ориентировку отдельных элементов в его береговой линии. По-видимому, они являются наиболее молодыми.

Субширотное и субмеридиональное направления дополняют первые два, определяя в основном ориентировку геологических границ юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Они, вероятно, несколько древнее первых двух направлений. Замыкание контуров выходов некоторых древних толщ в пределах Горного Крыма подчеркивает существование северо-северо-восточного структурного направления. К шву такой ориентировки, протягивающемуся от мыса Меганом к Феодосии, приурочены выходы вулканических толщ Карадага, извергавшегося в юрское время. Запад-северо-западную и северо-северо-восточную ориентировку имеют участки морского побережья от Симеиза до Феодосии, представляющие собой, видимо, отдельные отрезки крупного тектонического шва, по которому произошло опускание юго-восточной части альпийского мегантиклинория Крымских гор под уровень Черного моря [Геология СССР, 1969]. Эти структурные направления, возможно, наиболее древние.

Крымский полуостров может быть подразделен на несколько районов, отличающихся преобладанием тех или иных структурных направлений.

В Юго-Западном Крыму геологические границы вытянуты преимущественно в северо-восточном, субширотном и субмеридиональном направлениях, а спрямленные участки речных долин подчеркивают северо-западную ориентировку зон трещиноватости. Центральная часть Крымских гор характеризуется в основном субширотным и северо-западным простираениями геологических границ. От Юго-Западного Крыма ее отделяет зона

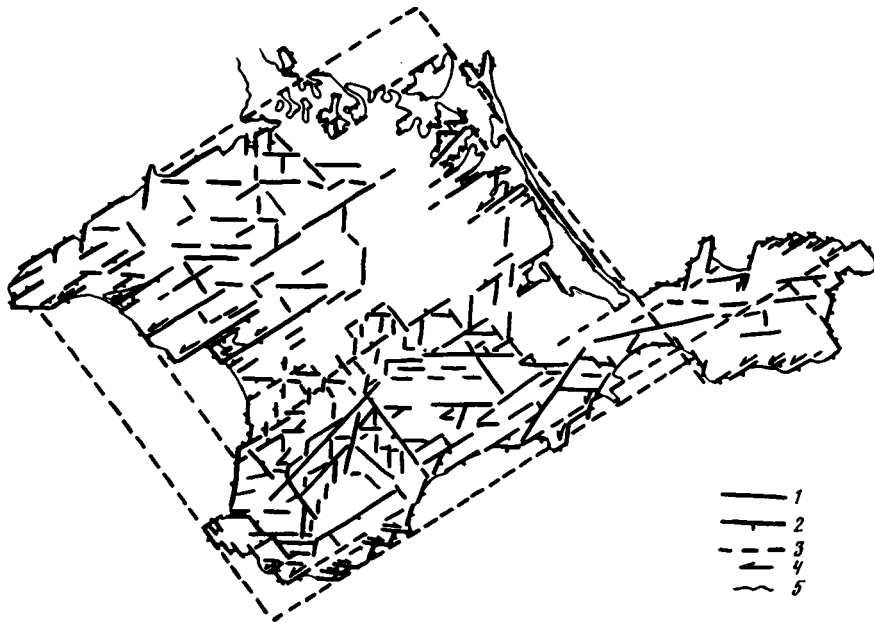


Рис. 13. Структурные направления Крымского полуострова по геолого-геоморфологическим данным

1 — спрямленные участки геологических границ, речных долин, береговой линии моря; 2 — уступы рельефа; 3 — предполагаемые тектонические швы; 4 — предполагаемое направление смещения блоков; 5 — берег моря

тектонического разлома северо-западного простирания, проходящая примерно через Симферополь и прослеживаемая по геофизическим данным на шельфе Черного моря. Геоморфологически она выражена в виде уступа в рельефе, к которому приурочены выходы многих пещер Крыма (в том числе самой большой — Кызыл-Коба), образовавшихся, вероятно, по трещинам описываемой зоны. По геоморфологическим данным прослеживаются более второстепенные направления — субмеридиональное и северо-восточное.

Керченский полуостров делится на две части: в южной развиты структуры субширотного, северо-северо-восточного и северо-западного простираний, в северной — северо-западного, северо-восточного и частично субширотного.

В Равнинном Крыму преобладают северо-восточные, субширотные, в меньшей степени северо-западные и субмеридиональные структурные направления. На границе с древней Русской платформой появляются северо-северо-восточные простирания структур.

Характерно, что все шесть (а всего восемь) структурных направлений Крымского полуострова прекрасно дешифрируются на космических снимках [Космическая информация..., 1983]. При этом линеаменты одного и того же простирания часто располагаются друг от друга через равные расстояния.

Для понимания кинематики неотектонических движений по тектоническим швам различных простираний важна их морфологическая характеристика. Структурно-геоморфологический анализ показывает, что северо-восточные структурные направления представляют собой систему левосторонних сдвигов, а северо-западные — правосторонних; субмеридиональные структуры носят черты раздвигания, а субширотные являются преимущественно взбросо-надвигами. Такая морфология тектонических нарушений характерна для поля субмеридионального тангенциального сжатия, типичного и для других горных сооружений альпийского орогенического пояса [Макаров, Расцветаев, 1970; Расцветаев, 1973; Лукина, 1977; Разломы..., 1977; Трифонов, 1980; и др.].

Характерно, что северо-восточные левые сдвиги Крымского полуострова имеют еще и значительную надвиговую составляющую, а северо-западные правые сдвиги представляют собой флексуры, ступени, зоны интенсивной трещиноватости и проницаемости, обусловившие активное развитие карста, т.е. несут на себе следы явного растяжения. В то же время некоторые субширотные зоны надвигов, в частности Белогорская, имеют признаки правосдвиговых перемещений, а субмеридиональные раздвиги — левосдвиговых [Разломы..., 1977].

Это позволяет высказать предположение об изменении ориентировки поля напряжений с северо-западного, возможно, на ранних стадиях новейшего этапа на субмеридиональное, по-видимому, в более позднее время. Не исключен и поворот всего полуострова против часовой стрелки (рис. 14).

Северо-северо-восточное, запад-северо-западное, северо-северо-западное и восток-северо-восточные структурные направления, дешифрируемые на космических изображениях Крыма в виде линеаментов и линеаментных зон, по-видимому, представляют собой более древние дизъюнктивные образования скорее всего доорогенного этапа, так как к некоторым из них приурочены юрские лакколиты и вулкан Карадаг юрского времени. При этом северо-северо-восточные разрывы представляют собой надвиги, а запад-северо-западные — раздвиги, что может свидетельствовать о восток-юго-восточной ориентировке сжатия в то время или опять-таки о повороте всего Крымского полуострова.

Не исключено, что изменение ориентировки поля напряжений осуществлялось постепенно и сжатие реализовывалось сначала по северо-северо-восточным тектоническим нарушениям, затем по северо-восточным, а впоследствии по субширотным, а раздвигание — сначала по запад-северо-западным, затем по северо-западным и, наконец, по субмеридиональным. Соответственно менялась и ориентировка сдвигов (см. рис. 14).

Разгадку смены поля напряжений Крымского полуострова, по-видимому, следует искать в движении Аравийской плиты, а также в возможной переориентировке направления сжатия на субмеридиональное в новейшее время на всем земном шаре [Космическая информация..., 1983].

В Крымском секторе альпийской орогенической области на поверхность выходят породы триас-юрского, мелового и палеогенового возраста. Разрез новейших отложений вскрыт в Равнинном Крыму. Он начинается майкопской толщей морских глинистых осадков позднеолигоценового и раннемиоценового возраста [Геология СССР, т. 8, 1969]. Мощность их колеблется от 325 м в Равнинном Крыму до 3000 м на его восточной окраине, в Индольском прогибе. Верхи толщи размыты и перекрываются разновозрастными отложениями миоцен-плиоцена.

К среднему миоцену относятся различные по составу тонкие морские осадки мелководного тортонского моря (тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты), трансгрессивно залегающие на более древних породах. Мощность их изменяется от десятков до первой сотни метров. В максимальную трансгрессивную стадию миоценового моря отлагались раннесарматские отложения.

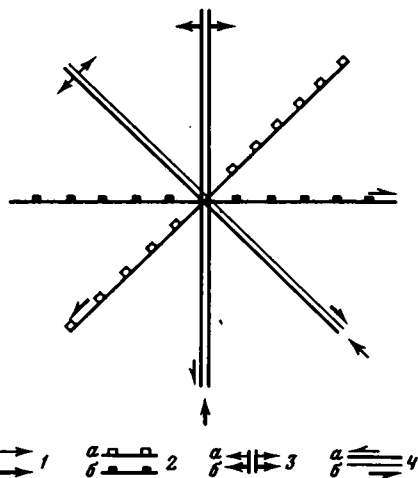
Средне- и позднесарматские осадки залегают на них с несогласием и представлены мелководными маломощными глинистыми и известковистыми породами, постепенно переходящими также в маломощные меотические ракушечники и мергели с прослоями гравия и гальки. Понтические отложения раннего плиоцена продолжают мелководно-морскую серию осадков позднего миоцена. Они представлены известняками мощностью не более нескольких десятков метров, выполняющими чаще всего синклинали. На сводах антиклиналей в основании понтических отложений наблюдаются следы слабого размыва [Геологическая карта..., 1979].

С концом понтической трансгрессии Черного моря в Крыму мы синхронизируем формирование денудационной поверхности выравнивания наиболее высокого VIII яруса рельефа, образующего яйлу Главной гряды Крымских гор. Современные абсолютные отметки этой поверхности — немногим более 1500 м (табл. 7). Отсутствие продуктов размыва верхнеюрских известняков, слагающих Главную гряду, в позднемиоцено-

Рис. 14. Кинематическая характеристика разрывов Крымского полуострова и изменение ориентировки поля напряжений во времени

Условные обозначения к рис. 14 и 19:

1 — ориентировка поля напряжений; 2 — надвиги; 3 — раздвиги; 4 — сдвиги; везде: δ — более ранние (миоценовые?), β — более поздние (плиоценовые?) элементы



вых сарматских и меотических отложениях, констатируемое Н.И. Лысенко [1972, 1976], подтверждает еще слабую расчлененность рельефа Крыма в это время и доказывает правильность нашей датировки верхнего яруса его рельефа¹.

С резким угловым несогласием на понтические и более древние породы ложатся глинисто-песчаные рудоносные толщи второй половины раннего плиоцена мощностью 80—

90 м. Они заполняют преимущественно понижения и впадины, куда ингрессировали воды мелководного киммерийского бассейна [Лебединский, 1974]. На значительной части территории Крыма в это время существовал континентальный режим. Здесь отлагались красноцветные алевроитско-глинистые осадки с прослоями галечников и конгломератов (нижние горизонты таврской свиты), обычно залегающие также на понтических отложениях. Остатки фауны *Mastodon arvernensis* Gr. et Job., *Hipparion gracil* Hens., *H. mediterraneum* Heus., *Elephas meridionalis* Nesti, *Cammelus* sp. и др. подтверждают плиоценовый возраст этих толщ [Бабак, 1961]. К отложениям этого же времени нередко относят и обломочно-щебнистую массандровскую свиту гравитационного происхождения, приуроченную к южному берегу Крыма [Геология СССР, 1969].

По нашим представлениям, описанные осадки являются продуктами эрозионного расчленения раннеплиоценовой понтической поверхности выравнивания и сопоставляются по времени с формированием ее уступа во второй половине раннего плиоцена.

Трансгрессия позднелиоценового куляничского бассейна несколько сократила площадь накопления красноцветов. Тонкослоистые песчаные, нередко гипсоносные глины и мелкозернистые пески этого яруса и вышележащего таманского горизонта обычно синхронизируют с акчагыльскими осадками Каспия [Никифорова и др., 1976, 1980]. Континентальными аналогами этих толщ являются верхние горизонты таврской свиты, представленные песчано-глинистыми породами и галечниками [Геологическая карта..., 1979].

Этим временем мы датировем более низкий VII ярус рельефа Крымского полуострова (см. табл. 7), срезающий гребни "датских" квест на высоте ~500 м, проходящий по наиболее высоким вершинам Внутренней гряды, сложенной породами верхнего мела (например, гора Сель-Бухра — 658,8 м), и выходящий на уровень нижнего плато Чатырдага на высоте 1100—1200 м. На южном склоне Главной гряды уступы, соответствующие VII ярусу рельефа, вследствие деформации располагаются уже на отметках ~1400 м (рис. 15).

К эоплейстоцену (ашшеронскому ярусу) отнесены морские гурийские слои, представленные мелко- и крупнозернистыми песками, серыми и темно-серыми глинами с моллюсками и остракодами [Геологическая карта..., 1979]. Их континентальными аналогами являются красно-бурые, нередко гипсоносные глины с находками *Elephas meridionalis* Nesti и так называемые Кызылджарские галечники, маркирующие по-

¹ Существуют другие точки зрения на возраст поверхности яйлы [Муратов, 1951, 1954; Благоволин, 1965; Лысенко, 1972, 1976; и др.].

Таблица 7
Соотношение и возраст речных террас и ярусов рельефа Крымского полуострова

Стратиграфическая шкала		Трансгрессии	Регрессии	Абсолютный возраст, тыс. лет
		Черного моря с учетом данных различных авторов (см. табл. 4)		
Голоцен	Верхний		Современная	1,0
		Нимфейская		
			Фанагорийская	3,5
		Новочерноморская		
	Нижний	Древнечерноморский бассейн		10
Плейстоцен	Верхний		Новозвксинская	30
		Сурожская		75
			Посткарангатская	
		Карангатская		
	Средний		Регрессия	125
		Узунларо-позднедревне-звксинская		300
			Регрессия	
		Палеоузунларо-ранне-древнезвксинская		
	Нижний		Регрессия	500
		Позднечаудинская		800
		Раннечаудинская		
			Регрессия	

Условный номер террасы или яруса рельефа	Относительные высоты* террас и ярусов рельефа, м			
	р. Альма	р. Кача	р. Бельбек	р. Судак
	Русло	Русло	Русло	Русло
ВП	0,5	0,5	0,5	0,5–1
I	Садовая, или Луговая, терраса			Садовая терраса
	2–4	2–4	2–4	3–5
II	6–14	6–12	6–12	6–8
III	10–23	10–22	10–22	Судакская терраса 10–20
IV	20–40	20–50	20–90	Манджилъская терраса 50–70
V	30–70	40–80	50–140	Булганакская терраса 130–150

Таблица 7 (окончание)

Стратиграфическая шкала		Трансгрессии	Регрессии	Абсолютный возраст, тыс. лет
		Черного моря с учетом данных различных авторов (см. табл. 4)		
Эоплейстоцен		Гурийский бассейн		2000
Плиоцен	Верхний		Мерийская	
		Куяльницкий бассейн		
			Регрессия	
	Нижний	Киммерийский бассейн		3300
			Регрессия	4700
		Понтическая		
				Регрессия
				5500

* В скобках — абсолютная высота.

верхность полого наклоненной на запад Внешней гряды [Лысенко, 1965]. Последняя является фрагментом VI яруса рельефа Крыма (см. табл. 7), воздымающегося от 100 до 300–350 м в пределах Внешней гряды [Благоволин, 1965], прослеживающегося в пределах Внутренней гряды на вершинах хребтов Агапсырт, Славенского, горы Кичи-Бурну и других на высотах 600–650 м и находящегося на северном склоне Главной гряды на отметках 900–1050, а на южном — 1250 м (см. рис. 15).

Раннечетвертичная трансгрессия чаудинского морского бассейна оставила свои следы в Крыму в виде отложений косослоистых песков и глин с солоноватоводной и пресноводной фауной моллюсков и известняков-ракушечников с раковинами солоноватоводных моллюсков [Федоров, 1963, 1978а, б]. На основе взаимоотношения речных террас крымских рек с позднечаудинской 20-метровой морской террасой и верхнечаудинскими отложениями устанавливается раннечетвертичный возраст V Булганакской (по М.В. Муратову [1961, 1967]), или Копсельской [по В.И. Бабаку, [1956, 1959]), речной террасы, которая в разных долинах и на разных участках неотектонических структур Крыма имеет разную относительную высоту [Морфоструктурный анализ..., 1979]: от 30 м в Равнинном Крыму, в низовьях Альмы, до 130–150 м на южном склоне Главной гряды, в долине Судака, где она получила название "больших столов" [Федоров, 1963] (рис. 16).

Среднеплейстоценовые эвксинские (древнеэвксинские и узунларские) морские отложения распространены шире чаудинских. Они отложились после довольно продолжительной регрессии моря и имеют двучленное строение. Это хорошо согласуется с двучленным строением синхронной им (IV) террасы горных рек Крыма [Муратов, 1961, 1967], располагающейся на южном берегу, в долине р. Судак, на высоте 50–70 м (Манджильская терраса), во Внутренней гряде на высотах 50–90, во Внешней — 40–

Условный номер террасы или яруса рельефа	Относительные высоты* террас и ярусов рельефа, м			
	р. Альма	р. Кача	р. Бельбек	р. Судак
VI	Кызылджарский ярус рельефа			130
	30–170	40–190	50–210	
VII	220–340 (500 – Внешняя грядка; 1100–1200 – северный склон и 1400 – южный склон Главной гряды)			
–	–	–	–	–
VIII	(1500–1550 – Главная гряда)			

50, а в нижнем течении Альмы, Качи и Бельбека на высоте 20 м над руслом (см. табл. 7 и рис. 16).

В красноцветных глинах IV террасы между Севастополем и устьем р. Бельбек Н.А. Соколов в 1881 г. нашел остатки *Mastodon arvernensis* Gr. et Job. [Муратов, Николаев, 1939].

Позднеплейстоценовые морские отложения Крыма представлены продуктами двух трансгрессий Черного моря: ранне- и позднекарангатских [Федоров, 1963, 1978а, б] или карангатской и сурожской [Попов, 1961; Арсланов и др., 1976; Островский, Измайлов, Балабанов, и др., 1977], отделенными друг от друга и от предыдущих и последующих трансгрессий следами регрессивных этапов. С двумя уровнями морских террас этого времени [Благоволин, 1961] хорошо пространственно увязываются III (Судакская, 10–25-метровая) и II (6–12-метровая) террасы горных рек Крыма [Муратов, 1961, 1967] (см. табл. 7).

В период голоценовой новочерноморской трансгрессии Каспия [Федоров, 1963, 1977] сформировалась I речная терраса Крыма высотой над руслом 2–4 м, получившая название Садовой, или Луговой [Лысенко, 1961; Муратов, 1961, 1967]. Она сливается с новочерноморской морской террасой и на этом основании отнесена к первой половине раннего голоцена. Во второй половине голоцена сформировалась высокая пойма (ВП) долин крымских рек, "раскрывающаяся" на невысокий (~ 1 м) уступ морской нимфейской позднеголоценовой террасы.

Анализируя разрез новейших отложений Крымского полуострова, ярусность его рельефа (гипсометрию останцов поверхностей выравнивания и речных террас), можно получить представление о характере неотектонических движений. По-видимому, более активные, но еще сравнительно слабые их проявления приходится на:

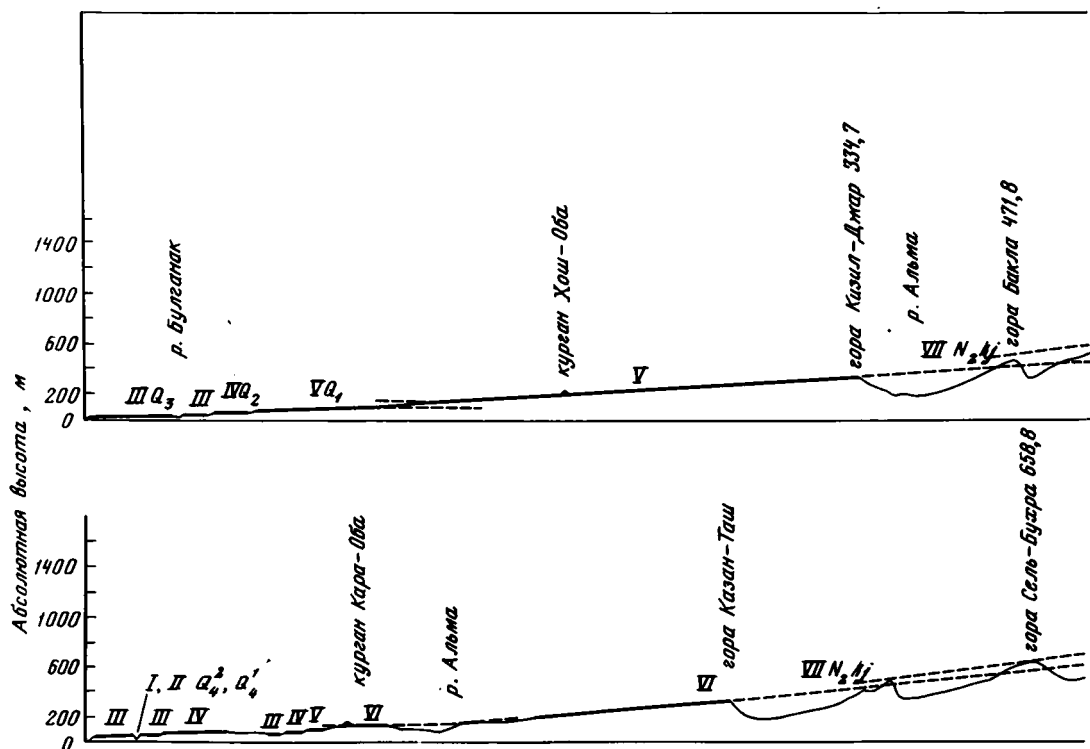


Рис. 15. Гипсометрическое положение поверхностей выравнивания и высоких ярусов рельефа Крымского полуострова и их возраст; N₂ rp – понт, N₂ kj – куяльник, EQ – эоплейстоцен

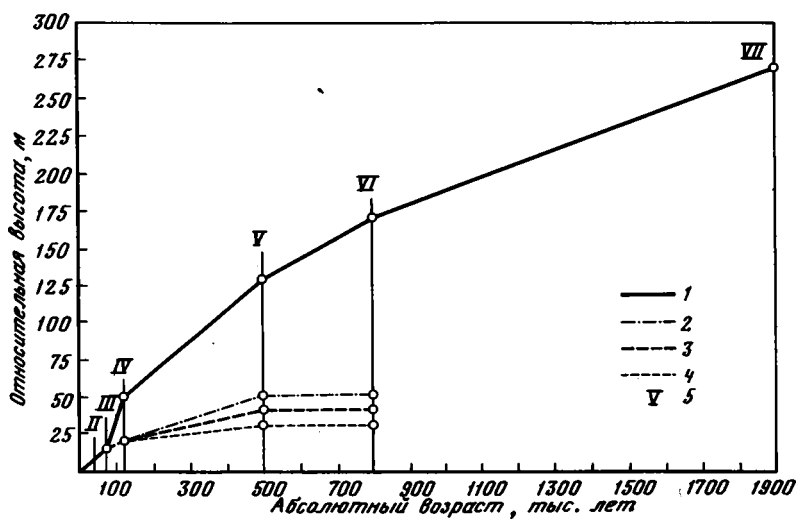
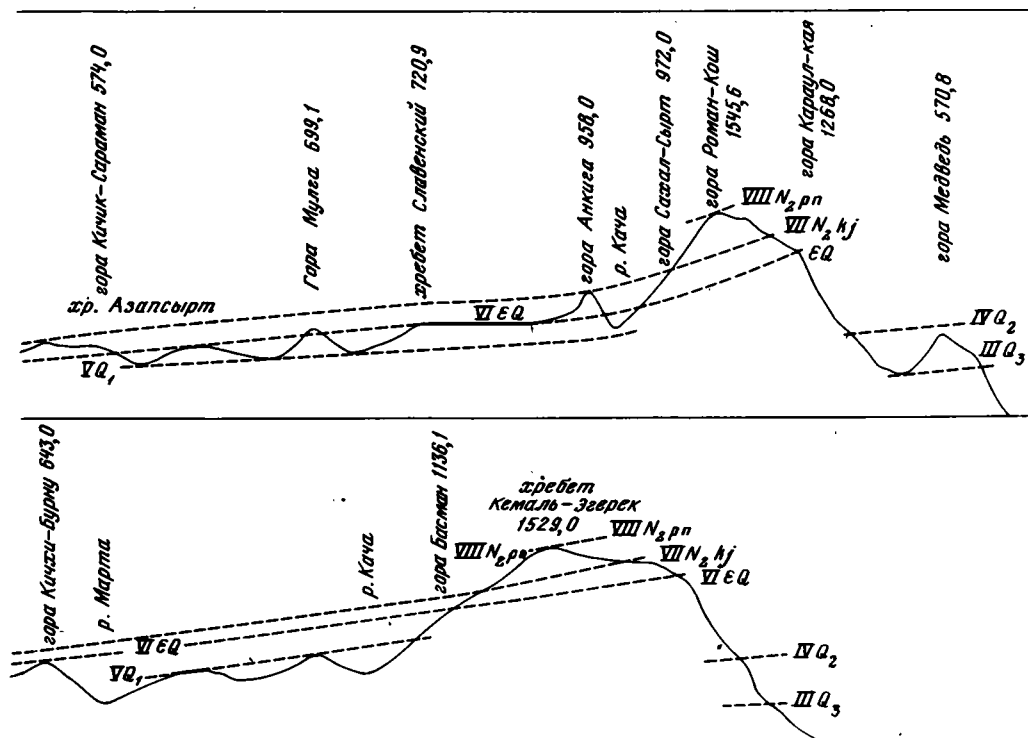


Рис. 16. Зависимость относительных высот террас над руслами рек Крымского полуострова от их возраста

1 – р. Суляк; 2 – р. Альта; 3 – р. Кача; 4 – р. Бельбек; 5 – условный номер террасы



1) конец олигоцена, ранний миоцен — начало среднего миоцена, т.е. на период накопления мощных, но тонких по составу майкопских толщ;

2) вторую половину позднего миоцена — начало раннего плиоцена (с конца среднего сармата до начала понтийской трансгрессии, включая меотис, в морских осадках которого встречены прослой гравия и мелкой гальки).

По всей территории континентального Крыма в это время происходило накопление красноцветной коры выветривания, что свидетельствует о слабой расчлененности его рельефа. Снос и переотложение коры в предгорьях и на равнине, связанные с новой активизацией неотектонических движений, начались со второй половины раннего плиоцена [Благоволин, 1976] и продолжались (по-видимому, с перерывом) в позднем плиоцене. Об этом свидетельствует грубый состав осадков верхних горизонтов таврской свиты, а также отложений массандровской свиты Крымского полуострова. В эоплейстоцене и раннем плейстоцене неотектонические движения несколько ослабли, за исключением момента накопления кызылджарских галечников в конце позднего эоплейстоцена и начале раннего плейстоцена. Последние залегают с резким угловым несогласием на таврской свите.

Периоды более интенсивных тектонических движений, как видно из графика изменения относительных высот террас Крыма во времени (см. рис. 16), проявились: 1) в раннем плейстоцене в пределах Горного Крыма, включая Внешнюю грядку; 2) в среднем и первой половине позднего плейстоцена в Главной гряде и Равнинном Крыму; 3) во второй половине позднего плейстоцена во Внешней гряде; 4) в голоцене по всему Крыму с особым увеличением скоростей поднятий. По абсолютным значениям скоростей неотектонических движений в плейстоцене Главная гряда Крымских гор опережала советскую часть Карпат и Предкарпатье; Равнинный Крым отставал от них.

Кавказ в целом представляет собой сложно построенное альпийское горно-складчатое сооружение, отделенное от расположенной на севере эпигерцинской (Скифской) плиты зоной передовых прогибов. В нем выделяются внешний и внутренний мегантиклинории Большого и Малого Кавказа и разделяющие их Рионский и Кубанский прогибы [Милановский, 1968].

Мегантиклинорий Большого Кавказа протягивается в запад-северо-западном направлении более чем на 1000 км при ширине от 40–50 до 150 км. В нем обособляются периклинальные окончания Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа и в средней части — Центральный и Восточный Кавказ. Эти сегменты отделены друг от друга поперечными флексурными зонами [Шолпо, 1978]. Наиболее приподнят (до 5600 м) Центральный Кавказ, расположенный на пересечении с субмеридионально вытянутым Главным Транскавказским поднятием, протягивающимся от Ставропольского плато на севере до границ Советского Союза и далее — на юг. На Центральном Кавказе на поверхность выходят наиболее древние протерозойские и палеозойские породы фундамента. В пределах Восточного Кавказа, который несколько ниже Центрального, эти породы погружены на значительную глубину и скрыты под толщей выходящих на поверхность юрских отложений. На периклинальных окончаниях Кавказа появляются более молодые осадки — палеогеновые и неогеновые. Малый Кавказ сложен преимущественно породами палеозойского юрского и палеогенового возраста. Рионский и Куринский прогибы выполнены осадками палеоген-неогенового и четвертичного возраста, в ряде мест уже значительно деформированными.

Неотектоническая структура Кавказа подробно рассмотрена в монографии Е.Е. Милановского [1968]. Здесь мы остановимся на тех новых чертах новейшего строения Кавказа, которые удалось установить при геоморфологическом анализе территории и дешифрировании космических снимков.

На среднемасштабных топографических картах преимущественно в пределах Большого Кавказа вырисовалась серия крупных ступеней, выраженных в резком изменении гипсометрии (рис. 17, см. вкл.). Ступени северо-западной и субширотной ориентировки совпали с крупными разломами и флексурами "кавказского" простираения, располагающимися в большинстве случаев на границе поднятий и депрессий. Тектоническая природа таких ступеней достаточно доказана. Однако наряду с ними выявились многочисленные ступени "антикавказского" (северо-восточного и субмеридионального) простираения.

По характеру их расположения устанавливаются резкие морфологические различия между Западным и Восточным Кавказом. Границей между ними служит наиболее протяженная и максимальная по амплитуде гипсометрическая ступень северо-восточного направления с опущенным на 900 м северо-западным крылом и признаками левосдвигового перемещения по ней не менее чем на 65 км. Она совпадает с Казбек-Цхинвальским тектоническим швом Е.Е. Милановского [1968] или Цхинвали-Ахалцихской зоной левосдвиговых деформаций Л.М. Расцветаева [1973; Проблемы..., 1980].

Западный Кавказ осложнен многочисленными ступенями северо-восточной ориентировки (см. рис. 17) преимущественно с опущенными северо-западными крыльями, вертикальная амплитуда которых колеблется от 100 до 400 м. Большинство из них имеет признаки левосдвигового перемещения от нескольких километров до полутора десятков километров [Лукина, 1983]. Многие ступени совпадают с зонами поперечных нарушений и флексур, выделенных рядом авторов по геологическим данным [Геология СССР, 1968; Хаин и др., 1962; Островский, 1968а, б; Милановский, 1968; Расцветаев, 1973; и др.], другие нашли отражение в деформациях уровней плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа [Островский, Измайлов, Щеглов и др., 1977] (см. рис. 17). Это свидетельствует о тектонической природе выявленных северо-восточных ступеней; по-видимому, то небольшое их количество, которое пока не подтверждено подобными данными, имеет аналогичное происхождение.

Восточный Кавказ нарушен значительно меньше. Ступеней северо-восточного направления с амплитудой 120–150 м несколько. Бакинская ступень совпадает с Сумгаит-Араксинским глубинным разломом [Трифонов и др., 1973] или Нижнеараксинской зоной концентрации левосдвиговых деформаций [Расцветаев, 1973]. Выделяется несколько ступеней субмеридиональной ориентировки. Таким образом, если Западный Кавказ интенсивно раздроблен северо-восточными сколами, то Восточный более монолитен.

Характерно, что эти черты морфоструктуры Большого Кавказа прекрасно читаются на его космических изображениях [Космическая..., 1983], в том числе на снимке "Метеор-18" [Ананьин, Трифонов, 1976] (см. рис. 17). Трансорогенные линейные элементы Большого Кавказа северо-восточного простирания отражены в изолиниях рельефа поверхности Мохо, приведенных Е.Е. Милановским [1968], В.Н. Шолпо [1978], в очертаниях остаточных изостатических аномалий и модулей их горизонтальных градиентов [Артемьев, Балавадзе, 1973], в деформациях фундамента и т.д.

Глубинность их заложения подтверждается также пространственными закономерностями проявления сейсмичности на Кавказе. Карты эпицентров землетрясений, их плотностей [Кириллова и др., 1960], значений максимально возможных магнитуд [Борисов и др., 1975; Рейснер, 1980], а также плотностей глубинных сейсмодислокаций [Шукин, 1972, 1977] свидетельствуют о том, что в Кавказском регионе выделяются весьма активный в отношении сейсмичности Восточный Кавказ и значительно менее активный – Западный (рис. 18). Границей между ними служит Казбек-Цхинвальский разлом, выраженный в рельефе описанной выше наиболее крупной гипсометрической ступенью северо-восточного направления.

Зоны поперечных северо-восточных дислокаций Восточного Кавказа совпадают с областями незначительных плотностей глубинных сейсмодислокаций и четко разделяют блоки с их повышенными значениями. В Западном Кавказе локальные зоны более высокой сейсмичности разделены наиболее крупными северо-восточными сколами, дешифрируемыми на космических снимках (см. рис. 17 и 18).

По нашему мнению, это связано с тем, что сейсмогенные разломы возникают в более монолитных блоках литосферы, в которых напряжения горных пород легче могут достичь критических величин. Тектонические же сколы северо-восточной ориентировки играют при землетрясениях, по-видимому, экранирующую роль.

Объяснение их асейсмичности следует искать не только в их современной тектонической подвижности, но и прежде всего в их кинематической характеристике. Последняя для альпийских разрывов Кавказа дана Л.М. Расцветаевым [1973; Проблемы..., 1980]. Разрывы субширотного простирания охарактеризованы им как надвиги, северо-западного – как правые сдвиги, северо-восточного – как левые, а субмеридиональные – как раздвиги, что свидетельствует о существовании субмеридионального тангенциального сжатия.

Однако тщательный анализ морфологии неотектонических структур и элементов Большого Кавказа показал, что субширотные надвиги имеют еще и левосдвиговую составляющую, а субмеридиональные раздвиги – правосдвиговую. Правосторонние северо-западные сдвиги – прежде всего надвиги, а северо-восточные левые сколы представляют собой флексуры, ступени, сбросы, т.е. несут черты явного растяжения.

Эти данные позволяют нам предположить, что ориентировка поля напряжений Большого Кавказа претерпела изменение во времени. Сначала Кавказ испытывал давление с юго-запада и сжатие было ориентировано в северо-восточном направлении, затем (когда точно, сейчас сказать пока еще не представляется возможным) произошла смена его ориентировки на субмеридиональное (рис. 19).

Двойной характер перемещения по описанным выше разрывным нарушениям четырех простираний создает сложную, но закономерную картину интерференции молодых разрывов Кавказа, зеркально противоположную той, которая была нами описана для Крымского полуострова (ср. рис. 14 и 19). Дешифрирование же космических снимков Кавказа разных уровней генерализации коллективом авторов выявило еще одну,

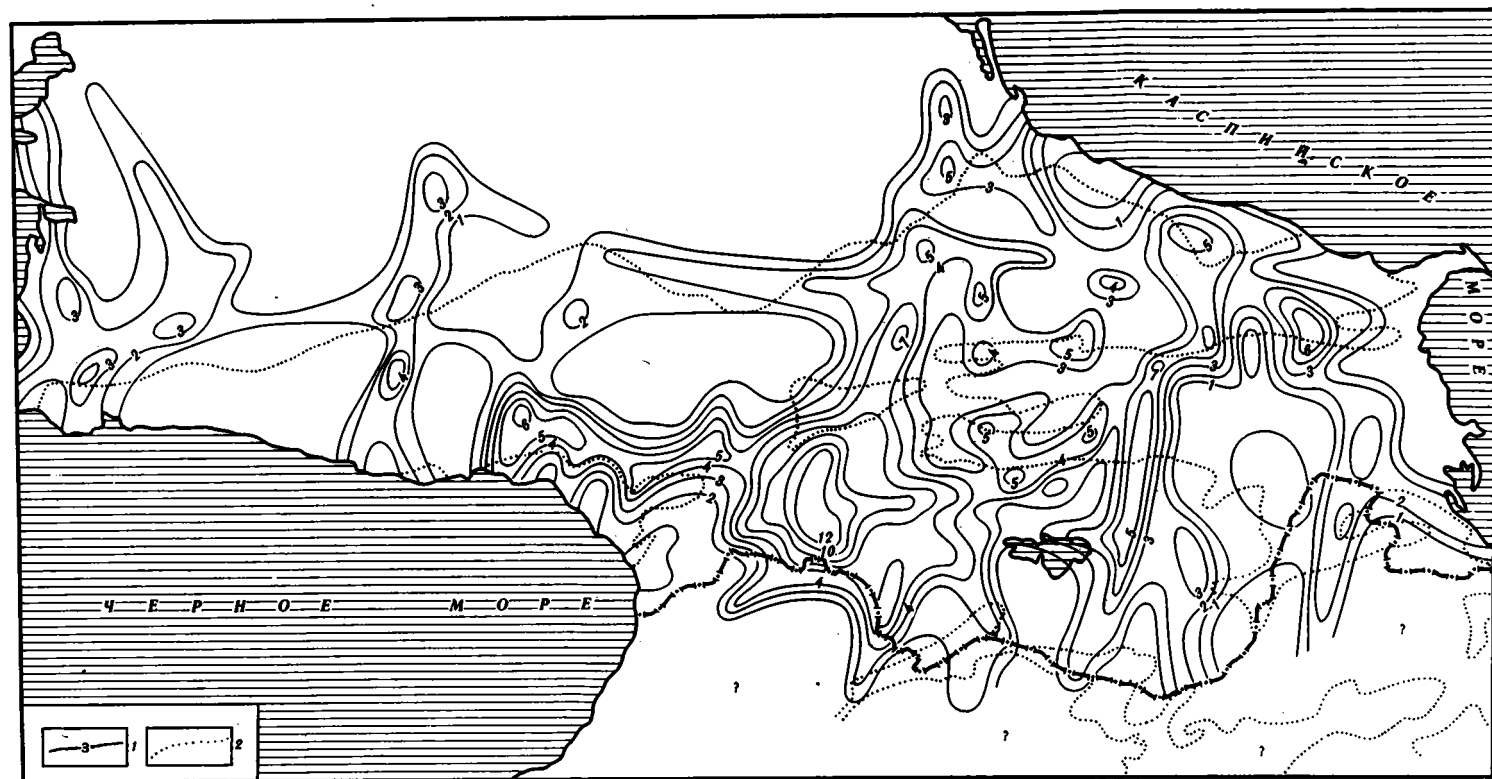


Рис. 18. Карта плотности глубинных сейсмогенных дислокаций Кавказа по макросейсмическим и инструментальным данным (по Ю.К. Шукину [1973])
 1 – изолинии плотности в условных единицах (л км^{-2}), 2 – контур выходов палеозойских пород на дневную поверхность

Рис. 19. Кинематическая характеристика разрывов Большого Кавказа и изменение ориентировки поля напряжений во времени

Условные обозначения см. на рис. 14

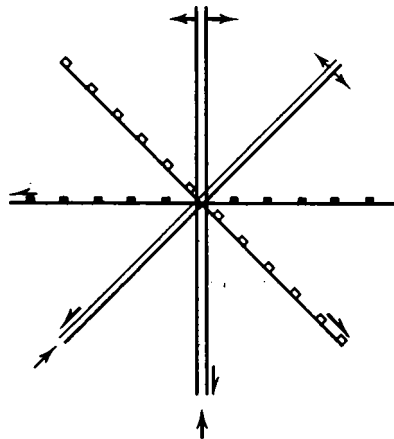
по-видимому, более древнюю систему линеаментов четырех простираний, такую же, как в Крыму. Это запад-северо-западное, северо-северо-восточное, восток-северо-восточное и запад-северо-западное направления [Космическая..., 1983].

Началом неотектонического этапа развития Кавказа принято считать позднеолигоцен-раннемиоценовое время, когда в сформировавшихся предгорных и межгорных прогибах начали накапливаться морские майкопские осадки, представляющие собой нижнюю молассовую формацию [Милановский, 1968]. В их составе впервые появился материал, снесенный с начавшей воздыматься кавказской суши. [Дотдугев, 1975]. В Западном Предкавказье майкопская серия представлена мощными (от 300 до 5000 м) глубоководными и мелководными фациями (глинами, алевролитами, песками, а ближе к берегу древней суши и грубообломочными породами — продуктами разрушения меловых толщ). В Восточном Предкавказье преобладают терригенные глинистые осадки майкопа мощностью от 35 до 1500—1700 м [Дотдугев, 1975; Геология СССР, 1968]. В Закавказье мощный разрез майкопских отложений более однороден, но в нем встречаются несогласия, что определенно свидетельствует о тектонической активности Кавказского региона на данном этапе [Сафронов, 1969].

Терригенные морские осадки Кавказа среднего — начала верхнего миоцена представлены известковистыми глинами, мергелями и прослоями песков, а иногда и галечников (в чокракском горизонте), глубоководными листоватыми глинами и известняками-ракушечниками (в нижнем, среднем сармате) [Геология СССР, 1968]. Выдержанность литологического состава и мощностей отложений тарханского горизонта указывает на спокойный тектонический режим морского бассейна и прилегающей суши в это время. Движения оживились в предчокракское время, когда в Предкавказье обмелело море и расширились площади суши, а в Закавказье произошли значительные прогибания [Дотдугев, 1975]. Мощность чокракского горизонта увеличивается с запада на восток от первых сотен метров до 1000—1200, а кое-где и до 2000 м. Незначительное изменение мощностей в Предкавказье караганского, конского, нижне- и среднесарматского горизонтов говорит в пользу затухания тектонических движений во второй половине среднего — начале верхнего миоцена [Геология СССР, 1968].

Позднесарматские отложения отличаются значительной фациальной изменчивостью (от глубоководных до мелководных и прибрежно-морских осадков), резким огрублением материала (появлением песчаников, грубозернистых песков, галечников и конгломератов) и смещением границ их распространения к северу. Мощности колеблются от 20—30 до 200—250 м в пределах Западного Предкавказья и от 200—300 до 900—1100 м в пределах Восточного. Это свидетельствует о возобновлении интенсивного воздымания Кавказа и прогибания предгорных и межгорных впадин, которые продолжались и в меотисе [Сафронов, 1956б, 1964, 1968, 1969; Антонов и др., 1977].

Меотические отложения отличаются грубым составом. В Западном Предкавказье они представлены мелководными глинами и зоогенными известняками с прослоями алевролитов, песков и конгломератов мощностью 300—350 м, а также континентальными песчано-галечными образованиями. В предгорьях Восточного Кавказа это мощная (до 800 м) толща конгломератов лысогогорской свиты, с размывом и местами с небольшим угловым несогласием налегающих на различные горизонты сармата. С запада на восток грубые крупновалунные конгломераты сменяются средне- и мелкогалечными,



с прослоями песчаников и алевролитов, переходящих в морские песчано-глинистые осадки. В лысогорской свите впервые появляется галька палеозойских пород осевой части Большого Кавказа, количество которой увеличивается вверх по разрезу [Дотдуг, 1975].

Понтические отложения раннего плиоцена, представленные континентальными и морскими осадками (ракушечниками, глинами, песками, песчаниками, конгломератами) мощностью 300–700 м, в Западном Предкавказье с размывом ложатся на более древние породы, в Восточном – сильно размывы в кровле [Геология СССР, 1968]. По-видимому, это было время некоторого ослабления тектонической активности, когда в осевой части Главного Кавказского хребта, на его северо-западной и юго-восточной периклиналях сформировался относительно выровненный рельеф, сохранившийся сейчас в виде останцов понтической поверхности выравнивания [Сафронов, 1964, 1966, 1969, 1972; и др.]. В Новороссийском районе, по устному сообщению Ю.Д. Янушевича, этот уровень срезает отложения меотиса, и в него вложены киммерийские осадки. В более восточных районах это эрозионные останцы денудационной поверхности, располагающиеся на максимальных высотах Северо-Западного Кавказа (2000–2500 м) и закартированные многими исследователями. На Центральном и Восточном Кавказе с понтической трансгрессией мы коррелируем вершинную поверхность осевой части Главного хребта (по данным С.И. Дотдуга [1975], 3300–3500 м в междуречье Белой и Зеленчука, 4000–4200 м восточнее истоков Большой Лабы, 4500–4700 м восточнее верховьев Баксана, 5200–5500 м в верховьях Черема и т.д.). На запад понтический уровень рельефа Большого Кавказа изменяет высоту, соотносясь с поперечными дислокациями северо-восточного простирания, описанными выше. Так, с Головинской ступенью совпадает снижение этого яруса рельефа с 3000 до 2000 м, с Макопсинской – с 2000 до 1500 м и т.д. Возраст более низкой ступени рельефа, например Бечасынского плато и других, определяется уже как акчагыльский [Думитрашко, 1961; Милановский, 1968; Дотдуг, 1975; Лукина, 1980; и др.]. Е.Е. Милановский [1968] наиболее высокий уровень рельефа Кавказа считает сарматским. Однако, как было показано выше, следы размыва палеозойских пород Центрального Кавказа появились впервые в меотических отложениях; следовательно, сарматская поверхность не могла сохраниться в рельефе. Наиболее высокий ярус рельефа Кавказа, таким образом, не может быть древнее меотиса. На наиболее высокой вершине Юго-Западного Кавказа, на горе Шахдаг (4243 м), сохранились останцы поверхности выравнивания этого возраста, срезающие отложения сармата, смятые в синклинальную складку [Дотдуг, 1975; Цагарели, 1980]. Такой же возраст присваивает А.Л. Цагарели [1980] и осевым частям Аджаро-Триалетских хребтов, Л.И. Маруашвили [1966] – Гомборскому хребту Малого Кавказа. Более древние поверхности выравнивания Кавказа описываются некоторыми исследователями как погребенные [Бальян и др., 1970].

Во вторую половину раннего плиоцена на Западном Кавказе откладывались морские осадки (глины, глинистые пески и ракушечники) киммерийского яруса мощностью 100–500 м, а также континентальные глины и пески армавирской свиты мощностью 40–60 м. В Центральном Предкавказье, да и вообще во всех областях поднятий Большого и Малого Кавказа, в это время происходил глубокий размыв, связанный с резкой регрессией балаханского моря [Милановский, 1968; Антонов и др., 1973]. В Восточном Предкавказье отлагались его мелководные фации мощностью до 500 м, а в Восточном Закавказье – песчаники, гравелиты, галечники и конгломераты (с включениями глыб известняков размером до 2 м) продуктивной толщи [Геология СССР, т. 47, 1972; Дотдуг, 1975; и др.]. Все это свидетельствует об активизации тектонических движений на данном временном интервале, когда кавказская суша стала превращаться в среднегорную складчатую страну с отдельными более высокими вершинами, а впадины продолжали испытывать тенденцию к опусканию [Сафронов, 1966, 1969; Дотдуг, 1975; Антонов и др., 1973].

Верхнеплиоценовые отложения чрезвычайно широко распространены на Кавказе, выполняя предгорные и межгорные прогибы и распространяясь в предгорья. На Запад-

ном Кавказе морские пески и глины куяльницкого моря мощностью 400–500 м перекрываются на Тамани маломощным горизонтом глин, песчаников и ракушечников с редкими прослоями галечников и находками пелеципод, указывающих на связь с акчагыльским бассейном Каспия. На большей части территории в это время отлагались континентальные пестроцветные глинисто-песчаные отложения (прочноокопский горизонт) [Лебедева, Попов, 1961; Лебедева, 1959, 1963, 1978]. В Центральном Предкавказье прибрежные ракушечники и песчаники обширного акчагыльского моря с размытом залегают на разных горизонтах миоцена, а в Терском прогибе замещаются морскими песками, глинами мощностью от нескольких десятков до 1000–1200 м. В это же время в Восточном Предкавказье отлагается мощная континентальная вулканогенно-обломочная серия Рухс-Дзуар (до 2000 м) [Кожевников и др., 1977], а в Кусаро-Дивичинском прогибе – морские печано-глинистые отложения с прослоями конгломератов, прослеживающиеся до высот 1500–1800 м и перекрывающиеся континентальными галечниками [Дотдугев, 1975]. В Восточном Закавказье акчагыльские отложения представлены разнообразными лагунными прибрежно-морскими и морскими осадками, а также континентальными сериями низменных аккумулятивных равнин и горных подножий [Геология СССР, т. 47, 1972; Лебедева, 1972; и др.]. Все это свидетельствует о значительном разнообразии ландшафтов, гористости и расчлененности кавказской суши, к югу и к северу от которой простирались возвышенные равнины и низменности.

В позднем плиоцене неотектонические движения продолжали быть достаточно активными, однако их некоторое ослабление, по-видимому, имело место во время максимальной стадии акчагыльской трансгрессии Каспия, с которой синхронизируется одна из наиболее обширных поверхностей выравнивания, развитая преимущественно на северных склонах Большого и Малого Кавказа и их периклиналях (Бечасынское плато и др.) [Сафронов, 1959, 1964, 1969], причем, конечно, эта поверхность не отражает завершенной пенепленизации, а связана с частичным выравниванием прерывисто воздымающихся гор, где происходило формирование „равнин подножия” [Маруашвили, 1966].

Возраст акчагыльской поверхности выравнивания на Северо-Западном Кавказе устанавливается на основании проведенной Ю.Д. Янушевичем корреляции ее с куяльницкими отложениями Майкопского района. Здесь она ступенчато погружается с востока на запад по поперечным дислокациям северо-восточной ориентировки описанным выше: с 1500 до 1000 м – по Макопсинской; с 1000 до 700 м – по Туапсинской; с 700 по 500 м – по Ту-Нечепсугской; с 500 до 400 м – по Джубгинской и т.д. По Джанхотской поперечной ступени происходит резкое воздымание акчагыльского яруса рельефа на 800 м. В бассейне Кубани акчагыльская поверхность имеет высоту до 2000–2500 м, а на Бечасынском плато изменяется от 1500 до 3000 м [Дотдугев, 1975]. На Центральном Кавказе возраст этого яруса рельефа доказывается взаимоотношением его с вулканитами Верхнечегемского нагорья, где с помощью К-Аг-метода определено время их излияния в $3,2 \pm 0,6$ и $3,7 \pm 0,6$ млн. лет [Милановский, Короновский, 1969; Левский, 1970]. Здесь акчагыльская поверхность срезает вулканогенные толщи на высоте 1200–3000 м. В верховьях Кубани и ее притоков позднелигоцен-раннеплейстоценовые лавы нижнего вулканического комплекса Эльбруса перекрыли акчагыльскую поверхность на высоте 3600–3800 м [Милановский, Короновский, 1960]. Фиксируется она и на северном склоне Скалистого хребта в бассейне Терека, но на значительно меньшей высоте [Дотдугев, 1975]. На Юго-Восточном Кавказе с ней, по-видимому, коррелируются Ковдагская и Дибрарская поверхности выравнивания, располагающиеся на высотах 1900–2200 и 2200–2600 м.

Отложения эоплейстоцена представлены на Западном Кавказе – гурийскими, а на Восточном – апшеронскими морскими осадками (песками, глинами), которые имеют меньшие мощности (до 600–800 м) и меньшее распространение по площади, чем акчагыльские. В предгорьях они замещаются мощными континентальными толщами галечников и конгломератов, часто с присутствием вулканогенно-обломочных пород [Лебедева, 1974]. Это было время формирования достаточно высокогорного рельефа Кавказа и значительной тектонической активности. Тем не менее в период апшеронской транс-

грессии Каспия, по-видимому, произошло ее ослабление, так как в предгорьях выработался апшеронский ярус рельефа, протягивающийся узкой полосой вдоль северных склонов Большого и Малого Кавказа. В пределах Центрального Кавказа апшеронская поверхность располагается на абсолютных отметках от 800 до 1500–1800 м. Здесь возраст ее доказывается по взимоотношению с вулканитами Нижнечегемского нагорья и горы Хара-Хоро, (2,0; $2,1 \pm 0,2$ млн. лет) [Милановский, Короновский, 1969; Левский, 1970], которые она срезает [Лукина, 1980]. На Юго-Восточном Кавказе ей, по-видимому, соответствуют Чухурьюртская и Шемахинская поверхности выравнивания высотой 600–1600 м, о чем будет сказано ниже.

Таким образом, в пределах Кавказа в плиоцене и эоплейстоцене сформировались три яруса рельефа, выраженные в поверхностях выравнивания, денудационных останцах и вершинных поверхностях. Такое же количество уровней в осевой части хребтов Кавказа выделено и на Карте поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР [1971], однако, по нашему мнению, они на ней значительно удревнены.

Плейстоценовые отложения Кавказа повсеместно развиты лишь в прогибах (в пределах Азово-Кубанского и Терско-Сунженского прогибов мощность их достигает от нескольких десятков до 300–500 м), а в предгорьях слагают аккумулятивный покров серии террас горных рек Кавказа. Стратификация их была разработана нами на примере Кумы с Подкумком в Центральном Предкавказье [Лукина, 1981а].

Вложенная в апшеронский (Золотокурганский) ярус рельефа подножия Джинальско-го хребта VIII терраса Подкумка имеет относительную высоту 180–200 м над его руслом. Она получила название Армянской террасы [Николаев, 1941]. Ее поверхность прослеживается у подножия Джуцы-1, Золотого Кургана, на междуречье Этоки, Золки, Малки, Куркужина. В травертинах вершины Лермонтовского холма горы Машук на относительной высоте 180 м была найдена нижняя челюсть *Equus süsenbornensis*, которая может быть отнесена к низам четвертичного периода [Иванова, 1946]. На этом основании мы вслед за Н.П.Герасимовым [1935] и А.Л.Рейнгардом [1933] относим уровень Армянской террасы к раннему плейстоцену (табл. 8), вероятнее всего, к его первой половине, т.е. терраса синхронизируется с бакинской трансгрессией Каспия. Эта датировка подтверждается также и тем, что ниже, под травертинами, по данным И.К.Ивановой [1946], располагается быстро выклинивающийся слой известковистых желтых песков мощностью 2 м, в которых Н.М.Егоровым [1932] был найден бивень *Elephas meridionalis Nesti*, характерного для позднего плейстоцена. По данным В.В.Чердынцева, эта находка имеет возраст 1250 тыс. лет, т.е. относится к эоплейстоцену — периоду апшеронской трансгрессии Каспия. Как было показано выше, уровень рельефа, коррелируемый с этими отложениями, территориально с ними разобщен и располагается на высотах от 760 м и выше, т.е. более чем на 300 м относительной высоты над руслом Подкумка (см. табл. 8).

На правобережье р. Юцы у подножия Бештау и к северо-востоку от Эссентуков прослеживается VII (140–160-метровая) терраса, описанная еще И.П.Герасимовым [1935]. На уровне отложений этой террасы на высоте 167 м над руслом реки в каменоломне найден фрагмент рога представителя сем. Bovidae, по-видимому, *Bison* sp., появляющегося, как известно, лишь в начале четвертичного периода. Это дает нам право отнести VII террасу Подкумка к нижнему плейстоцену, вероятнее всего, ко второй его половине и связать время ее формирования с максимальным уровнем позднебакинской или урунджинской трансгрессии Каспия (см. табл. 8).

VI терраса бассейна Кумы и Подкумка, имеющая относительную высоту в районе Пятигорска ~80–100 м, получила название Горячеводской. В карьере на северо-восточном склоне горы Машук на её поверхности, по описанию И.К.Ивановой [1946]¹, А.Д.Колбутов в 1936 г. собрал обломки костей *Elephas* sp., зубы и кости *Cervus elephus* (?), обломки костей млекопитающих сем. Bovidae и т.п. На восточном склоне горы

¹ Достоверность возрастного расчленения травертинов Машука, сделанного И.К.Ивановой, подтверждена работами Р.П.Тузикова [1961].

Таблица 8
Возраст речных террас и ярусов рельефа бассейна Кумы и Подкумка

Стратиграфическая шкала		Трансгрессии	Регрессии	Абсолютный возраст, тыс. лет	Условные номера террас и ярусов рельефа	Относительные высоты* террас и ярусов рельефа, м	Фауны млекопитающих в травертинах горы Машук (по И.К.Ивановой [1946] и А.Л.Рейнгарду [1933])	
		Каспийского моря с учетом данных различных авторов (см. табл. 4)						
1		2	3	4	5	6	7	
Голоцен			Современная	10	НП	0,5		
		Новокаспийская			ВП	1,5–2		
			Мангышлакская					
Плейстоцен	Верхний	Позднехвалынская		40	I	5		
			Енотаевская					
		Раннехвалынская			II	10–12		
			Ательская	60	III	18–20		Elephas primigenius Blum. Equus (Equus) sp.
		Позднехазарская		90	IV	Пятигорская терраса 35–40	Elephas sp. Equus (Equus) sp.	
	Средний		Астраханская	130	V	Джамагатская терраса, 60	Cervus ex gr. elephas, Elephas sp., Equus sp., Cervidae сем. Bovidae	
		Поздняя раннехазарская						
		Ранняя раннехазарская						300

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Плейстоцен	Нижний	Венедская	400			
		Урунджикская и позднебакинская		VII	140–160	<i>Bison</i> sp. из сем. Bovidae
		Раннебакинская	575	VIII	Армянская терраса, 180–200	<i>Equus süssenbornensis</i>
		Тюркянская	800			
Эоплейстоцен	Ашшеронская			IX	Золотокурганский ярус рельефа, 300	<i>Elephas meridionalis</i> Nesti
Верхний плиоцен	Акчагыльская		1800	X	700 (1200–2000)	<i>Archidiskodon meridionalis</i> Nesti.
			3300			

* В скобках — абсолютная высота.

Машук на этом же уровне на глубине 4–4,5 м от поверхности М.В.Чехранова нашла остатки *Bison* sp., *Elephas* aff. *antiquus* Falc., принадлежащих к форме менее примитивной, чем *Elephas antiquus* var. *meridionalis* из миндельских и низов миндель-рисских (дохазарских) слоев Русской платформы [Иванова, 1946]. Все это позволяет датировать Горячеводскую террасу средним плейстоценом и связать время ее формирования с первой фазой раннезахарской трансгрессии Каспия, как это делает А.В.Кожевников [1971].

V (Джамагатская) терраса Кумы и Подкумка высотой 60 м в районе Пятигорска, имеет чрезвычайно широкое распространение, доходя на правобережье Кумы до г. Прикумск, а на правобережье Подкумка — до г. Георгиевска. Ее образование логично связать со второй фазой раннезахарской трансгрессии Каспия [Федоров, 1957а, б]. Среди фауны млекопитающих, обнаруженной в травертинах северо-восточного склона горы Машук, принимающих участие в строении этой террасы, нет руководящих форм. Однако их комплекс (*Cervus* ex gr. *elaphus*, *Equus* sp., *Elephas* sp., Cervidae, представители сем. Bovidae, *Bos* (*Bison*) sp. (?) и т.д.) не противоречит среднеплейстоценовому возрасту этой террасы [Иванова, 1946; Николаев, 1948].

IV терраса Кумы в районе Минеральных Вод имеет высоту 35 м над руслом, а Подкумка в районе Пятигорска — 35–40 м. Ее позднеплейстоценовый возраст подтверждается находками трубчатой кости *Elephas* sp. в старом карьере у завода "Красный факел" на южном склоне Машука, находящемся на уровне этой террасы, и зубов *Equus* (*Equus*) sp., относящегося к одной из позднечетвертичных форм [Иванова, 1946; Сафонов, 1956б, 1957]. Мы синхронизируем эту террасу с позднезахарской трансгрессией Каспия [Федоров, 1972], так как уровень более низкой (18–20-метровой) III террасы Кумы и Подкумка вниз по течению сливается с уровнем раннехвалынской приморской равнины, располагающейся на абсолютных отметках + 47 ÷ + 48 м. В отложениях этой террасы у Пятигорска, по данным А.Л.Рейнгарда, найдены остатки фауны *Elephas*

primigenius Blum., а в Эссентуках, по данным И.К.Ивановой и А.К.Стоянова, — *Equus* (*Equus*) sp. и *Elephas primigenius*, что подтверждает ее позднелайстоценовый возраст.

При отступании раннехвалынской трансгрессии Каспия "задержалась" на отметке + 21 — + 25 м, что повлекло за собой, по-видимому, формирование II локально развитой террасы Кумы и Подкумка высотой 10—12 м (см. табл. 8).

Позднелайская трансгрессия Каспия достигала высоты $-2 \div 0$ м. К этому уровню и к этому времени приурочено формирование I террасы Кумы и Подкумка, имеющей выстой над руслом в районе Минеральных Вод и Пятигорска 4—5 м.

Морские осадки новокаспийской трансгрессии слагают приморскую равнину до отметки —22 м. С ней смыкается раннеголоценовая высокая пойма Кумы, имеющая высоту 1,5—2 м в 4—5 км ниже Минеральных Вод (см. табл. 8). Врез в высокую пойму и формирование низкой современной поймы русла Кумы и Подкумка осуществлялись во время современной позднеголоценовой регрессии Каспия до отметки —28 м.

Анализ террас бассейнов Кумы и Подкумка отчетливо показал, насколько их формирование тесно связано с трансгрессиями и регрессиями Каспийского моря. Такие же зависимости устанавливаются для кавказских рек, впадающих в Черное море.

Впервые соотношение морских террас, образовавшихся во время трансгрессии Черного моря, с речными аккумулятивными террасами низовьев долин Мзымты, Псоу, Кодори описал П.В.Федоров [1963, 1977б; Путеводитель экскурсий А—8 и С—8, 1981]. Так, совместно с А.Р.Гептнером он проследил, как I (3-метровая) надпойменная терраса р. Кодори постепенно переходит в новочерноморскую голоценовую морскую террасу, II (27—28-метровая) и III (30—35-метровая) речные террасы — в позднелайстоценовые позднекарангатскую (12—14-метровую) и раннекарангатскую (25-метровую) морские террасы, IV (100—120-метровая) речная — в среднеплейстоценовую эвксинско-узунарскую (40—45-метровую) морскую и, наконец, V (130—150-метровая) надпойменная терраса Кодори — в раннелайстоценовую позднечаудинскую (100-метровую) морскую террасу. VI (200—300-метровая) терраса Кодори, по мнению П.В.Федорова, должна быть отнесена к раннечаудинскому времени. Наши исследования в основном подтвердили правильность этой корреляции и дополнили картину еще одной более молодой среднеплейстоценовой 70—80-метровой террасой (табл. 9, см. вкл.).

Для малых и средних рек Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (Пшады, Мзымты, Бзыби и др.) взаимосвязь поверхностей речных террас с трансгрессивными фазами Черного моря (а врез — с регрессивными) была доказана Б.А.Островским [1967, 1968а, б; Янушевич, Островский, 1972; Островский, Измайлов, Балабанов и др., 1977]. Б.А.Островский с соавторами выделяют биостратиграфически подтвержденные: 1) голоценовые нимфейскую и новочерноморскую трансгрессии, морские террасы которых сочленяются с высокой (1,5—2-метровой) поймой и I (3—5-метровой) надпойменной террасой указанных речных долин; 2) позднелайстоценовые сурожско-джанхотскую и карангатскую трансгрессии, морские террасы которых переходят во II (12—15-метровую) и III (25—27-метровую) речные; 3) среднеплейстоценовые ашейскую, пшадскую и шапсуг-древнеэвксинскую трансгрессии¹, к уровням которых приурочено формирование IV (40—45-метровой), V (70—75-метровой) и VI (90-метровой) надпойменных террас долин², 4) раннелайстоценовые позднечаудинскую и раннечаудинскую трансгрессии, обусловившие образование VII (105—110-метровой) и VIII (более высокой) речных террас. В регрессивные фазы происходило переуглубление долин и врез. Эту же точку зрения разделяет и В.М.Муратов [1961, 1978].

¹ Ашейская, пшадская и шапсуг-древнеэвксинская террасы, возможно, соответствуют узунларской, позднелайской и палеозунларо-раннелайской террасам [Федоров, 1978а].

² Характерно, что на участке активных воздыманий, там, где Главный Кавказский хребет или его отроги (Бзыбский и Гагринский хребты) примыкают к самому побережью, в эвксинско-узунарское время формируется до четырех морских террас: узунларская (27—37 м), позднелайская (40—43 м), палеозунларская (45—50 м), раннелайская 60—65 м [Федоров, 1978а; Путеводитель экскурсий А—8, и С—8, 1981].

Как показали работы грузинских геологов [Геология СССР, 1964; Неманишвили, 1962, 1964; Путеводитель экскурсии А-16, 1981; и др.], формирование террас более крупных кавказских долин Черноморского бассейна, таких, как Ингури и Риони с притоками, подчинено тем же закономерностям. По данным Н.С.Мамацашвили [1973], накопление аллювия пяти террас Ингури происходило в межледниковые эпохи, т.е. во время трансгрессий Черного моря. По нашим данным (см. табл. 9), ее I терраса высотой 3–8 м в районе выхода долины из гор сопоставляется с новочерноморской трансгрессией, II (18–20-метровая) – с сурожской, III – с раннекарангатской, IV (70–80-метровая), по-видимому, с узунларо-позднедревнезвксинской; тогда V (120–150-метровая) терраса, скорее всего, сопоставляется с палеоузунларо-раннедревнезвксинской, а VI (160–190-метровая) – с позднечаудинской трансгрессиями.

На Риони мы выделяем высокую пойму (1–1,5 м) и шесть террас: I (3–5-метровая), синхронизируемую с новочерноморской, II (8–10-метровая, в верховьях – 10–15-метровая) – с сурожской, III (20–25-метровая, в верховьях – 30–35-метровая) – с раннекарангатской, IV (50–60-метровая, в верховьях – 80-метровая) – с узунларо-позднедревнезвксинской, V – (80–100-метровая, в верховьях – до 120–160 м) – с палеоузунларо-раннедревнезвксинской трансгрессиями, VI (140–160-метровая, воздымающаяся до 200–250, а в верховьях до 320 м), образовавшуюся, по-видимому, во время поздней, возможно, раннечаудинской трансгрессий. Врезы долин происходили во время регрессий Черного моря. Выше VI террасы располагается поверхность выравнивания с абсолютными отметками 2200–2600 м, а еще выше – два прекрасно выраженных яруса рельефа (3100–3400 и 3700–3900 м) и вершинная поверхность Главного Кавказского хребта высотой более 4500 м. Опираясь на стратификацию поверхностей выравнивания Центрального Предкавказья [Лукина, 1981а, 1982], их можно условно датировать эоплейстоценом (апшероном), поздним плиоценом (куальником) и ранним плиоценом (киммерием и понтом).

Никто из исследователей, изучавших террасы долин Северного Кавказа черноморского бассейна (р. Кубани с притоками) [Рейнгард, 1929; Мирчинк, 1936; Панов, 1960; Горещкий, 1962; Кожевников, 1962; Лебедева, 1963; Сафронов, 1956а, б, 1959, 1961, 1969, 1972; Дотдугев, 1975; Кожевников и др., 1977], кроме Г.Н.Родзянко [1961], не связывал эти террасы с трансгрессивно-регрессивными фазами изменения их базиса эрозии. Наши работы, основанные на детальном геоморфологическом картировании речных террас от моря до высокогорных районов Кавказа, показали, что цикловые террасы Кубани и ее многочисленных притоков могут быть синхронизированы с описанными выше трансгрессиями и регрессиями Черного моря. Это облегчает определение возраста террас, необходимое для выявления характера неотектонических движений [Лукина, 1982].

В апшеронскую поверхность северного склона Западного Кавказа с абсолютными высотами от 750 до 900–950 м, датируемую по аналогии с предгорьями расположенного восточнее Джинальского хребта (где развиты вулканы Нижнечегемского нагорья, абсолютный возраст которых известен), врезана, по нашему счету, VII терраса Кубани, занимающая весь Кубанско-Кумский водораздел. Относительная высота ее над руслом Кубани 180–200 м, местами она деформирована и поднята до 250–260 м. Практически она одновысотна с Армянской террасой Кумы и Подкумка. VII террасу Кубани мы синхронизируем с раннечаудинской трансгрессией Черного моря и относим, как и А.В.Кожевников [1962]¹ с С.И.Дотдугевым [1975], к раннему плейстоцену, точнее, к первой его половине (см. табл. 9). Это подтверждается находкой обломков зубов *Elephas vüsti* из аллювия этой террасы у станицы Андрее-Дмитриевская [Кожевников, 1962].

С позднечаудинской трансгрессией Азово-Черноморского бассейна второй половины раннего плейстоцена логично сопоставить вслед за И.Н.Сафроновым [1956а] VI (120–150-метровую) террасу Кубани, отделенную от VII террасы 40–45-метровым уступом и получившую название Соленоозерской. Красноцветный, преимущественно суглинист-

¹ У него она – X.

тый состав ее аллювия резко отличается от галечникового состава VII террасы [Кожевников, 1962], что, по-видимому, обусловлено более высоким уровнем базиса эрозии во время позднечаудинской трансгрессии и жарким климатом.

Гипсометрически ниже в бассейне Кубани хорошо прослеживается V терраса (см. табл. 9)¹, имеющая высоту над руслом у Усть-Лабинска 55–60, у Кропоткина – 75, у станицы Казанской – 80, а у Черкесска – 120 м. IV терраса² 40-метровым уступом отделена от V террасы; в низовьях рек Белой и Лабы, а также напротив г. Кропоткина ее относительная высота равна 40 м, а у Черкесска – примерно 55 м. Обе террасы относятся нами к среднему плейстоцену и соответственно коррелируются с палеоузунарораннедревнеэвксинской и узунларо-позднедревнеэвксинской трансгрессиями Азово-Черноморского бассейна. Этому не противоречат находки остатков *Mammuthus trogontherii* Phol., *Bison priscus* var. *longicornis* W.Grom. в аллювии IV террасы у станицы Гулькевичи [Лебедева, 1963]. Детально описав разрезы аллювия обеих террас, А.В.Кожевников [1962] выделяет между ними еще одну (у него – VII), промежуточную по высоте. Возможно, своим происхождением она обязана разобщению позднедревнеэвксинской и узунларской трансгрессий, которые сформировали на черноморском берегу самостоятельные морские, а следовательно, и привязанные к ним речные террасы (см. табл. 9).

Уступом (примерно в 15–20 м в предгорьях и несколько более низким на равнине) более молодая III терраса отделена от IV. Она очень широко распространена начиная от г. Краснодара, где ее высота примерно 18–20 м (на ней расположен так называемый "Городок"), и кончая всеми притоками и верховьями р. Кубани. Высота ее у г. Кропоткина 20–25 м, у Черкесска – 30–35 м. Ее отличает уменьшение мощности суглинков и сравнительно большая мощность (до 10 м) галечникового аллювия, который у более молодых террас не превышает 5 м [Кожевников, 1962]. III террасу Кубани и ее притоков мы синхронизируем с позднеплейстоценовой карангатской трансгрессией Азовского и Черного морей.

II терраса Кубани, сопоставляемая с суражской трансгрессией второй половины позднего плейстоцена, появляется на высоте 10–13 м над руслом ниже Краснодара, в районе станиц Ивановской и Елизаветинской. На ней располагается большая часть города, станция Васютинская, низкая часть Усть-Лабинска. Вверх по течению Кубани и ее многочисленных притоков высота II террасы повышается, достигая у Черкесска 18–20 м³. В песчаном карьере у разъезда Гирей, вскрывшем аллювий этой террасы, найдены остатки позднеплейстоценовой фауны (*Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros antiquitatis* Fisch., *Bison priscus deminutus* W. Grom. и др.) [Громов, 1937].

Ниже II террасы располагается I терраса, время формирования которой мы отождествляем с новочерноморской трансгрессией голоцена. В низовьях Кубани на значительных пространствах, занятых рисовыми полями, ее высота 2–2,5 м, вверх по течению она поднимается до 5–6 м.

Высокая пойма Кубани в низовьях не превышает 0,5 м, в среднем течении реки достигает 3 м. Она образовалась во время нимфейской трансгрессии моря, произошедшей во второй половине голоцена (см. табл. 9).

Асинхронность трансгрессий и регрессий Черного и Каспийского морей в позднем плейстоцене и голоцене (см. гл. 3 и табл. 4), обоснованная П.В.Федоровым [1971, 1977а], обуславливает разновременность образования и несовпадение количества террас кавказских долин этих двух бассейнов на данном этапе. Так, за время формирования на Кубани высокой поймы и трех голоценовых и позднеплейстоценовых террас в бассейне Кумы и Подкумка образовались голоценовые низкая и высокая поймы и поздне-

¹ У А.В.Кожевникова [1962] – VIII.

² У А.В.Кожевникова [1962] – VI.

³ А.В.Кожевников [1962] в позднем плейстоцене вместо двух террас выделяет не менее четырех, что может свидетельствовать о локальном расщеплении стадийных террас в областях поднятий. Наша I терраса соответствует его II, высокая пойма – I. Им закартировано много локальных террас и террас врезания, обусловленных несколькими стадиями отступления последнего оледенения.

плейстоценовые четыре террасы, по Пятигорскую включительно (см. табл. 9). Это, однако, не мешает оценить неравномерность скоростей неотектонических движений разных участков Кавказа, о чем было сказано выше и как будет видно из дальнейшего изложения. Поэтому остановимся на описании террас долин Восточного Кавказа, впадающих в Каспийское море.

Одной из самых крупных из них является долина Терека. Поверхности его высокой поймы, I и II террас (высотой соответственно 2–2,5 и 5–6 м) сопрягаются с новокаспийской, позднехвалынской и раннехвалынской морскими аккумулятивными равнинами Прикаспийской низменности, что определяет возраст этих террас. Выше хорошо прослеживаются две террасы (III и IV) высотой 8–12 и 18–20 м над руслом, относимые П.В.Федоровым [1957а, б] к поздней и раннехазарскому времени. Эти четыре террасы развиты как в пределах Терского прогиба, так и высокогорной части Кавказа. Более высокие террасовые уровни прослеживаются значительно хуже. Лишь в Эльхотовских воротах, где Терек пересекает молодое поднятие, на высоте 60–70 м над руслом сохранились уступы эрозионных террас, по-видимому, раннеплейстоценового возраста (см. табл. 9)¹.

Более благоприятной для изучения террас является долина Сулака, поэтому она издавна привлекала внимание исследователей [Голубятников, 1937; Федоров, 1957а, б, 1961; Лилиенберг, 1961а; и др.]. Однако, на наш взгляд, лишь А.В.Кожевникову [1964] и М.Ю.Никитину [1979] удалось достаточно надежно обосновать возраст террас этой долины, связав их с трансгрессивно-регрессивными циклами Каспийского моря.

Высокая пойма Сулака (высотой 1,5–2 м) прослежена нами до сопряжения с новокаспийской морской равниной, I и II речные террасы (с относительными высотами соответственно 2,5–3 и 6–9 м) — до сопряжения с двумя уровнями позднехвалынской трансгрессии (0÷–2 и –16 м; см. табл. 9). III и IV террасы (высотой в нижнем течении 20 и 45–48 м) отражают два длительно существовавших уровня раннехвалынского бассейна на отметках 20–25 и 45–48 м, доказанных фаунистически [Федоров, 1957б]. V терраса (высотой 65–70 м у аула Бавтугай) отвечает, по-видимому, позднехазарской трансгрессии, морская терраса которой перекрыта отложениями более обширной раннехвалынской трансгрессии. Две широко распространенные цикловые террасы Сулака (VI и VII), имеющие у аула Бавтугай высоту 110 и 150 м, вероятно, следует относить к двум фазам раннехазарской среднеплейстоценовой трансгрессии, а VIII (190-метровую) — к урунджикской раннеплейстоценовой трансгрессии, так как выше них располагается IX (200–210-метровая) терраса, бакинский возраст которой доказан П.В.Федоровым [1957б]. Выше IX террасы на относительной высоте около 350 м в долине Сулака располагаются останцы, видимо, уже эоплейстоценового возраста, коррелируемые с апшеронской трансгрессией Каспия. Вверх по течению Сулака и его притоку, Казикумухскому Койсу, террасы прослежены М.Ю.Никитиным [1979].

Террасы долин Северо-Восточного Кавказа (Шура-озени, Манас-озени, Уллучая, Рубасчая и Гюльгеричая) были подробно изучены Д.А.Лилиенбергом [1961а, б]. Их детальное картирование и увязка с морскими датированными террасами каспийского побережья позволили нам дать несколько иную, чем раньше, интерпретацию возраста речных террас (см. табл. 9). Высокая пойма (1–2 м) образовалась во время максимального уровня новокаспийской трансгрессии Каспия; I и II террасы (высотой 3–5 и 6–8, местами до 12 м) — по-видимому, во время кумской (–2 м) и сартасской (–16 м) стадий позднехвалынской трансгрессии; III и IV террасы (высотой соответственно от 15–20 до 25 и от 30–40 до 50 м) — во время буйнакской (+ 22 м) и максимальной (+ 47 м) стадий раннехвалынского бассейна; V терраса (высотой от 60–75 до 100 м) связывается с позднехазарской трансгрессией; VI и VII террасы (высотой соответственно от 85–90 до 110–120 и от 110–120 до 150 м) — с ранней и поздней нижнехазарскими трансгрессиями. VIII терраса (высотой от 140–165 до 220 м) датируется как позднеба-

¹ С.И.Дотдугев [1975] насчитывает большее количество террас в долине Терека, однако возраст их не может быть установлен достоверно.

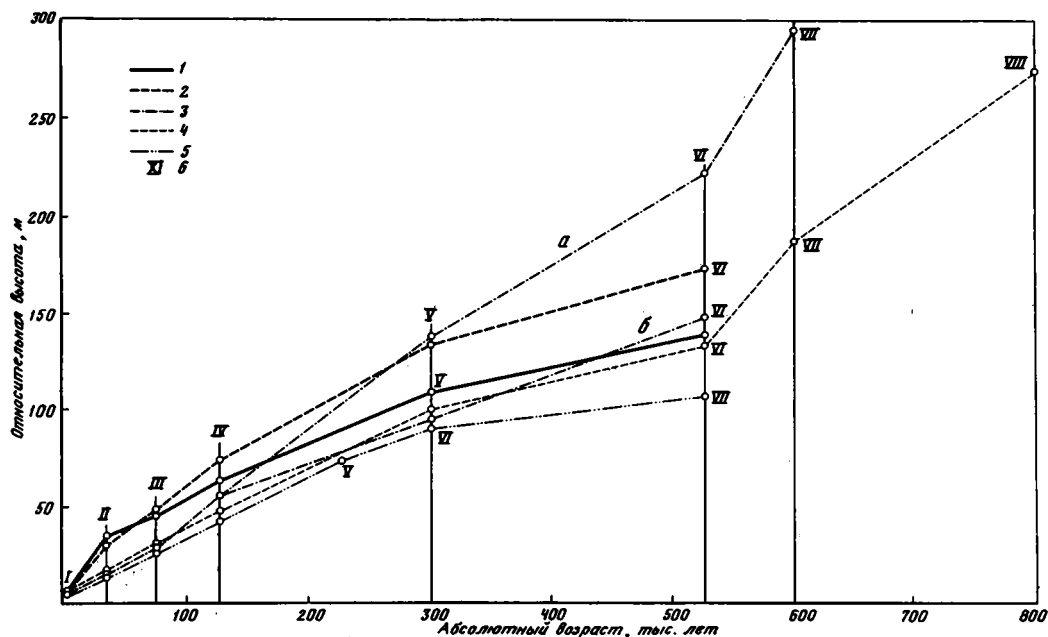


Рис. 20. Зависимость относительных высот террас над руслами рек Черноморского бассейна Большого Кавказа от их возраста

1 — р. Кодори; 2 — р. Ингури; 3 — р. Риони (на схеме: а — в верхнем течении, б — в нижнем течении); 4 — р. Кубань; 5 — реки Бзыбь, Мзымта, Пшада и др.; 6 — условный номер террасы

кинская (или урунджикско-позднебакинская). Выше располагаются несколько ярусов рельефа: на абсолютной высоте 300–400 м, по-видимому, раннебакинский, на высоте 500–700 м — апшеронский.

В долине Самура Д.А.Лилиенберг [1961а] выделил террасы: I — 1–2, II — 3–5, III — 7–12, IV — 18–20, V — 25–30, VI — 55–60, VII — 70–80, VIII — 120–125, IX — 145–150, X — 160–180 м. П.В.Федоров еще в 1957 г. обосновал новокаспийский возраст 1–2-метровой террасы (по нашим данным, высокой поймы) (см. табл. 9), позднехвалынский возраст I (3–5-метровой) террасы, раннехазарский возраст VI (70–80-метровой) и VII (110–120-метровой) террас. Тогда логично III (18–20-метровую) и IV (25–30-метровую) террасы сопоставить с раннехвалынской трансгрессией Каспия, V (55–60-метровую) террасу — с позднехазарской трансгрессией, а VIII (145–150-метровую) и IX (160–180-метровую) — с поздней и раннебакинской трансгрессиями. Выше, на абсолютных отметках 1000–1100 м, располагается уже апшеронский ярус рельефа, имеющий на участках воздымания, по-видимому, и значительно большие высоты.

Речные террасы долин Юго-Восточного Кавказа изучались В.Е.Хаиным и В.А.Гроссгеймом [1953], Б.А.Будаговым [1956, 1957, 1959, 1969], Н.Ш.Шириновым и Д.А.Лилиенбергом [1960; Лилиенберг, 1961а; Ширинов, 1957, 1964, 1965а,б;] Н.В.Думитрашко и др., [1961]. Их высоты, возраст и наиболее вероятная корреляция друг с другом, а также с трансгрессиями и регрессиями Каспийского моря отражены в табл. 9.

Анализ разреза новейших отложений и изменения гипсометрии речных террас в долинах Черноморского и Каспийского бассейнов Большого Кавказа во времени (рис. 20, 21) свидетельствует об усилении тектонических движений Кавказа в конце эоплейстоцена — первой половине раннего плейстоцена, восточной части Большого Кавказа — в первой половине среднего плейстоцена, западной части Большого Кавказа — во второй его половине, а всего региона в целом — в позднем плейстоцене и голоцене.

Изучение террас некоторых речных долин Малого Кавказа позволяет провести подобный анализ характера движений и для него. Н.Ш.Ширинов [1964] указывает следующий

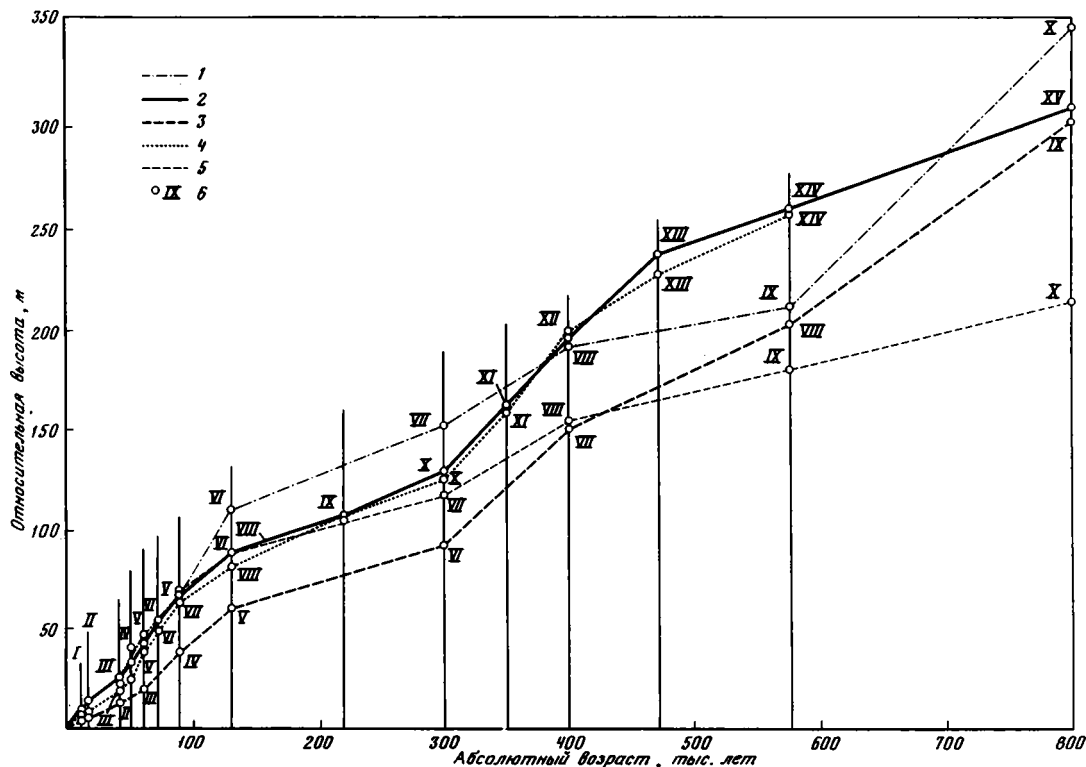


Рис. 21. Зависимость относительных высот террас над руслами рек Каспийского бассейна Большого Кавказа от их возраста

1 — р. Сулак; 2 — р. Кусарчай; 3 — р. Кума с Подкумком; 4 — р. Пирсагат; 5 — реки Шура-озень, Минас-озень, Уллучай, Рубасчай, Гюльгеричай; 6 — условный номер террасы

возраст для террас в долине р. Тертер: I (2 м) и II (6 м) — новокаспийские; III (10–12 м) — позднехвалынская; IV (18–22 м) и V (30–35 м) — раннехвалынские; VI (40–45 м) — позднехазарская; VII (55–65 м), VIII (80–85 м), IX (110–115 м) и X (140–160 м) — раннехазарские; XI (180–200 м) и XII (240–260 м) — бакинские; XIII (более 300 м) — апшеронская. Близкие высоты террас для других рек Малого Кавказа приводит Н.В.Думитрашко [1958]: I (1,5–3 м), II (5–10 м) — новокаспийские; III (15–17 м) — по-видимому, позднехвалынская; IV (25–35 м) и V (40–50 м) — раннехвалынские; VI (60–80 м) — по-видимому, позднехазарская; VII (100–140 м), VIII (190–200 м) — раннехазарские; IX (240–260 м) — бакинская.

Из графика зависимости относительных высот террас р. Тертер и других долин Малого Кавказа (рис. 22) от их абсолютного возраста вытекает, что в конце эоплейстоцена — начале раннего плейстоцена абсолютная величина поднятия Малого Кавказа значительно превышала таковую для западной части Большого Кавказа и была близка к величине, характерной для восточной его части. Со второй половины среднего плейстоцена поднятие Малого Кавказа стало отставать от поднятия обеих частей Большого Кавказа. Этапы усиления темпов поднятия Малого Кавказа приходятся на первую половину среднего плейстоцена и поздний плейстоцен с голоценом.

Проанализировав гипсометрию датированных морских террас черноморского побережья северо-западной части Большого Кавказа и каспийского побережья его юго-восточной части, а также Малого Кавказа, можно выявить различия в характере неотектонических движений периклиналей Большого и Малого Кавказа в плейстоцене. П.В.Федоров [1963, 1969] указывает на следующее среднее положение черноморских террас,

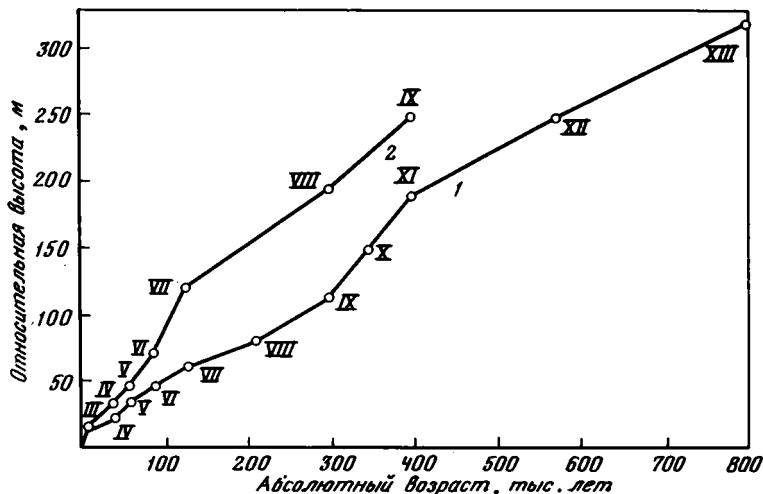


Рис. 22. Зависимость относительных высот террас над руслом р. Тертер (1) и других долин (2) Малого Кавказа от их возраста. Римские цифры – условные номера террас

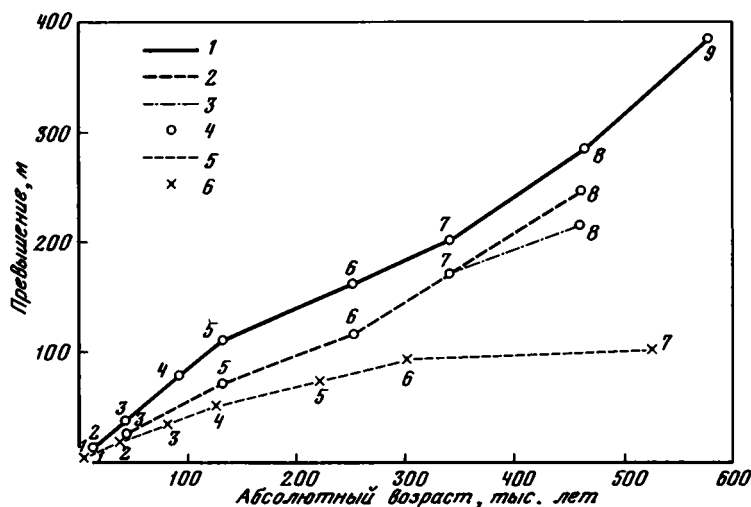


Рис. 23. Зависимость превышения морских террас над уровнями соответствующих им по времени морских бассейнов от возраста

Каспийское побережье: 1 – осевая часть Главного Кавказского хребта; 2 – северные и южные склоны Большого Кавказа; 3 – Малый Кавказ; 4 – морские террасы: 1 – новокаспийская, 2 – позднечвалынская, 3 – раннехвалынская, 4 – позднечвалынская, 5 – позднечвалынская, 6 – средняя раннехазарская, 7 – ранняя раннехазарская, 8 – позднечвалынская, 9 – раннехвалынская. Черноморское побережье: 5 – участки максимальных поднятий Северо-Западного Кавказа; 6 – морские террасы: 1 – новочерноморская, 2 – сурожская, 3 – карангатская, 4 – узунларская, 5 – позднечвалынская, 6 – палеоузунларо-раннедревнехвалынская, 7 – позднечвалынская

формировавшихся ранее на уровне моря, близком к современному: нимфейская – 2 м, новочерноморская – 5 м, позднечвалынская (сурожская) – 12–14 м, раннекарангатская – 22–25 м, узунларская – 35–37 м, позднечвалынская – 42–44 м, палеоузунларская – 48–50 м, раннедревнехвалынская – 60–65 м, позднечвалынская 95–105 м. Б.А.Островский [1968а, б; Островский, Измайлов, Щеглов и др., 1977] описывает деформации черноморских террас и приводит гипсометрический спектр, отражающий ступенчатое увеличение их высоты с северо-запада (от Геленджика) на юго-восток

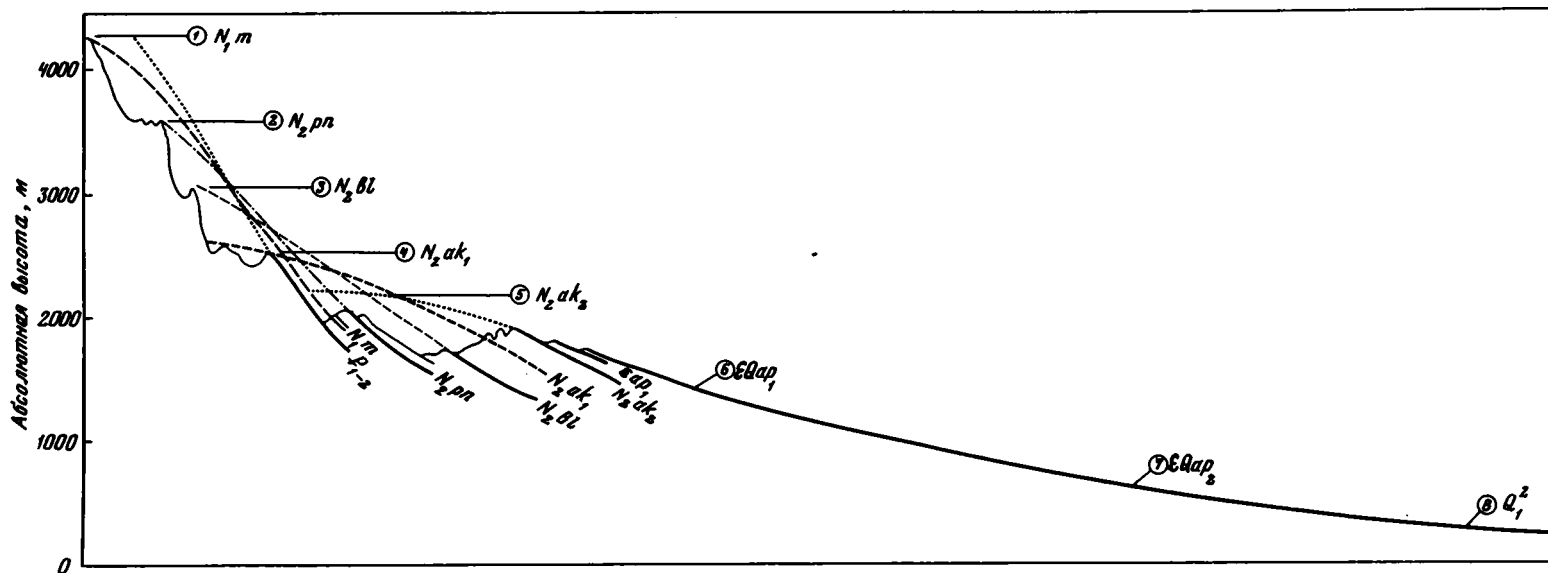


Рис. 24. Схема сопоставления поверхностей выравнивания Юго-Восточного Кавказа с коррелятными толщами

Поверхности выравнивания и их возраст: 1 – Шахдагская ($N_1 m$ – меотис); 2 – Шахьюртская ($N_2 pn$ – понт); 3 – Салаватская ($N_2 bl$ – балахан); 4 – Ковдагская ($N_2 ak_1$ – ранний акчагыл); 5 – Дибрарская ($N_2 ak_2$ – поздний акчагыл); 6 – Чухурьюртская ($EQar_1$ – ранний апшерон); 7 – Шемахинская ($EQar_2$ – Q_1 – поздний апшерон – раннее баку); 8 – Кобыстанская (Q_1^2 – позднее баку, урунджик)

(до Сочи). При этом установленные им максимальные высоты морских террас достигают: нимфейской — 2,5 м, новочерноморской — 6–7 м, сурожской — 20 м, карангатской — 36 м, ашейской (узунарской?) — 47–55 м, пшадской (позднедревнеэвксинской?) — 75 м, шапсуг-древнеэвксинской (палеоузунар-раннедревнеэвксинской?) — 90–100 м, позднечаудинской — 105–140 м.

На каспийском берегу Юго-Восточного Кавказа максимальное положение раннебакинской террасы (385 м) отмечено Б.А.Будаговым (1973) на горе Кармаусту. Дислоцированность более молодых береговых линий описана П.В.Федоровым [19576]. Позднебакинская морская терраса, по его данным, имеет в Дагестане высоту 250 м¹ (или 217 м над уровнем верхнебакинского моря²), в Северном Азербайджане — 320 м (287 м), на хребте Большой Харами — 280 м (247 м). На близких отметках находится позднебакинская терраса в Талышском хребте и на Малом Кавказе — 280–300 м (или 247–267 м). В Терско-Кумском прогибе и на Куринской низменности бакинские отложения погружены до –200 ÷ –300 м. Таким образом, размах деформаций позднебакинского уровня достигает 600 м.

Раннехазарские морские террасы (их три) изменяются по высоте от 200, 150 и 110 м над современным уровнем Каспия (или 172, 117 и 72 м над уровнями стадий раннехазарского моря³) в Дагестане до 230 (202), 190 (163) и 150 (112) м на Апшеронском полуострове⁴ и снова до 200 (172), 150 (117) и 110 (72) м в азербайджанских предгорьях. На Талышском хребте Малого Кавказа они располагаются на тех же отметках, что в Дагестане и Азербайджане: 200 (172), 150 (117) и 110 (72) м. В депрессиях же они опущены до –100 ÷ –200 м, т.е. имеют амплитуду 480–500 м.

Позднехазарская морская терраса Каспия в большинстве случаев перекрыта позднехвалынскими осадками. Однако П.В.Федоров [19576] указывает на возможность воздымания ее в осевой части Главного Кавказского хребта до 80 м. Наибольшая амплитуда деформаций этого уровня с учетом областей прогибания немногим превышает 100 м. Самая высокая из найденных раннехвалынских террас располагается, по данным П.В.Федорова [19576], в осевой части Главного Кавказского хребта на высоте 90 м над современным уровнем Каспия, т.е. на 15 м выше ее максимального уровня и на 40 м выше буйнакского (22-метрового) уровня. Наивысшая позднехвалынская терраса Каспия найдена на Апшеронском полуострове на относительной высоте 37 м, т.е. на 9–11 м выше уровня этого бассейна. Деформации новокаспийских террас на этом же участке каспийского побережья Кавказа достигают 3 м, а на о-ве Артема — 6 м.

Превышение морских террас над уровнями соответствующих им морских бассейнов и положение кровли разновозрастных с ними отложений отражают абсолютную величину неотектонических деформаций (поднятия и прогибания) за определенные отрезки времени. На рис. 23 показаны величины поднятий периклиналей Северо-Западного, Юго-Восточного и Малого Кавказа в плейстоцене. Из рисунка видно, что в раннем плейстоцене величина поднятия осевой части юго-восточной периклинали Главного Кавказского хребта на каспийском побережье в 3 раза, а юго-восточной части Малого Кавказа — в 2,5 раза превышали величину поднятия Северо-Западного Кавказа, в среднем плейстоцене — соответственно в 2 и 1,5 раза, а в позднем — в 1,5 и 1,2 раза. Скорость неотектонических поднятий юго-восточной, северо-западной периклиналей Большого Кавказа и юго-восточного окончания Малого Кавказа в течение плейстоцена имела тенденцию к нарастанию. Однако на этом фоне можно выделить периоды больших и меньших скоростей абсолютных поднятий. Так, увеличение интенсивности воздымания юго-восточной периклинали Большого Кавказа отмечается в первой половине раннего плейстоцена, в позднем плейстоцене и голоцене. Северо-Западный Кавказ особенно интенсивно поднимался в позднем плейстоцене.

¹ Над современным уровнем Каспия (–28 м).

² По данным Г.И.Рычагова [1977], уровень верхнебакинского моря достигал + 15 м.

³ Эти уровни составляли 0, + 5 и + 10 м (по Г.И.Рычагову).

⁴ Взяты данные Н.Ш.Ширинова [19656].

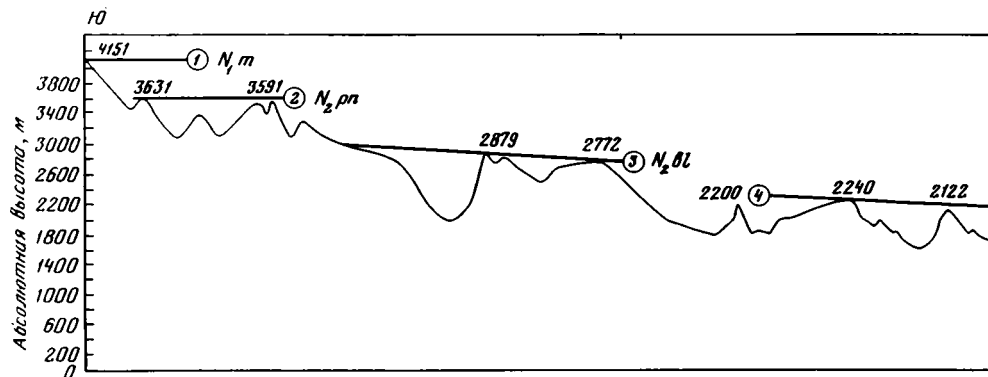


Рис. 25. Ярусность рельефа Юго-Восточного Кавказа

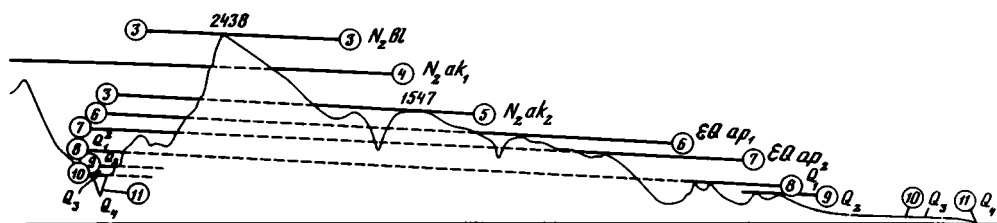
Поверхности выравнивания и их возраст: 1–8 – см. на рис. 24; 9 – Q_3 – средний плейстоцен; 10 – Q_2 – поздний плейстоцен; 11 – Q_4 – голоцен

Разработанная детальная стратификация речных террас Большого и Малого Кавказа позволяет по-новому подойти к оценке возраста более высоких ярусов рельефа, останцов поверхностей выравнивания (ПВ) и вершинных поверхностей Кавказа.

Наиболее хорошей сохранностью ПВ отличается юго-восточная часть Большого Кавказа. Работами многих исследователей [Хаин, Гроссгейм, 1953; Лилиенберг, 1958, 1959; Будагов, 1957, 1964, 1966, 1969, 1973; Думитрашко и др., 1961; Ширинов, 1964, 1965а; Поверхности выравнивания..., 1973], в том числе и нами, здесь установлены следующие ПВ: Кобыстанская (300–500 м), Шемахинская (600–900), Чухурьюртская

Таблица 10
Корреляция и возраст высоких ярусов рельефа Большого и Малого Кавказа

Стратиграфическая шкала		Трансгрессии Каспийского моря с учетом данным различных авторов (см. табл. 4)	Юго-восточная часть Большого Кавказа		
			Поверхность выравнивания	Абсолютная высота, м	
Плейстоцен	Ранний	Урунджикская и позднебакинская	Кобыстанская	300–500	
	Поздний	Позднеапшеронская	Шемахинская	600–900	
Эоплейстоцен	Ранний	Раннеапшеронская	Чухурьюртская	1000–1600	
	Плиоцен	Поздний	Позднеакчагыльская	Дибрарская	1900–2200
Раннеакчагыльская			Ковдагская	2200–2600	
Ранний		Балаханский бассейн	Салаватская	2800–3100	
		Понтическая	Шахьюртская	3300–3600	
Мiocен	Поздний	Меотическая	Шахдагская	4000–4500	



(от 1000–1300 до 1600), Дибрарская (1900–2200), Ковдагская (2200–2600), Салаватская (2800–3100), Шахюртская (3300–3600), Шахдагская (4000–4500 м). Эти поверхности прекрасно закартированы на Геоморфологической карте Кавказа [1979]. Однако возраст их интерпретируется нами несколько иначе.

Кобыстанская ПВ почти повсеместно сочленяется с позднебакинско-урунджикскими морскими террасами Каспия и поэтому датируется второй половиной раннего плейстоцена, Чухурьютская ПВ в бассейне Самура (Кусаро-Дивичинском прогибе) совпадает с кровлей апшеронских осадков, отложившихся, по-видимому, во время более обширной раннеапшеронской трансгрессии (рис. 24). Тогда более низкая Шемахинская ПВ будет иметь, видимо, позднеапшеронский возраст. Это подтверждается тем, что в Аджинурских предгорьях Шемахинскую ПВ с несогласием перекрывают галечники средне-

Юго-восточная часть Малого Кавказа		Талышский хребет	
Поверхность выравнивания	Абсолютная высота, м	Поверхность выравнивания	Абсолютная высота, м
Инджачайская	300–500		300–500
Нафаланская	600–900		500–800
Чардахлинская	1100–1400	Ярдымлинская	900–1000
Тертерская	1600–1800	Лерикская	1100–1200
Мыхтоянская	2000–2200	Чайрудская	1500–1800
Севанская	2400–2800	Кызюрдинская	2000–2300
Агдаг-Сузузлукская	2800–3100	Кемюркейская	2400–2500
Гиналдагская	3200–3500	—	—

плейстоценового возраста. Наиболее обширная Ковдагская ПВ сформировалась, по-видимому, во время наиболее обширной раннеакчагыльской трансгрессии. Тогда Дибарская ПВ будет иметь позднеакчагыльский возраст. Кровля продуктивных отложений в этом случае коррелируется с Салаватской ПВ, а понтических – с Шахьюртской. Наиболее высокая Шахдагская ПВ, срезающая вершины пиков Главного Кавказского хребта, не может быть древнее конца миоцена и, вероятнее всего, образовалась во время меотической трансгрессии, так как срезает сарматские осадки, слагающие ядро синклиальной складки на горе Шахдаг. Аналогичная ярусность рельефа прослеживается и на другом профиле Юго-Восточного Кавказа (рис. 25).

На Малом Кавказе благодаря исследованиям ряда авторов [Думитрашко, 1958; Мусейбов, 1962; Антонов, 1961, 1966; Широков, 1964, 1965а; Гаджиев, 1966; Абасов, 1966; Геология СССР, 1970; Будагов, 1973] сейчас выделяются, так же как и на Юго-Восточном Кавказе, восемь ПВ: Инджахайская (300–500 м), Нафталанская (600–900), Чардахлинская (1100–1400), Тертерская (1600–1800), Мыхтокаянская (2000–2200), Севанская (2400–2800), Агдаг-Сузузлукская (2800–3100), Гиналдагская (3200–3500 м).

Б.А. Антонов [1964] считает, что в Талышском хребте над закартированными нами двумя ярусами рельефа (300–500 и 500–800 м) развиты следующие ПВ: Ярдымлинская (900–1000 м), Лерикская (1100–1200), Чайрудская (1500–1800), Кызыурдинская (2000–2300), Кемюркейская (2400–2500 м).

На наш взгляд, сейчас нет основания считать, что ярусность рельефа Малого Кавказа имеет какие-то иные возрастные рубежи по сравнению с поверхностями выравнивания Юго-Восточного Кавказа. Трансгрессивно-регрессивные циклы Каспийского моря одновременно в пределах как Большого, так и Малого Кавказа создавали условия планировки рельефа или расчленения его эрозионными врезами. Временная корреляция поверхностей выравнивания юго-восточной части Большого Кавказа, Малого Кавказа и Талышского хребта, по нашему мнению, может быть представлена так, как показано в табл. 10.

Это доказывается тем, что Инджахайская ПВ Малого Кавказа и самая низкая ПВ Талышского хребта располагаются выше среднечетвертичных террас, срезают акчагыльские, а иногда и апшеронские отложения и перекрываются галечниками, по-видимому, раннеплейстоценового времени [Абасов, 1966]. Нафталанская ПВ имеет своим субстратом наadakчагыльские галечники [Антипов, 1966] и поэтому коррелируется с позднеапшеронско-раннеплейстоценовой Шемахинской ПВ Большого Кавказа. Чардахлинская и Ярдымлинская ПВ имеют аллювиальный галечный покров, являющийся в районе Советашенской "террасы" результатом размыва среднеплиоценовой вохчабердской толщи. Это свидетельствует об их более молодом возрасте, скорее всего эоплейстоценовом, так как две более высокие ПВ Малого Кавказа – Тертерская и Мыхтокаянская – датируются как акчагыльские: первая – на основании налегания на нее позднеплиоценовой герюсинской вулканогенной толщи [Думитрашко, 1958], вторая – на основании того, что она срезает вохчабердскую и гюдерскую среднеплиоценовые вулканогенные свиты и перекрывается долеритовыми базальтами акчагыльского возраста [Асланян, 1950]. На Талыше, по-видимому, им синхронны Лерикская и Чайрудская ПВ. Севанская ПВ Малого Кавказа врезана в раннеплиоценовые лавы [Антонов, 1961] и на этом основании может быть отнесена ко второй половине раннего плиоцена. Во время понтической и меотической трансгрессий конца миоцена – начала плиоцена сформировались, по-видимому, две наиболее высокие ПВ Малого Кавказа: Агдаг-Сузузлукская и Гиналдагская. Это подтверждается тем, что более древняя среднемиоцен-раннесарматская ПВ Малого Кавказа погребена под мощными эффузивными толщами и не сохранилась в современном рельефе [Бальян, 1973]. В районе Талыша наиболее древняя, меотическая ПВ, по-видимому, отсутствует, и Кызыурдинская и Кемюркейская ПВ относятся к первой половине плиоцена [Антонов, 1964].

На основании корреляции высоких ярусов рельефа Большого и Малого Кавказа, а также анализа гипсометрии разновозрастных ПВ можно подойти к вопросу о характере

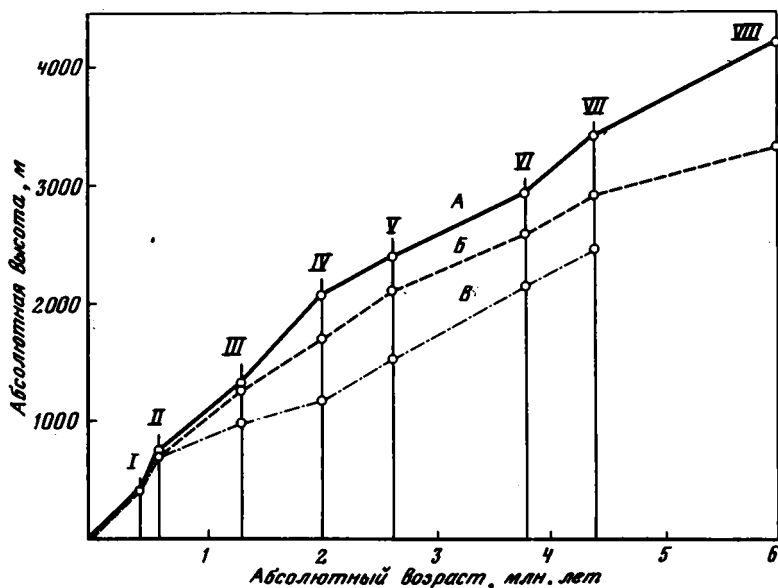


Рис. 26. Зависимость абсолютных высот поверхностей выравнивания и ярусов рельефа юго-восточной части Большого Кавказа (А), Малого Кавказа (Б) и Талышского хребта (В) от их возраста

и соотношении скоростей тектонических движений этих двух регионов за последние 5–7 млн. лет. График изменения абсолютных высот ПВ юго-восточной части Большого Кавказа, а также Малого Кавказа и Талышского хребта во времени (рис. 26) свидетельствует о том, что максимальные темпы поднятия в плиоцен-плейстоцене характерны для Большого Кавказа, минимальные — для Талышского хребта. Средняя скорость тектонических движений за последние 6 млн. лет для юго-восточной части Большого Кавказа составляет 0,75 мм/год, для Малого Кавказа — 0,58 мм/год, а для Талышского хребта (за последние 4,4 млн. лет) — 0,5 мм/год. Средняя скорость воздымания в плейстоцене увеличивается для юго-восточной части Большого Кавказа до 1,5 мм/год, для Талыша — до 1,3 мм/год. Этапы усиления восходящих тектонических движений отмечаются во второй половине раннего плиоцена, во второй половине и конце позднего плиоцена, раннем эоплейстоцене и особенно в плейстоцене, начиная со второй половины его нижнего отдела. Примечательно, что они отражены в характере новейших отложений Кавказа.

Итак, этапы усиления тектонической активности на Кавказе приходятся на: 1) конец олигоцена — ранний миоцен, 2) вторую половину позднего миоцена — начало раннего плиоцена, 3) вторую половину раннего плиоцена, 4) вторую половину позднего плиоцена, 5) первую половину эоплейстоцена, 6) вторую половину раннего плейстоцена, 7) средний, поздний плейстоцен и голоцен.

Интересно сопоставить эти этапы с моментами проявления вулканизма на Кавказе. Е.Е.Милановский [1956, 1961, 1973] выделяет несколько общих для Большого и Малого Кавказа стадий усиления магматической деятельности:

1) миоплейстоценовую, соответствующую второй половине позднего миоцена — началу раннего плейстоцена, которая подразделяется на две фазы: сарматскую и меотиспонтическую;

2) верхнеплиоценовую, охватывающую и эоплейстоцен;

3) плейстоценовую (уступающую по интенсивности верхнеплиоценовой), которая

распадается на ряд фаз: нижнеплейстоценовую (последнеднниковую), среднесплеистоценовую, совпадающую с максимумом оледенения, и верхнеплейстоценовую, ограниченную его первой половиной;

4) голоценовую.

Так или иначе эти стадии проявляются во всех районах Большого и Малого Кавказа [Короновский, 1964, 1966; Кулиев, 1966; Милановский, Короновский, 1960, 1969; Позднеорогенный . . . , 1971; и др.]. В самых общих чертах усиление вулканической деятельности Кавказа совпадает с этапами усиления тектонической активности региона, этапами воздымания.

КОПЕТДАГ

Копетдаг является следующим к востоку от Кавказа сегментом Альпийско-Центрально-азиатского складчатого пояса в пределах СССР. Это горное, высотой до 3000 м, сложно построенное складчатое сооружение, представляющее собой северную ветвь Туркмено-Хорасанских гор, располагающихся уже на территории Ирана. Передовой, наиболее скалистый хребт Копетдага, сопрягающийся на севере с Предкопетдагским краевым прогибом, вытянут в запад-северо-западном направлении более чем на 500 км. За ним располагается система среднегорных, сильно расчлененных хребтов — складок запад-северо-западного и субширотного простирания. В районе северо-западного окончания Копетдага появляются хребты и гряды юго-западной ориентировки. Такое же направление имеет и изолированный от Копетдага невысокий (770 м) хребт Малый Балхан. Структурным продолжением Копетдага на северо-запад служат также массив Большой Балхан высотой до 1880 м и горы Кубадаг на юге Краснодарского полуострова.

Копетдаг образовался в результате новейших неоген-четвертичных тектонических движений, под действием которых юрские, меловые и палеогеновые отложения оказались высокоподнятыми, смятыми в складки и раздробленными многочисленными разрывами. Важнейшим из них является почти прямолинейный Главный Копетдагский тектонический шов запад-северо-западной ориентировки, представляющий собой правосторонний сдвиг со значительной взбросовой составляющей, располагающийся на границе копетдагского складчатого сооружения с предгорным прогибом.

Новейшая структура Копетдага детально описана в ряде работ [Резанов, 1959; Расцветаев, 1971; Копп, 1971; Геология СССР, т. 22, 1972; и др.]. Поэтому нет смысла приводить этот материал повторно. Кинематическая характеристика молодых разрывов подробно разработана Л.М. Расцветаевым [1972]. Субширотные разрывы охарактеризованы им как взбросы и надвиги, северо-западные — как правосторонние сдвиги, а северо-восточные — как левосторонние. Существенную роль играют взбросо-сдвиги и сдвиги-надвиги запад-северо-западного простирания. Все это свидетельствует о субмеридиональном сжатии в новейшем поле напряжений, которое подтверждается и позднеплейстоцен-голоценовыми подвижками по разрывам [Расцветаев, Трифионов, 1965; Трифионов, 1972, 1974, 1976а, 1977а, 1980].

Становление Копетдага, Большого и Малого Балхана как горных сооружений началось в олигоцене. В это время, а также в раннем миоцене происходило накопление нижнемолассовой формации — тонкообломочных прибрежно-морских осадков нижнего и верхнего майкопа значительной мощности — узекдагского и гяурского комплексов (по Л.М. Расцветаеву [1969, 1971]). В этих отложениях, в актепирской свите, впервые появляется хорошо окатанная галька меловых пород, что свидетельствует о начале воздымания и возникновения континентального режима в осевых частях будущего горного сооружения. Повсеместный размыв и азимутальное несогласие в основании гяурского комплекса являются отголоском тектонических движений, охвативших в это время внутренние районы Копетдага.

В среднем — начале верхнего миоцена в Западном Копетдаге отлагались преимущественно морские осадки тортонского и ранне-среднесарматского ярусов мощностью 800—900 м, представленных глинами, песчаниками, известняками, конгломератами и другими породами (нижняя часть келятского комплекса, по Л.М. Расцветаеву [1971]).

Вверх по разрезу они постепенно переходят в толщу кирпично-красных глин, песчаников и конгломератов надсарматской серии (по И.А. Резанову [1959]) или диоджинской свиты (келатского комплекса) (по Л.М. Расцветаеву [1969, 1971]), по-видимому, средне-верхнесармат-меотического возраста. Мощность их 300–600 м.

В предгорьях Центрального и Восточного Копетдага среднемиоценовые и позднмиоценовые отложения частично или целиком замещаются континентальными породами карагауданской, калининской и халакской свит. В них вверх по разрезу заметно возрастает относительная роль более крупного материала и появляются обломки все более древних пород мелового возраста.

Морские понтические отложения раннего плиоцена распространены лишь на Западно-Туркменской низменности (бурением вскрыты известковистые глины мощностью около 250 м). Их континентальными аналогами в Копетдаге условно считают дурунскую свиту боядагского комплекса (по Л.М. Расцветаеву [1969, 1971]), представленную суглинками и конгломератами мощностью до 300 м.

В Западной Туркмении выше залегают континентальные песчано-глинистые отложения красноцветной свиты мощностью до 2500 м, коррелируемые с осадками продуктивной толщи Восточного Закавказья. Море в этот период занимало наименьшую площадь. В Копетдаге этому времени соответствуют отложения конгломератов, известных под названием подакчагыльской свиты¹. Они развиты и на Малом Балхане. Мощность их 100–540 м.

Позднеплиоценовые отложения в Западном Копетдаге, Большом и Малом Балхане и на Красноводском полуострове представлены отложениями акчагыльской трансгрессии, с несогласием лежащими на различные породы – от мела до неогена включительно. В них выделяются: глинистая толща первой трансгрессии акчагыльского бассейна, пестрые, более грубые разности регрессивной фазы бассейна, карбонатные глины второй трансгрессии и плохо сортированные пески, песчанистые алевролиты и конгломераты второй регрессии [Трубин, 1974]. Регрессии, вероятно, связаны с активизацией тектонических движений, отразившейся также в локальных угловых несогласиях между первой и второй толщами. В области северных предгорий верхние горизонты второго регрессивного цикла с запада на восток постепенно, вплоть до подошвы этой толщи, замещаются континентальными отложениями аджидеринской свиты [Трубин, 1977]. В Центральном и Восточном Копетдаге акчагыльским морским осадкам соответствуют песчано-конгломератовые континентальные толщи, в подошве которых везде отмечается региональное угловое несогласие. Они выделены под названием кельтычинарской и душакской свит арчманского комплекса [Бирман, Расцветаев, 1967, 1971; Расцветаев, 1969, 1971, 1972].

Эоплейстоценовые отложения на западе региона представлены морскими апшеронскими толщами, глинами и песками, хаарктеризующимися цикличностью, аналогичной акчагыльским осадкам [Гуракий, Трубин, 1973а, б, 1977, 1980]. В большинстве случаев на территории Западно-Туркменской низменности они залегают без следов прерыва на акчагыльских осадках. Однако в Западном Копетдаге удается констатировать их несогласное наложение на размытую поверхность акчагыльских и более древних пород [Федоров, 1946; Попов, 1967; Ятченко, 1967; Копп, 1970, 1971]. В горах апшеронским морским осадкам соответствуют конгломерато-брекчии, галечники и суглинки илантинской, ашхабадской и келатчакской свит казанджикского комплекса (по Л.М. Расцветаеву [1971]), причем верхние их горизонты, по-видимому, уже соответствуют раннему плейстоцену. Мощность этих отложений не превышает 70–150 м.

Плейстоценовые отложения на территории Западно-Туркменской низменности представлены, так же как на Кавказе, бакинскими, урунджикскими, ранне- и позднехазарскими, ранне- и позднехвалынскими, новокаспийскими морскими отложениями [Федоров, 1957, 1959] (см. табл. 4). В горах им соответствуют континентальные отложения древних пролювиальных равнин и речных террас.

¹ Торонглинская свита арчманского комплекса (по Л.М. Расцветаеву [1971]).

Т а б л и ц а 11
Возраст речных террас и ярусов рельефа Копетдага

Стратиграфическая шкала		Трансгрессии Каспийского моря, по данным авторов (см. табл. 4)	Условные номера, названия и высоты террас (относительные) и ярусов рельефа (абсолютные), м			Абсолютный возраст, тыс. лет	
			Западно-Туркменская низменность	Западный Копетдаг	Центральный Копетдаг		
Голоцен			Береговой уступ	Русла рек	Русла рек	10	
		Новокаспийская	Чалоянская дельта	Пойма	Пойма		
Плейстоцен	Верхний	Позднехвалынская (-16 м)	Улыкурукская дельта	I, 2-3	I, 3-5	40	
		Позднехвалынская (-2 м)	Караджабатырская дельта	II, 5			
		Раннехвалынская (+22 м)	Геокчинская дельта	III, 10	II, 12-14	90	
		Раннехвалынская (+47 м)	Мессерианская дельта	IV, 12			
		Позднехазарская	Мешхедская дельта	V, 20	III, 18-27	130	
	Средний	Поздняя раннехазарская		VI, 30	IV, 45-65	300	
		Ранняя раннехазарская		VII, 40	V, 75-80	400	
	Нижний	Урунджикская, позднебакинская и раннебакинская		VIII Ходжакалинский, 250-550	VI, 160-180	800	
	Эоплейстоцен		Апшеронская		IX Карагёзский, 700-900	VII Караульский, 700-900	1800
	Плиоцен	Верхний	Акчагыльская		X Коштамырский, 1000-1500		3300
Нижний		Понтическая		XI Карасурский, 1700-2000		5500	
Миоцен		Тортон-ранне-среднесарматская		XII Мессинёв-Тогаревский, 2200-2400		26000	
Олигоцен Эоцен		Эоцен-олигоценовый бассейн		XIII Ризский, 2800-3000			

Ритмичность молассовых комплексов Копетдага, заключающаяся в повторяемости трансгрессивных и регрессивных серий осадков, свидетельствует о существовании крупных этапов осадконакопления, являющихся выражением истории развития Копетдага как горного сооружения. Эти этапы нашли отражение в характере рельефа, в ярусности его строения — существовании лестницы террас и поверхностей выравнивания. По ним можно судить о темпах неотектонических поднятий, о неравномерности этих поднятий во времени, для чего необходимо их точное датирование.

Возраст ярусов рельефа Копетдага устанавливается на основе корреляции упомянутых форм рельефа с теми или иными комплексами разреза новейших отложений. Проследим последовательность образования ярусности рельефа Копетдага, двигаясь от более низких молодых уровней к более высоким и древним. Такой порядок позволит начать с форм рельефа, датированных с максимальной достоверностью.

К современному уровню Каспийского моря (–28 м) приурочены русла впадающей в Каспий р. Атрек и ее притока Сумбара с Чандыром и Терсаканом. В настоящее время формируются также русла рек, стекающих на предгорную равнину. Их возраст можно считать позднеголоценовым и современным.

С максимальным уровнем новокаспийской трансгрессии связано формирование Чалюкской дельты р. Атрек [Дурдыев, Кульмаммедов, 1973; Дурдыев и др., 1977], на которую раскрывается раннеголоценовая пойма этой реки и ее притоков (рис. 27, см. вкл.). В долинах рек Копетдага, стекающих на предгорную равнину, в это время происходило накопление пойменного аллювия, названного Б.К. Лузгиным [1964а–в; Лузгин, Ранов, 1966] арвазским комплексом (табл. 11).

Новокаспийской трансгрессии предшествовала глубокая мангышлакская регрессия, обусловившая континентальный перерыв между новокаспийскими и позднехвалынскими отложениями и врез в I террасу долин Копетдага. Позднехвалынская трансгрессия Каспия имела максимум на отметке $0 \div -2$, который затем понизился до $-10 \div -16$ м. На этих высотах у подножия возвышенностей Кубадаг, Большой и Малый Балхан сохранились фрагменты морских террас, отмеченных также и на других участках каспийского побережья [Федоров, 1948, 1957]. В низовьях Атрека на отметках от -10 до -22 м сформировалась Улыкурукская дельта, переходящая вверх по течению в I надпойменную террасу реки и ее притоков: Сумбара, Чандыра, Терсакана. На высотах от -2 до -10 м образовалась Караджабатырская дельта [Дурдыев, Кульмаммедов, 1973; Дурдыев и др., 1977], морфологически сливающаяся со II надпойменной террасой бассейна р. Атрек с притоками (см. рис. 27). В долинах рек, базисом эрозии для которых являлась предгорная равнина, колебания уровня позднехвалынского моря не ощуща-

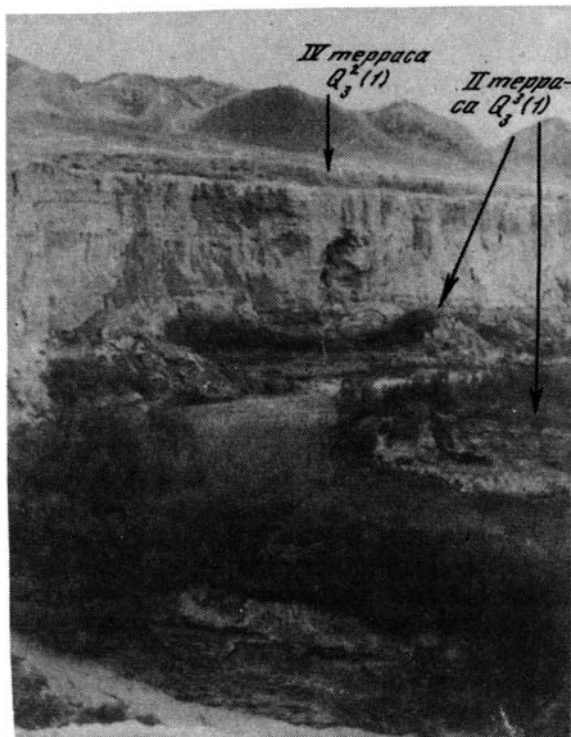




Рис. 29. Террасы Чандыра, вложенные в Ходжакалинскую поверхность выравнивания
1–3 – террасы: 1 – IV Q_3^2 , 2 – V (Q_3^1), 3 – VI (Q_3^1); 4–5 – поверхности выравнивания, 4 – Ходжакалинская (Q_1), 5 – Коштамырская (N_2^2 а к)

лись. В это время здесь сформировалась только одна I надпойменная терраса высотой 3–5 м [Бердыев, Симаков, 1963] (см. табл. 11).

Предшествовавшая енотаевская регрессия обусловила континентальный перерыв между поздне- и раннехвалынскими толщами. С ней связан врез в более высокие террасы Копетдага.

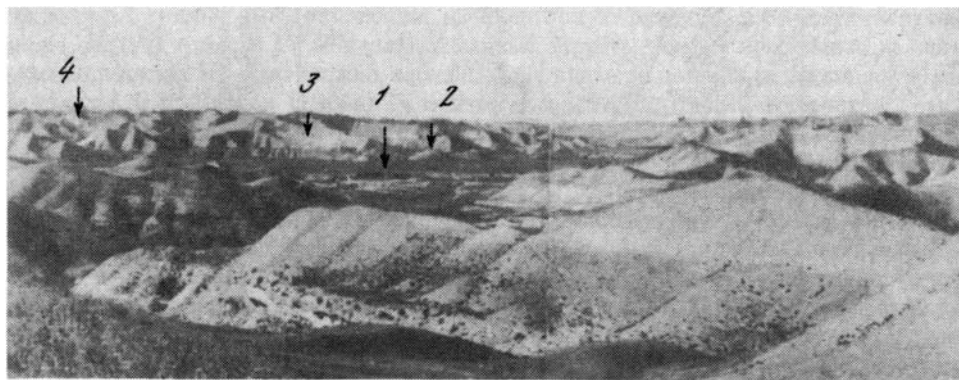
Раннехвалынская трансгрессия оставила яркий след в рельефе гор и Западно-Туркменской низменности. Воды ее поднимались до отметки +48 м, т.е. на 76 м выше современного уровня Каспия, распространившись через Балханский и Данатинский коридоры до меридиана г. Кызыл-Арват. Скачкообразные стадии отступления моря зафиксированы в виде морских террас, располагающихся у подножия Кубадага, Большого и Малого Балхана, а также в Западном Копетдаге на высотах +46–47, +34, +21, +14 и +9 м [Федоров, 1948, 1957; Геология СССР, т. 22, 1972].

Положение уровня раннехвалынского моря на отметке около +21 м (Бунайская стадия), вероятно, было наиболее длительным, так как в этот период в низовьях Атрека на высотах от –2 до +21 м сформировалась Геоксинская дельта, к которой приурочена III надпойменная терраса реки и ее притоков (см. рис. 27). В период максимального, также устойчивого по времени уровня раннехвалынского моря в горных долинах Копетдага существовал значительный подпор, способствующий формированию широких, регионально выраженных до самых верховьев долин поверхностей аккумулятивных террас. В долине р. Атрек и ее притоков сформировалась IV надпойменная терраса (рис. 28), снижающаяся вниз по долинам от абсолютных высот ~350 м и раскрывающаяся, по нашим наблюдениям и наблюдениям других исследователей, на Мессерианскую равнину, представляющую собой палеodelту Атрека, на высотах от +21 до +46 м (см. рис. 27). Помимо гипсометрического положения, ее верхнеплейстоценовый возраст доказывается данными бурения¹.

В долинах горных рек, стекающих на предгорную равнину, в раннехвалынское время, так же как и в позднехвалынское, сформировалась только одна II надпойменная терраса [Бердыев, Симаков, 1963] (см. табл. 11). К такому же мнению пришли Н.В. Макарова и Т.П. Иванова, изучавшие террасы долины р. Гяурли в Западном Копетдаге².

¹ По сведениям А.Н. Нигарова, Г.Б. Бердыева и других исследователей, в разрезе скв. 345 в 8 км к северо-западу от бугра Бенгуан под мессерианскими дельтовыми отложениями (супесью, суглинками, глинами с гипсом и песком) залегают фаунистически охарактеризованные нижнехвалынские морские пески.

² Б.К. Лузгин [1964а, б, 1967] к поздне- и раннехвалынскому времени относит I, II и III террасы Копетдага, которые он назвал багирским комплексом. По нашему мнению, IV терраса р. Атрек ошибочно принята им за более низкую (II или III) (см. рис. 28) и сопоставлена с аналогичной террасой долины Центрального Копетдага.



Предшествовавшая раннехвалынской трансгрессии ательская регрессия Каспия послужила причиной континентального перерыва в морских осадках и формирования вреза V террасы в Западном Копетдаге и III — в Центральном.

Уровень позднехазарского моря, вероятно, не превышал $-10 \div -5$ м [Марков и др., 1965]. Поэтому в Западной Туркмении морфологически выраженных верхнехазарских морских террас нет. Если они и существовали, то были перекрыты нижнехвалынскими и верхнехвалынскими отложениями. В горном районе бассейна р. Атрек позднехазарской трансгрессии соответствует, по-видимому, небольшая по высоте (не более 20 м), узкая, локально выраженная V терраса [Дурдыев, Кульмаммедов, 1973], а в долинах горных рек, стекающих на предгорную равнину, — III (18–27-метровая; см. табл. 11). Этой точки зрения придерживаются также Г.Б. Бердыев и А.К. Симаков [1963]¹. Врез в более высокие террасы и континентальный перерыв в морских осадках произошел во время предшествовавшей астраханской регрессии Каспия.

До нее была развита раннехазарская трансгрессия с двумя крупными фазами. Морские отложения этого возраста в пределах прогибающейся Западно-Туркменской низменности находятся под более молодыми верхнехазарскими и нижнехвалынскими осадками, так как сопоставимые с морскими нижнехазарскими континентальные осадки (верхняя часть каракумской свиты, отложения дельты Палео-Атрека, пески Машад и другие [Федоров, 1957а] располагаются в предгорных районах на высотах 50–180 м. Позднеплейстоценовый возраст этих континентальных отложений, в частности песков Машад или Мешхедской дельты р. Атрек, доказывается данными бурения². Кроме того, в них обнаружена среднечетвертичная микрофауна.

В долине Сумбара и его притоков (Чандыра и Терсакана) гипсометрически выше V террасы, сопоставимой с позднехазарской трансгрессией, имеются фрагменты еще двух уровней террас — VI и VII, с высотой уступов 30 и около 40 м (рис. 29). Их логично связать с двумя трансгрессивными фазами раннехазарского бассейна (см. табл. 11 и рис. 27), тем более, что эти две террасы вложены в регионально выраженную Ходжакалинскую ПВ [Резанов, 1959], относимую, как будет показано ниже, к раннему плейстоцену.

¹ Б.К. Лузгин [Лузгин, Равов, 1966] считает III террасу позднечетвертичной, соответствующей хвалынскому времени, так как на ней найдено скребло верхнего палеолита. Эта находка не противоречит нашим представлениям о ее соответствии позднехазарской трансгрессии, отнесенной (вслед за П.В. Федоровым) к позднечетвертичному времени.

² Скв. 84 под песками Машад вскрыла бакинские отложения с характерным комплексом остракод. На западе на них налегают нижнехвалынские морские осадки.

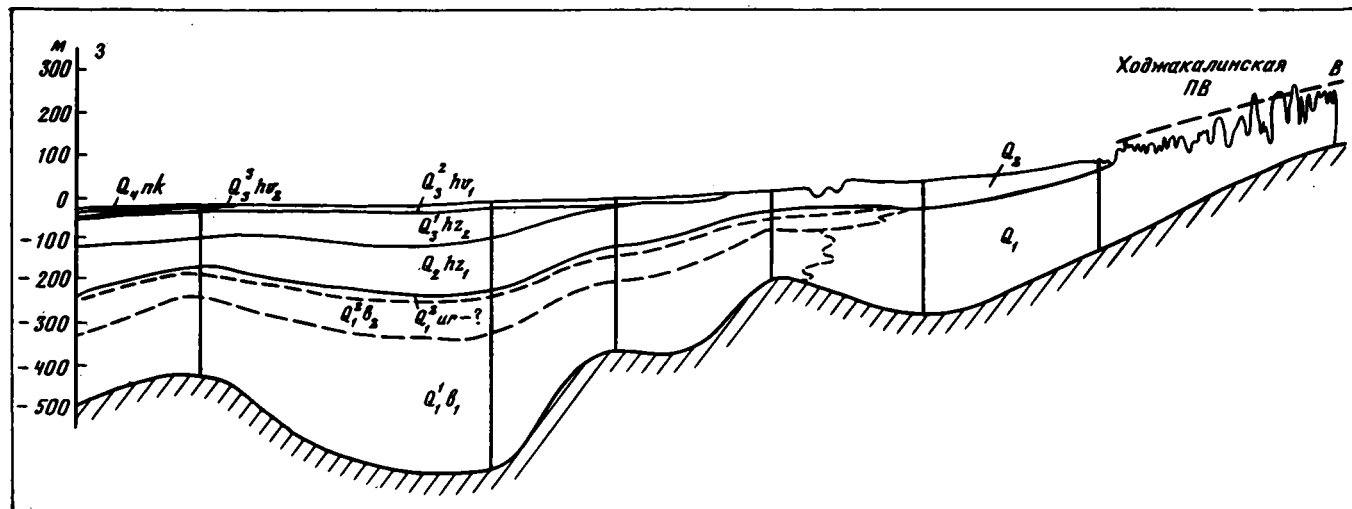


Рис. 30. Стратиграфический профиль по линии Дивана – Окарем (по данным Г.Бердыева)

Возраст отложений: $Q_4 nk$ – новокаспийский, $Q_3 hv_2$ – позднехвалынский, $Q_3 hv_1$ – раннехвалынский, $Q_3 hz_2$ – позднехазарский, $Q_2 hz_1$ – раннехазарский, $Q_1 ug$ – урунджикский, $Q_1 b_2$ – позднебакинский, $Q_1 b_1$ – раннебакинский. Ветрические линии – буровые скважины

В долинах горных рек, стекающих на предгорную равнину, к среднечетвертичному времени следует отнести IV и V надпойменные террасы, также вложенные на западе в Ходжакалинскую ПВ. Это можно наблюдать на примере долины р. Аджидере в районе Ходжакалы. Б.К. Лузгин [1964а] IV и V террасы рек Центрального Копетдага высотой 45–65 и 75–80 м над тальвегом относит к яблоновскому комплексу. Их среднечетвертичный возраст подтверждается археологическими находками позднемустьерского времени на IV террасе и ашель-мустьерского – на V [Лузгин, Ранов, 1966].

Ходжакалинская ПВ (VIII ярус рельефа) воздымается на западе Копетдага от 250–300 до 500–550 м (рис. 30). Она сформировалась, по-видимому, во время урунджикской и позднебакинской трансгрессий раннего плейстоцена, отделенных от раннехазарской трансгрессии регрессивной фазой (см. табл. 11). В это время вслед за раннебакинской трансгрессией, границы которой несколько превышали контуры современного Каспия [Федоров, 1957а], море поднялось до отметок 5–10 м абсолютной высоты [Рычагов, 1977], а затем (после небольшой регрессии), по-видимому, еще выше, так как урунджикское море затопило Западно-Туркменскую и Прибалханскую низменности, низменные Каракумы и ингрессировало в низовья речных долин. Отмечается региональный перерыв между нижнебакинскими и верхнебакинскими осадками.

Континентальными аналогами морских бакинских отложений в Западной Туркмении являются древнеаллювиальные пески Пра-Амударьи (нижняя часть каракумской свиты) и пролювиально-аллювиальные лёссовидные суглинки бассейна Сумбара, обнажающиеся в обрывах выше его IV–VII террас. Раннеплейстоценовый возраст суглинков доказывается бурением¹ (см. рис. 30). Ходжакалинская ПВ срезает эти суглинки. Таким образом, завершение ее формирования следует отнести к концу раннего плейстоцена, по-видимому, к окончанию урунджикской трансгрессии. Впоследствии Ходжакалинская ПВ была несколько деформирована и расчленена.

В это время в долинах более активно воздымающегося Центрального и Восточного Копетдага формировалась VI регионально выраженная терраса высотой 160–180 м над тальвегом, отложения которой Б.К. Лузгин [1964а, б, в] назвал сакисябским комплексом.

Бакинской трансгрессии предшествовала глубокая (до –150 м) тюркянская регрессия Каспия, начало которой относится уже к концу апшеронского времени. Повсеместно фиксируются региональный перерыв и угловое несогласие до 15–20° между нижнебакинскими, местами тюркянскими и апшеронскими отложениями, сочетающиеся с различной степенью деформированности апшеронских и верхнебакинских осадков [Федоров, 1946; Бердычев, Симаков, 1963; и др.]. У подножия Копетдага в это время отлагались конгломераты и другие континентальные осадки иланлинской, ашхабадской и келатской свит казанджикского комплекса (по Л.М. Расцветаеву [1971]). В рельефе в это время формировался уступ высотой 150–300 м, отделяющий Ходжакалинскую ПВ от более высокой, 700–900-метровой.

Последнюю Л.М. Расцветаев [1971] называет Караульской, а на западе – Карагёзской. Ее останцы сохранились на хребтах Кюрендаг, Эзегдаг, Калаус, Кулмач и др. Промежуточное положение этой ПВ (IX яруса рельефа) между раннеплейстоценовой Ходжакалинской и более высокой Коштамырской, акчагыльский возраст которой достаточно достоверен, позволяет отнести образование Караульской ПВ к периоду апшеронской трансгрессии [Горелов и др., 1973, 1979], скорее всего, к ее максимальному уровню (см. табл. 11).

Апшеронской трансгрессии предшествовал низкий уровень моря, располагавшегося, по мнению Д.А. Тутулесова, внутри контуров современного Каспия. В это время (на границе акчагыла и апшерона) в предгорьях по-видимому, происходил размыв отложив-

¹ По данным Г. Бердычева и других исследователей, в скв. 35 (в 8–12 км к северу от впадения Сумбар в Атрек) на апшеронских фаунистически охарактеризованных отложениях залегает немая толща, литологически сходная с лёссовидными суглинками Сумбара, замещающаяся к западу морскими бакинскими отложениями.

шихся ранее акчагыльских и более древних осадков, а в горах формировался уступ высотой около 300 м, разделяющий апшеронскую и более высокую акчагыльскую ПВ. Усилившийся снос материала обусловил накопление грубообломочных континентальных свит: аджидеринской на западе [Копп, Расцветаев, 1969] и, вероятно, верхней части кельтичинарской — на востоке [Бирман, Расцветаев, 1967].

С уровнем акчагыльской трансгрессии связывают формирование X яруса рельефа, Коштамырской ПВ, располагающейся на высотах 1000–1500 м (см. табл. 11). Во время проведения съемочных работ 1973 г. В.Н. Крымус установил постепенный переход морских акчагыльских отложений в лёссовидные сутлиники, покрывающие Коштамырскую ПВ, и тем самым доказал ее акчагыльский возраст.

От более высоких ярусов рельефа Коштамырскую ПВ отделяет эрозионный уступ высотой 200–300 м, сформировавшийся, возможно, при размыве горных сооружений во время преакчагыльской регрессии Каспия. Этот размыв обусловил накопление мощных толщ красноцветной терригенной формации и подакчагыльских конгломератов.

Более высокий (XI), сравнительно плохо сохранившийся, но четко выделяемый при детальном геоморфологическом картировании ярус рельефа на высотах 1700–2000 м назван нами Карасурским. Его формирование логично сопоставить с понтической трансгрессией, во время которой происходила планация рельефа в осевых частях Копетдагского горного сооружения (см. табл. 11).

От еще более высокого яруса рельефа эта ПВ отделена 200–300-метровым уступом, сформировавшимся во время эрозионного расчленения XII (Мессинёв-Тогаревского) яруса рельефа. Данному этапу соответствует, по-видимому, образование глинисто-песчано-конгломератовой надсарматской серии [Резанов, 1959] или диоджинской свиты келатского комплекса [Расцветаев, 1970], связанного, вероятно, с активизацией тектонических движений. Тогда Мессинёв-Тогаревский ярус рельефа высотой 2200–2400 м можно датировать средним — началом позднего миоцена, т.е. сопоставлять с периодом тортон-ранне-среднесарматской трансгрессии, ослабления тектонических движений и планации рельефа (см. табл. 11). Л.М. Расцветаев [1971] назвал этот ярус рельефа Гюлюльским и сопоставил его с понтической трансгрессией, так как Карасурскую ПВ он не констатировал. И.А. Резанов [1959] описывает этот ярус рельефа, но не сопоставляет его с какими-либо толщами разреза новейших отложений.

Врез в наиболее высокий XII (Ризский) ярус рельефа осуществлялся, по-видимому, в конце олигоцена — начале миоцена во время накопления нижнемолассовой формации майкопа (узекдагского и гяурского комплексов, по Л.М. Расцветаеву [1970], в то время как сама Ризская ПВ, располагающаяся на отметках 2800–3000 м, образовалась, вероятнее всего, ещё в эоцене — начале олигоцена (см. табл. 11). Несмотря на то что большинство исследователей, занимавшихся ярусностью рельефа Копетдага [Растворова, 1958; Палиенко, 1963; Горелов и др., 1979; и др.], датируют Ризскую ПВ более поздним временем (например, Л.М. Расцветаев [1971] — поздним миоценом, И.А. Резанов [1959] — ранним миоценом и т.п.), мы придерживаемся для нее указанной датировки, обосновывая ее тем, что впервые галька меловых пород появляется именно в нижнемолассовой формации [Расцветаев, 1971], свидетельствуя о начале континентального режима и воздымании осевых частей будущего горного сооружения, а следовательно, и о расчленении сформировавшегося ранее палеогенового (эоцен-олигоценного) рельефа. В этом отношении мы оказываемся солидарны с С.К. Гореловым, М. Кульмамедовым и С.Ф. Тагиевым, картировавшими поверхности выравнивания Копетдага для Карты поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР [1971].

З.Т. Палиенко и К.В. Тиунов [1965] приводят описание ярусности рельефа Большого Балхана и наиболее высокую (Арланскую) ПВ датируют также концом эоцена. Однако, по нашим данным, на Большом Балхане, как и на Малом, ПВ древнее понтического яруса рельефа отсутствуют, так как, судя по разрезу отложений, размыв нижнемелового ядра этих складок начался только во второй половине среднего плиоцена, когда у подножия этих поднятий отложились мощнейшие конгломератовые толщи торонглинской

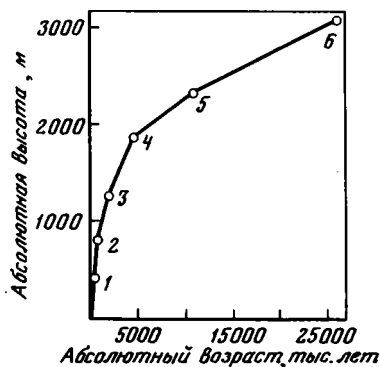


Рис. 31. Зависимость средних абсолютных высот поверхностей выравнивания Копетдага от их возраста

Поверхности выравнивания: 1 — Ходжакалинская, 2 — Караульская, 3 — Кошатамырская, 4 — Карасурская, 5 — Мессинёв-Тогаревская, 6 — Ризская

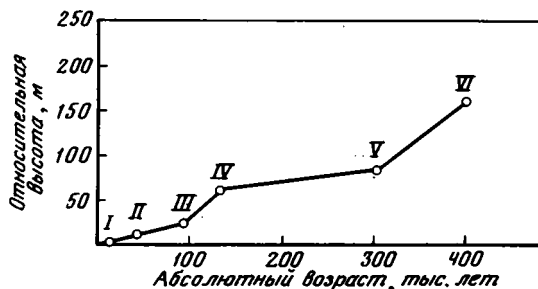


Рис. 32. Зависимость относительных высот речных террас Центрального Копетдага от их возраста
Римскими цифрами указаны условные номера террас

свиты [Геология СССР, т. 22, 1972], сопоставляемой с красноцветной (продуктивной) серией плиоцена. Гипсометрически ниже картируются останцы акчагыльского, апшеронского и бакинского ярусов рельефа, возвышающихся над среднелейстоценовым педиментом (см. рис. 27).

Таким образом, в Юго-Западной Туркмении и Копетдаге мы насчитываем до 13 ярусов рельефа (семь террас и шесть ПВ), синхронизируемых с трансгрессивными фазами развития Каспийского бассейна, разделенных эрозионными уступами, сформировавшимися в моменты его регрессий.

Высокая степень достоверности датирования террас и ПВ Копетдага и его отрогов позволяет перейти к анализу скоростей неотектонических движений и их характера во времени. Этот анализ основан на методике, изложенной в начале настоящей главы. На рис. 31 показан график средних абсолютных высот ПВ Копетдага в зависимости от их возраста. Он свидетельствует о постоянном нарастании темпов неотектонических поднятий этого горного сооружения с конца палеогена до плейстоцена. Анализ зависимости высот террас от времени их образования в плейстоцене (рис. 32) фиксирует усиление темпов воздымания к голоцену.

Изучение разреза новейших отложений и структурных взаимоотношений их различных толщ позволяет прийти к выводу о неравномерном характере неотектонических движений Копетдага. Так, в олигоцене и раннем миоцене воздымание испытывала лишь его центральная часть (Ризская ПВ), которая подвергалась размыву в период накопления майкопских отложений. В среднем миоцене и начале позднего отмечается ослабление тектонических движений (формируется Мессинёв-Тогаревская ПВ), которое было нарушено новым этапом активизации в позднем сармате — меотисе. В это время центральная часть Копетдага испытывала поднятие, а периферия подверглась складкообразовательным процессам [Резанов, 1959]. Некоторое успокоение отмечается в понте (формируется Карасурская ПВ). Затем в предакчагыльское время снова фиксируется этап усиления тектонической активности и складкообразование. Первая половина позднего плиоцена отличалась спокойным тектоническим режимом (формировалась Кошатамырская ПВ). На границе с эоплейстоценом возник импульс активизации, фиксируемый несогласным налеганием апшеронских отложений на акчагыльские толщи. В апшеронское время спокойный тектонический режим (этап формирования Карагёзской ПВ) сменился периодом усиления воздымания Копетдага и складкообразования на его периферии

[Резанов, 1959]. В раннем плейстоцене (время формирования Ходжакалинской ПВ) спокойный тектонический режим был нарушен в предхазарское время. Об этом свидетельствует глубокий врез (60—100 м) в раннеплейстоценовую ПВ. В предхвалынское время отмечается еще один импульс активизации, обусловивший деформацию хазарских морских и континентальных отложений и несогласное налегание на них хвалынских осадков.

Поздний плейстоцен и голоцен отличаются особенно повышенной тектонической активностью. Об этом свидетельствует ряд данных. Изменение глубин врезов русел рек Западного Копетдага на 10 м по отношению к поверхности аккумулятивной речной террасы раннехвалынского времени, колебания высот оснований береговых валов максимальной стадии раннехвалынской трансгрессии до 50 [Иванова, Трифонов, 1976] говорят о средних скоростях тектонических движений (начиная с раннехвалынского времени), составляющих от 0,11 до 0,8 мм/год. Смещение русел верхнеплейстоценовых водотоков по главному Копетдагскому разлому составило 50—60 мм за 60 тыс. лет, т.е. 1 мм/год [Трифонов, 1971]. Аналогичные движения происходили и в позднехвалынское время позднего плейстоцена, и в голоцене. В это время продолжался рост локальных складок [Иванова, Трифонов, 1976]; правосдвиговое перемещение по Главному Копетдагскому разлому составило от 2 до 8 м, т.е. в среднем 2—8 мм/год, при сохранении вертикальной составляющей перемещения [Трифонов, 1971, 1972, 1974].

Высокая сейсмичность Копетдага свидетельствует об активных тектонических движениях, происходящих в Юго-Западной Туркмении в настоящее время. Это подтверждается и повторным нивелированием. По данным М.П. Брицыной и др. [1968], Копетдаг, Большой и Малый Балхан, а также Кубадаг сохраняют тенденцию к поднятию, причем его наибольшая интенсивность наблюдается у Копетдага и Большого Балхана. Предкопетдагский прогиб продолжает погружаться, однако на фоне погружения, унаследованного от более ранних периодов, развивается ряд локальных структур. Продолжаются подвижки по Главному Копетдагскому разлому. С 1948 по 1958 г. сдвиг по нему составил 1,7 м [Горелов и др., 1968], в то время как вертикальная компонента не превысила 0,22—0,33 м [Копи и др., 1964].

Таким образом, этапы активизации тектонических движений Копетдага приходятся на:

- 1) поздний олигоцен — ранний миоцен,
- 2) поздний миоцен,
- 3) вторую половину раннего плиоцена,
- 4) вторую половину позднего плиоцена,
- 5) поздний эоплейстоцен — ранний плейстоцен,
- 6) средний плейстоцен,
- 7) конец позднего плейстоцена и голоцена,

т.е. синхронны с этапами усиления неотектонической активности в других рассмотренных нами регионах: в Карпатах и Предкарпатье, в Крыму и на Кавказе.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ДРЕВНИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ АЛЬПИЙСКО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА

РОДОПСКИЙ МАССИВ И СМЕЖНЫЕ ОБЛАСТИ¹

В данном разделе рассматриваются некоторые черты новейшей тектоники южной части Болгарии, расположенной к югу от альпийского горно-складчатого сооружения Балкан, а также примыкающие части Югославии, Греции и Турции. В сущности, это пространство является частью древнего Родопского массива, претерпевшего в фанерозое тектоническую переработку и дезинтеграцию с заложением новых тектонических зон, в пределах которых сохранились отдельные фрагменты древнего цоколя массива. Это — зоны Крайште, Средна-Горская и Странджанская. Мы ограничились именно этой территорией, поскольку она значительно ближе к орогенным структурам эпиплатформенного типа, чем к обрамляющей ее эпигеосинклинальной горной системе.

Некоторые черты предорогенной истории и структуры

Родопский массив охватывает значительную площадь юго-востока Балканского полуострова и представляет собой древний докембрийский блок размером 400×180 км, расположенный между северной, Балканидной, и южной, Динаридной, ветвями Альпийского геосинклинального пояса. Мы рассматриваем его вместе с западной частью, известной как Сербско-Македонский массив. Его геосинклинальное развитие закончилось в докембрии. В палеозое, мезозое и раннем кайнозое (до позднего эоцена) он являлся стабильным блоком, образовавшим обширную пенеппенизированную равнину. Складчатые структуры массива имеют преимущественно северо-западное, широтное и северо-восточное направления. Массив сложен разнообразными метаморфическими и гранитоидными породами. Допускается, что магматические породы внедрились в палеозое, и они часто обозначаются как каледонско-герцинские. Однако в последнее время высказываются сомнения относительно их палеозойского возраста и они рассматриваются как продукт регионального метаморфизма амфиболитовой фации, проявленного в протерозое [Ермолаев и др., 1977; Иванов и др., 1979].

В строении структурных зон, наложенных на Родопский массив, кроме фрагментов сильно дислоцированных докембрийских метаморфитов, участвует континентальный покров палеозойских и мезозойских осадочных отложений и вулканитов.

Тектоническая зона Крайште наложена на северо-западный фланг Родопского массива. Ее структурное оформление произошло в юре и раннем мелу. В ее постассинском развитии наблюдается стабильная унаследованность, которая выражается в одинаковой ориентировке разломных и складчатых структур, имеющих генеральное направление $150-170^\circ$.

Средна-Горская тектоническая зона развита в северных пределах Родопского массива. В ней также наблюдается различного размера фрагменты древнего цоколя, которые образуют либо ядра антиклиналей, либо моноклинальные блоки. Здесь на ограниченных площадях вскрываются также палеозойские отложения, значительно шире распространены мезозойские отложения и вулканоплутонические комплексы [Тектонски . . . , 1971]. Главное структурообразование в этой зоне произошло в позднем мелу и раннем палеогене. Направление структурных форм Средна-Горской зоны изменяется от $120-140^\circ$ на западе и востоке до $90-100^\circ$ в средней части.

Странджанская тектоническая зона наложена на северо-восточный фланг Родо-

¹ Раздел написан по материалам исследований, проведенных совместно с Х. Б. Спиридоновым (ЦЛКИ БАН) [Макаров, Спиридонов, 1982, 1983].

пского массива. Она также сложена докембрийскими метаморфитами, палеозойскими и мезозойскими осадочными породами и магматическими комплексами. Докембрийский комплекс образует ядра антиклинальных структур, а мезозойские формации — их крылья [Тектонски. . . , 1971]. Общее направление структурных форм — около $120\text{--}140^\circ$. Структурное оформление зоны произошло в конце юры и раннем мелу, когда был образован широкий Странджанский антиклинорий.

Указанные наложенные тектонические зоны являются периферийными продольными участками, на которых в фанерозое неоднократно проявлялись тектонические движения, сопровождавшиеся интенсивным раздроблением, осадконакоплением, магматизмом, метаморфизмом, тангенциальными напряжениями со складкообразованием, взбросами и надвигами. Неопределенность структурных зон между Родопским массивом и двумя ветвями Альпийского пояса, Балканидной и Динаридной, является причиной существования самых различных представлений о них. Д. Яранов [1960] назвал их "околородопскими тектоническими зонами", подчеркнув этим не только их пространственно-генетическую связь с массивом, но и обусловленную этим массивом их тектоническую предопределенность. И действительно, в юго-восточной части Балканского полуострова вокруг Родопского массива отчетливо выделяются древние глубинные разломные зоны, которые постепенно и поэтапно оформляют его современную конфигурацию. Коротко остановимся на них, поскольку на неотектоническом этапе они проявляются особенно отчетливо.

На западе это Вардарская зона шириной до 100 км с генеральным направлением $150\text{--}170^\circ$. Она проявляется в самых западных частях Родопского массива и в Болгарии известна как Струмская, или Крайштидная, разломная система, а по Е. Бончеву [1971], это Вардарско-Крайштидный линеамент. Другая разломная зона, Средна-Горская, отделяет Родопские поднятия от Балкан. Особенно интенсивно она проявилась в позднем мелу и раннем палеогене. Марицкий шов по существу является оперением этой разломной зоны. С юга Родопский массив ограничивается Северо-Эгейской разломной зоной субширотного направления, которая постепенно отчленяла отдельные блоки, частично опущенные сейчас под воды Эгейского моря. Она особенно отчетливо видна в современном структурном плане Северной Греции.

Особого внимания заслуживает разломная зона, которая ограничивает с востока Родопский массив, простираясь в направлении около $65\text{--}70^\circ$. Эта флексурно-разрывная зона имеет древнее заложение, но ее проявления были особенно выразительными на неотектоническом этапе. В ее полосе выявлены гравитационная ступень и резкая смена магнитного поля [Добрев, Щукин, 1974; Йосифов, 1977]. Она относится к системе разломов, выделяемых Е. Бончевым [1971] под названием Ябланицкой. Через эту полосу проходит так называемый Твирдицкий линеамент [Бончев, 1971], Эгейско-Дунайский рифт [Гергелчев и др., 1975], Добромирско-Кирковская разломная зона [Боянов, Кожухаров, 1968], Добромирский разломный пучок. Наличие различных мнений об этой зоне указывает на сложность ее структуры и предосторожной геологической истории. Многие авторы считают, что она простирается в направлении $30\text{--}45^\circ$ (Твирдицкая система, по Е. Бончеву). Однако И. Боянов и Д. Кожухаров определяют ее направление в $60\text{--}65^\circ$. Это структурное направление доминирует и на орогенном этапе (Восточно-Родопская зона).

Основные этапы новейшего орогенеза и формации

Известные разрезы отложений новейшего орогенического комплекса, выполняющего молодые впадины Южной Болгарии и соседних территорий, в сопоставлении с региональными уровнями эрозионно-денудационного рельефа в приподнятых массивах позволяют выделить следующие отчетливые этапы развития новейшей орогенной структуры: позднеэоцен-раннемиоценовый, миоцен-плиоценовый, позднеплиоцен-раннеплейстоценовый и четвертичный. Расчленение и определение возраста подразделений новейшего орогенического комплекса основаны на анализе фаций,

мощностей и биостратиграфических данных [Стратиграфия..., 1968; Коюмджиева, Драгоманов, 1979; Брънкин, 1978; и др.].

Раннеорогенный этап. Он начинается интенсивными тектоническими движениями, которые раздробили территорию Южной Болгарии на отдельные более или менее крупные блоки и зоны, в значительной мере предопределившие дальнейшее развитие и структуру этой области. Дезинтеграция охватила при этом не только периферические тектонические зоны, но и внутренние части древнего Родопского массива. По его периферии активная дифференциация охватывает ранее заложенные разломные зоны: Средна-Горскую, Вардарско-Крайштинскую, Восточно-Родопскую и Северо-Эгейскую. Во внутренних частях массива зоны дробления концентрируются почти исключительно в пределах древних, докембрийских, синклинальных структур.

В *Средна-Горской разломной зоне* на этом этапе отчетливо выступают три полосы интенсивного раздробления и прогибания. Северная полоса совпадает с зоной Забалканского глубинного разлома (Перникская, Гурково-Твырдицкая, Шейновская, Стралджанская и Бургасская впадины). Общая мощность отложений этого этапа в данной полосе достигает 800 м. В их основании повсеместно залегают конгломератобрекчии, песчаники и глины с углем (мощностью до 60–70 м), которые вверх по разрезу сменяются пестрой серией конгломератов, песчаников, глин и глинистых песчаников, быстро замещающих друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях. В Бургасской и Стралджанской впадинах в верхних горизонтах появляются морские отложения. Возраст этих отложений приабоновый (эоценовый), а в Перникском грабене установлен и олигоцен.

Южная полоса отрицательных структур заложилась вдоль северного склона Родопского поднятия. На западе она начинается в Риле и оканчивается недалеко от г. Асеновград на востоке. В настоящее время от этого прогиба сохранились лишь отдельные фрагменты, поднятые до 2000 м в Риле и до 1000 м в Родопах. Условно эту полосу можно назвать Доспейско-Пештерско-Храбринской. Ее образование фиксируется в приабоне на востоке, затем она постепенно распространялась на запад, где установлены олигоценные отложения. Общая мощность отложений этого этапа около 500 м. Они подразделяются на три горизонта: конгломерато-песчаниковый, битуминозный и песчаниковый. В самой восточной части рассматриваемой полосы проявлен также кислый вулканизм, который начинался в приабоне и продолжался в олигоцене.

Средняя полоса — межгорный прогиб Верхней Фракии — заложился также на этом этапе. Его цоколь образуют кристаллические породы Родопского массива, а также отложения и вулканоплутонические комплексы мезозоя. Прогиб выполнен преимущественно конгломератами, песчаниками, туфами, туффитами и известняками приабонного возраста, которые на востоке перекрываются олигоценными глинами, вулканитами, аргиллитами и мергелями. В раннем миоцене осадконакопление в этом прогибе прекратилось. Общая мощность отложений раннеорогенного этапа в Верхнефракийском прогибе превышает 2000 м [Коюмджиева, Драгоманов, 1979].

В пределах *Вардарско-Крайштинской зоны* на первом этапе новейшего орогенеза также образовалось несколько линейных полос прогибаний общего северо-северо-западного направления: Станьовско-Бобовдолско-Местенская, Пиянецко-Падежская и на границе с Югославией — Каменицкая. Сюда, вероятно, можно отнести и полосу депрессий на западном фланге Сербско-Македонского массива. В них отложились молассоидные осадки и вулканиты мощностью до 2500 м. Их разрез, как и в других зонах, начинается грубыми отложениями, преимущественно конгломератобрекчиями, гравелитами, песчанстыми глинами. В верхах приабона появляются вулканиты, которые в олигоцене имеют преобладающее значение. Это — риодацитовые, дацитовые и кварц-андезитовые туфы, туфобрекчии и лавобрекчии, песчаники. Вне понижений в отдельных местах внедрены субвулканические и гипабиссальные интрузии.

В *Восточно-Родопской разломной зоне*, в которой на раннеорогенном этапе произошло наиболее значительное раздробление основания, оформилось Смолян-Боровицкое

понижение с его продолжением в Загорском прогибе. Орогенический комплекс представлен здесь осадочными, осадочно-вулканогенными и вулканическими породами средне-кислого и кислого состава. Общая мощность их превышает 2500 м. Здесь также разрез начинается грубыми отложениями (конгломерато-брекчиями, песчаниками и песчанистыми глинами) и продолжается пестрым молассовым материалом, переслаивающимся с пирокластитами, вулканитами и мигматитами. Седиментация началась в континентальных условиях, которые потом сменились морскими. В конце олигоцена и в раннем миоцене в замкнутых бассейнах снова отлагались континентальные осадки [Коюмджиева, Драгоманов, 1979].

Самым крупным понижением в этой зоне была Боровицкая впадина. К ее осевой части приурочены самые мощные вулканиты. В северо-восточном направлении их содержание в разрезе уменьшается до полного выклинивания. Юго-западнее, в Смолянской впадине, также развиты вулканиты, но они появляются с некоторым опозданием. Осадочные отложения представлены пресноводными разностями.

Восточно-Фракийский широтный прогиб, наложенный как на Родопский массив, так и на Странджанскую тектоническую зону, является одним из самых больших на Балканском полуострове (180 X 150 км). Мощность выполняющих его отложений превышает 3000 м. В нижних горизонтах это преимущественно конгломераты, которые вверх по разрезу сменяются глинами и мергелями. В западной части прогиба много пирокластиков и вулканитов.

Внутригорные впадины, развивающиеся уже на раннеорогенном этапе в пределах *Родопской системы поднятий*, наследуют, как правило, докембрийские синклинальные зоны. Их формирование началось с некоторым запозданием относительно прогибов, расположенных по периферии Родопского массива (прогибов межгорного типа). Так, Доспатская впадина, расположенная в Западных Родопах, выполнена отложениями, относящимися к олигоцену. Это преимущественно конгломераты, гравелиты, песчаники и аргиллиты мощностью более 500 м. Здесь распространены также обширные поля эффузивов (риолитов и туфов) мощностью до 500 м. Расположенный севернее Хвойненский прогиб содержит и приабоновые отложения. Осадочное выполнение внутриродопских впадин представлено исключительно континентальными фациями.

Вулканизм во внутриродопских впадинах проявился в общем также с некоторым запозданием относительно периферии массива — в конце олигоцена, а по данным некоторых авторов — и в раннем миоцене [Богданов и др., 1972]. Запоздывание начала формирования внутригорных впадин и вулканизма в их пределах отражает, вероятно, соподчиненность этих процессов общему сводообразованию Западных Родоп, которое достигло своего апогея, по-видимому, в конце олигоцена. Интенсивный магматизм во внутренних зонах массива спаял отрицательные структурные элементы с положительными, и на следующих этапах они выступают практически в качестве единого консолидированного или, во всяком случае, значительно менее дифференцированного массива, который в целом характеризуется меньшими амплитудами поднятий по сравнению с окраинными зонами (Рила—Пирин и др.).

На раннеорогенном этапе происходила денудация положительных структур, в их пределах разрушалась предорогенная поверхность выравнивания (она сохранена лишь на отдельных "островных" возвышенностях), а по периферии формировалась широкая эрозивно-денудационная ступень раннеорогенной поверхности выравнивания. Теперь ее останцы находятся на высотах 1700–1800 м в Риле и 1500–1600 м в Западных и Центральных Родопах. Островные возвышенности с останцами предорогенного рельефа подняты над ней в среднем на 300–500 м [Спиридонов, 1975].

Позднемиоцен-позднеплиоценовый этап новейшего орогенеза. Хотя среднемиоценовые отложения в Чукуровском угольном бассейне не показывают, что первые проявления этого этапа на некоторых участках относятся к более раннему времени [Паламарев, 1964], повсеместное установление в бассейнах Южной Болгарии "туролейской" (ранее "пикермийской") фауны позвоночных доказывает, что новый этап активно начался в позднем миоцене. В это время оформился целый ряд новообразованных

впадин, характеризующихся меньшей мощностью отложений и редуцированностью по сравнению с предшествующими бассейнами. Отложения к концу этапа стали очень грубыми.

В пределах *Средна-Горской разломной зоны*, на севере рассматриваемой территории, продолжали развиваться три полосы линейных депрессий. Вдоль Забалканского глубинного разлома обособились Камарская, Златицкая, Карловская, Шейновская и Казанлыкская впадины. Общая мощность отложений данного этапа в двух последних впадинах составляет более 600 м, в других впадинах — 100–300 м. Это преимущественно пески, песчанистые глины, глины и в верхних слоях — конгломераты и галечники. Более дробное подразделение этих отложений по возрасту пока не производилось.

В зоне Марицкого глубинного разлома, между северным склоном Родоп и Ихтиманским поднятиями Средна-Горской зоны, развивается еще одна полоса впадин, которая включает Палакарийскую, Костенецкую, Сестримскую, Пештерскую, Голямоконарскую, Татаревскую, Езеровскую. Последние три входят уже в пределы южной части Верхнефракийского прогиба. Мощность отложений в них не превышает 500 м. В некоторых из них распространены лигнитные угли.

Центральная, Верхнефракийская, полоса прогибаний включает Софийскую, Пловдивскую, Елховскую и Бургасскую впадины. Сюда же можно отнести и небольшую Ихтиманскую впадину. Формирование Софийской впадины началось еще в среднем миоцене. Наблюдающиеся к востоку от нее, в Лозенской горе, миоценовые отложения являются частью нижнего уровня отложений Софийской впадины, которые в четвертичное время были подняты (Шарбанская антиклиналь). Общая мощность плиоцена — около 900 м. Это преимущественно галечники, песчаники, песчаные глины, пески, угли.

Средняя мощность отложений этого же этапа в Пловдивской впадине около 300 м. В отдельных мульдах в ее южной части она достигает 500 м. Остальные депрессии имеют аналогичный состав отложений мощностью до 300 м.

В пределах *Вардарско-Крайштинской разломной зоны* на рассматриваемом этапе активно развивались следующие прогибы: Радомирский, Джерманский, Брежанский, Струмский, Разлогский, Гоцеделчевский и Доспатский. В северной части Греции к этой же полосе принадлежит Серский и Драмский грабены. Во впадинах этой зоны установлены самые мощные отложения (например, в Джерманской впадине их более 1000 м, в Струмской — более 2000 м). В Струмской впадине проявлена и вулканическая деятельность. Это единственное место в Болгарии, где в неогене изливались дегленитовые лавы.

Во впадинах *Смолян-Варненской разломной зоны*, которые развивались на этом этапе (Хасковской, Загорской, Новозагорской, Ямбольской, Стралджанской и Просиницкой), общая мощность отложений соответствующего возраста не превышает 300 м. Это преимущественно глины, глинистые пески, галечники, угли.

На втором этапе развития рассматриваемой территории обширная *депрессия Восточной Фракии* разделилась на две части восточным продолжением Мыгленикского поперечного блока, в результате чего обособились Свиленградско-Одринская впадина на севере и впадина Мраморного моря на юге. Накопление здесь осадков глинисто-песчаного состава сопровождалось базальтовым вулканизмом.

Непрерывный разрез миоцена и плиоцена *северной части Эгейского моря* представлен обломочными породами мощностью до 3–5 км с развитием эвапоритов восточнее о-ва Тасос.

Во *внутренних частях Родопского массива* в течение рассматриваемого этапа на своде Милевско-Мытницкой антиклинали образовался сложный грабен Чепино, в пределах которого накопились отложения мощностью до 300 м. По периферии поднятых массивов, одновременно с осадконакоплением во впадинах, формировались эрозивно-денудационная ступень и сеть широких речных долин. Сравнительно узкая ПВ, которая сформировалась к концу этапа, теперь наблюдается как горная ступень на высотах 650–800 м в Родобах, 1100–1300 м в Риле и Пирине и ниже в Средна-Горе, Крайште и Страндже.

Позднеплиоцен-раннеплейстоценовый и четвертичный этапы. Они в общем наследовали предшествующий структурно-орографический план. При этом некоторые впадины, особенно вокруг Рило-Пиринского блока, как седиментационные бассейны прекратили свое существование, например Струмский и Джерманский бассейны. Другие бассейны, например Пловдивский, Елховский и Бургасский, расширялись, захватывая соседние долины. Третьи сокращали свои площади, но в их центральных частях сохранялись остаточные седиментационные мульды (Софийская, Свиленградско-Одринская, Гоцеделчевская, Стралджанская и др.). В них накапливались исключительно грубообломочные отложения: галечники, пески, валунники, гравелиты и глинистые пески.

В позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время в пределах неогеновых депрессий вокруг Родоп, Пирина, Рилы и других поднятий формировались две или три подножных ступени эрозионно-денудационного рельефа, которые находятся на склонах долин на высоте 250, 140 и 120 м над современным уровнем речных русел. В болгарской геоморфологической литературе эти ступени относили к позднему плиоцену, исходя из того, что они срезают отложения, плиоценовый возраст которых доказан.

В четвертичном периоде одновременно с заполнением некоторых впадин преимущественно грубыми отложениями происходило активное эрозионное расчленение территории. На склонах речных долин выработано шесть террасовых уровней, которые соответствуют известной схеме террас Средиземного и Черного морей. К концу плейстоцена все впадины как седиментационные бассейны перестали существовать и подверглись эрозионному расчленению. Лишь в конце голоцена из-за опускания побережий Черного и Эгейского морей многие речные долины оказались затопленными.

Неотектонический структурный план и морфология структурных элементов

Путем сопряженного структурно-геологического и структурно-геоморфологического анализа территории Болгарии, выполненного по геологическим, тектоническим, топографическим и геоморфологическим картам разных масштабов, а также данным собственных полевых наблюдений и опубликованных материалов других исследователей, нами была составлена схема новейшей тектонической структуры Южной Болгарии и смежных территорий (рис. 33), которая в значительной степени отличается от известных до настоящего времени.

В существующей литературе, преимущественно геоморфологической, неотектонический этап ограничивался рамками неогена и четвертичного периода [Вапцаров, Мишев, 1977]. Это обосновывалось, во-первых, тем, что якобы нет унаследованности неоген-четвертичных депрессий от предыдущего, позднепалеогенового орогенического, этапа, во-вторых, тем, что только неоген-четвертичный этап является повсеместным, охватывая всю территорию Болгарии. Однако приведенные выше структурно-формационные характеристики кайнозоя Южной Болгарии и некоторые важные, с данной точки зрения, черты предыстории ясно доказывают, что новейший орогенный этап развития этой территории начался в позднем эоцене и продолжается до настоящего времени. Кроме того, устанавливается достаточно хорошая, почти полная унаследованность позднеорогенных (неоген-четвертичных) структур по отношению к раннеорогенным (эоцен-раннемиоценовым). При этом очевидны, конечно, и явления перестройки, некоторой переориентации и изменения активности основных структурных направлений. Так, магматическая консолидация (спайка) целого ряда структурных элементов в конце раннеорогенного этапа привела к определенным структурно-орографическим перестройкам в пределах Родопской системы поднятий. Но это не были принципиально новые преобразования, и проявились они локально. В смежных областях наблюдается устойчивое постоянство структурного плана, которое выражается в том, что молодые депрессии либо полностью наследуют ранее заложенные, либо наследуют их часть, или новые линейные депрессии создаются в разломных зонах, зародившихся на раннеорогенном этапе.

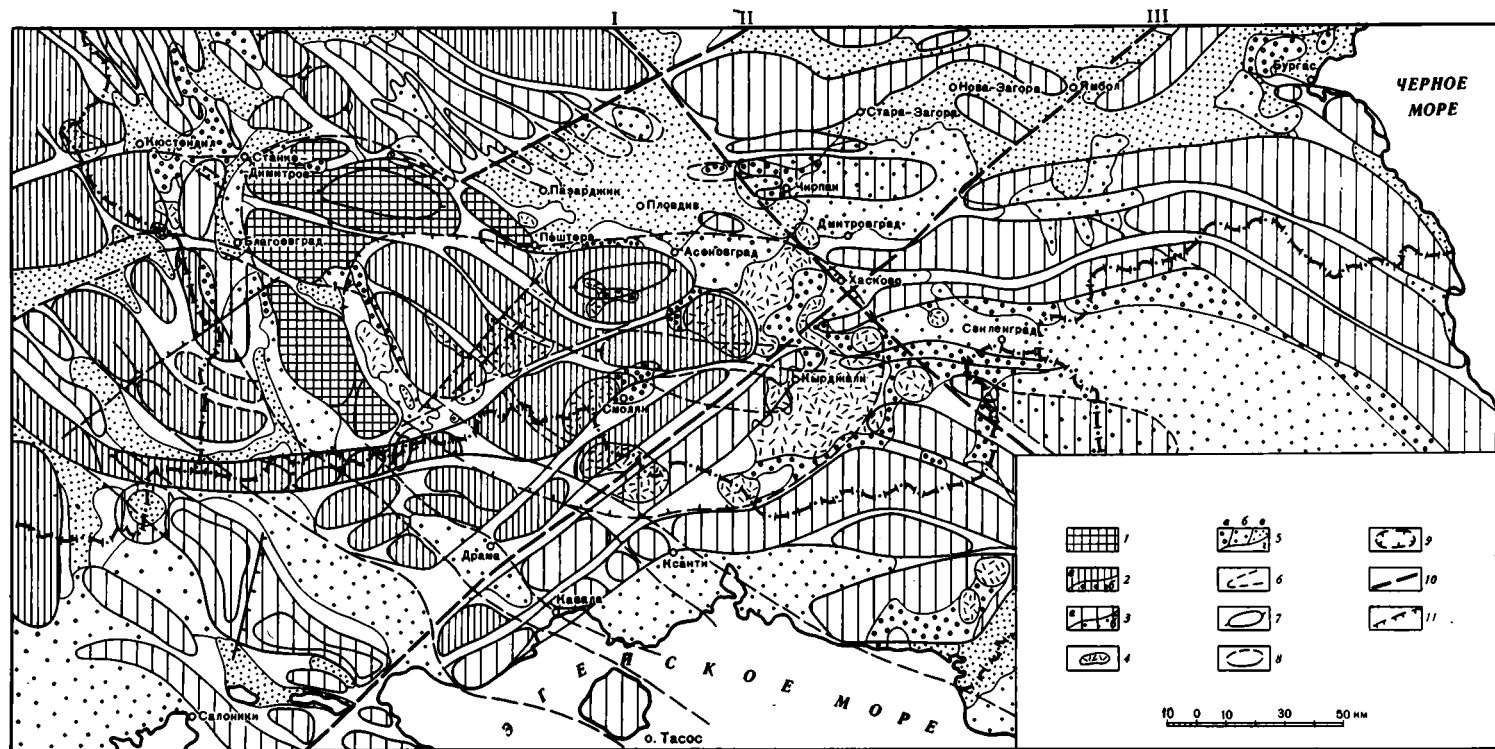


Рис. 33. Схема новейшей тектонической структуры Южной Болгарии и смежных областей

1-3 — локальные поднятия и зоны поднятий с максимальными (1), средними (2) и малыми (3) вертикальными амплитудами движений (1, 2, а и 3, а — разновозрастные докайнозойские породы, 2, б и 3, б — мало мощный покров кайнозойского вулканогенно-осадочного орогенического комплекса); 4 — участки распространения эоцен-олигоценных вулканитов; 5 — локальные впадины и относительно опущенные зоны, выполненные вулканогенными и осадочными породами кайнозойского орогенического комплекса (а, б, в) или лишенные их (г); 6 — контуры предполагаемых поднятий и впадин; 7 — центральные части (ядра) некоторых поднятий; 8 — обобщенные контуры зон поднятий и зон впадин; 9 — контур Центральнородопского вулканотектонического понижения; 10 — оси крупнейших флексуно-разрывных зон (I — Враца-Хасковской, II — Восточно-Ихтиманской, III — Смолян-Варненской); 11 — некоторые предполагаемые разрывы

Необходимо сказать, что составители тектонических карт Болгарии совершенно правильно отмечали, что новым элементом является выделение на Родопском массиве и в Альпийской складчатой системе наложенных депрессий, которые представляют собой результат послескладчатого орогенического развития территории Болгарии и которые необходимо рассматривать отдельно, чтобы яснее показать неотектонический этап развития страны, в результате которого она приняла свой современный морфологический облик [Тектонски . . . , 1971]. Но основное внимание при этом обращалось лишь на зоны тектонических депрессий, которые подразделялись на позднепалеогеновые (позднезоцен-олигоценные) и неоген-четвертичные. Мы же в равной степени рассматриваем и положительные структурные формы, развивающиеся сопряженно с отрицательными. Составленная нами карта дает возможность сделать ряд новых выводов и получить новые представления о неотектоническом развитии территории Болгарии.

В процессе составления карты возникла трудность, связанная с тем, что в ходе продолжительной истории неотектонического развития Южной Болгарии ее орогеническая структура претерпела значительные изменения, в результате которых элементы одних направлений ослабевали, дифференцировались и входили в новые композиции, подчиненные нередко другим направлениям. На рассматриваемой карте предпочтение отдано более молодым чертам, проявленным в современной структуре более активно и морфологически более цельно и определенно. Некоторые более древние, к настоящему времени переработанные формы показаны пунктирными контурами либо в случае отрицательных структур фиксируются площадями распространения палеоген-неогеновых отложений.

Крупнейшей единицей неотектонической структуры рассматриваемой территории является Родопская система поднятий, простирающаяся в общем в запад-северо-западном направлении от нижнего субмеридионального участка р. Марица на востоке до р. Струма на западе. Западнее Струмской диагональной (СЗ-ЮВ) зоны нарушений эта система продолжается сложно дифференцированной Беласицко-Осоговской системой крупных блоков, которая является частью Сербско-Македонского массива. На востоке Родопская система поднятий кулисно подставляется Странджанской, которая образует дугу, выпуклую к северо-востоку. Эти две системы разделены Одринской впадиной межгорного типа.

С северной стороны Родопская и Странджанская системы поднятий сопряжены с Верхнефракийско-Бургасской системой межгорных прогибов, ориентированной в общем субширотно. На севере последняя сопряжена со сравнительно узкой, также широтной Крайштидно-Средна-Горской системой поднятий, которая в восточном направлении постепенно сужается и в районе г. Ямбол выклинивается, а на запад, наоборот, расширяется, образуя систему узких и тесно сомкнутых, кулисно сопряженных линейных поднятий так называемого Ихтиманского порога, который отделяет от Верхнефракийского прогиба Софийскую впадину.

Крайштидно-Средна-Горская система поднятий от альпийского горно-складчатого сооружения Балкан отделена изломанной субширотной цепью межгорных впадин, отдельные звенья которой подчинены северо-западному или северо-восточному направлению. Вся эта цепь, выходящая на западе в Софийскую впадину, пространственно и, вероятно, генетически приурочена к Забалканскому разлому, ограничивающему с севера указанные выше структуры с высокоподнятым древним основанием.

С южной стороны Родопская система поднятий переходит в весьма своеобразную Северо-Эгейскую (Халкидско-Западно-Фракийскую) перекрестную контрастно-блоковую систему, на которой, очевидно, уже сказывается влияние впадины Эгейского моря.

Все перечисленные наиболее крупные единицы неотектонической структуры, как следует из схемы (см. рис. 33) и других данных, весьма значительно отличаются друг от друга по размерам, по общему размаху новейших движений, по внутренней структуре, линейности, морфологии, степени контрастности и пространственному

соотношению положительных и отрицательных форм, по формационным и другим особенностям. В этом отношении орогенная структура Южной Болгарии довольно существенно отличается от более однотипной структуры Тянь-Шаня, несмотря на значительно большие размеры последнего.

Родопская система поднятий достаточно отчетливо подразделяется на три части — Беласицко-Осоговскую, Западно- и Восточно-Родопские, которые разделены крупнейшими зонами диагональных нарушений, имеющих в общем отрицательную структуру. Это Струмская зона северо-северо-западного простирания и Смолян-Варненская зона юго-западного простирания.

Беласицко-Осоговский сектор имеет общее северо-западное простирание, вообще характерное для части Болгарии и Македонии, входящей в пределы Вардарско-Крайштитного "линеамента". На этом фоне хорошо проявлена дифференциация названной области на ряд довольно однообразно поднятых до 1,5–2 км крупных блоков более низкого порядка, очертания которых определяются, очевидно, разрывами северо-западного ($330\text{--}350$ и $310\text{--}320^\circ$), северо-восточного ($65\text{--}70^\circ$) и субширотного ($90\text{--}100^\circ$) направлений, активность и соответственно морфологическое значение которых на разных участках различны. С севера на юг это Доганинский, Осоговский, Влахинский, Плачковицко-Огражденский и Беласицкий блоки. Отрицательные структуры территориально имеют здесь резко подчиненное значение, проявляясь долинообразными понижениями, которые приурочены к зонам разрывных деформаций указанных направлений.

Самые северные, Доганицкий и Осоговский, блоки вытянуты в юго-западном направлении и резко ограничены поперечными понижениями, выполненными неоген-четвертичными отложениями. Влахинский блок вытянут субмеридионально ($170\text{--}180^\circ$). Он существенно нарушен Крупнинским разломом, к северу от которого структура погружается.

Плачковицко-Огражденский блок северо-западного направления (310°) моноклинально погружается на юго-восток. Струмский грабен, находящийся восточнее, представляет собой также моноклиальный блок, кайнозойские отложения которого имеют наклон $10\text{--}15^\circ$ на восток, к Пиринскому блоку.

Беласицкий блок (горст) вытянут в субширотном направлении, почти поперек древних складчатых структур и сланцеватости ($150\text{--}160^\circ$).

Структурным продолжением Беласицко-Осоговской полосы поднятий на юго-востоке, за пределами Болгарии, являются сводово-блоковые поднятия Сенчелской горы, Змийници, Кушницы, Карабаира и о-ва Тасос в Эгейском море.

С восточной стороны вся эта полоса ограничена зоной Струмского глубинного разлома, который является самым представительным элементом Вардарско-Крайштитного "линеамента". В неотектонической структуре он представлен системой впадин, разделенных конседиментационными порогами. Это — Джерманский, Брежанский, Струмский и Сербский грабены, заполненные отложениями палеогенового, неогенового и четвертичного возраста мощностью свыше 2000 м. Струмский разлом в качестве четкой границы между Родопскими и Беласицко-Осоговскими поднятиями оформляется в неогене и в четвертичном периоде.

Западно-Родопская область в целом представляет собой резко асимметричный свод, который в виде неправильного овала вытянут с северо-запада на юго-восток на расстояние около 180 км при ширине 90 км. Этот свод осложнен целым рядом весьма редуцированных отрицательных структур — линейных впадин внутрисгорного типа. Это преимущественно высокоподнятые узкие долинообразные понижения, на большей части практически лишенные покрова орогенического комплекса. Внутренняя структура Западных Родоп определяется взаимодействием или сложением элементов нескольких структурных направлений — запад-северо-западного, северо-северо-западного, северо-восточного, а также концентрических или дугообразных. Последние определяют изгиб Рило-Пиринской зоны поднятий. Эта зона, внешняя

по отношению к Западным Родопам, наиболее поднята в пределах всей рассматриваемой территории; амплитуды поднятий достигают здесь 3000 м. В виде дуги она обрамляет более низкую (1500–1800 м) центральную часть (собственно Западные Родопы), отделяясь от нее дугообразной же зоной впадин, из которых наиболее крупными являются Велинградская и Местинская, выполненные осадочными и вулканогенными отложениями новейшего орогенического комплекса. Кстати отметим, что и Велинградская впадина в целом и остаточные четвертичные мульды в пределах Местинской впадины приурочены к узлам пересечения рассматриваемой дугообразной зоны впадин с отрицательными зонами других направлений. При этом очевидно, что кольцевая зона была более активной на ранних этапах орогенеза (в олигоцене), в четвертичное время она разобщена, и большую активность проявляет зональность северо-восточного и северо-западного направлений.

Восточнее это же проявилось в дифференциации довольно обширных полей распространения олигоценовых вулканитов в районах городов Девин и Смолян и в развитии здесь более молодых наложенных (или существенно активизированных) впадин и поднятий северо-западного и северо-восточного направлений. При этом в восточном направлении по мере приближения к Смолян-Варненской флексуно-разрывной зоне активность проявления форм северо-восточного простирания становится доминирующей, а формы запад-северо-западного направления, которые здесь отклонились до субширотных, являются подчиненными, но, впрочем, намечаются достаточно отчетливо, обнаруживая структурную связь Западных и Восточных Родоп.

Наиболее крупными и выдающимися элементами Рило-Пиринской зоны поднятий являются Рильский и Пиринский своды. Слабо удлинённый овал Рильского свода вытянут в субширотном направлении. Суммарное поднятие в его пределах достигает 3 км. Южнее линии рек Благоевградская Бистрица — Юндол обособлен еще один, также слегка удлинённый овал. Сводовый характер поднятий хорошо обозначен периклинальным наклоном древних поверхностей выравнивания и палеогеновых отложений. Последние распространены по западной и северной периферии свода, где их наклон достигает 35–40°. Вторично изменены также соответствующим образом ориентированные кристаллизационная сланцеватость древних метаморфитов и текстуры течения в гранитоидах.

Овал Пиринского свода вытянут в северо-западном направлении (320°). Амплитуды его также достигают 3 км. Этот свод ограничивается с двух сторон четко выраженными разломами, падающими под него, и представляет, таким образом, горст-антиклинальное поднятие. Неогеновые отложения, выполняющие струмский грабен, расположенный западнее Пиринского свода, падают в сторону Пирина под углом около 15°.

На востоке Пиринский свод сопряжен с Гоцделчевской впадиной, в пределах которой распространение, мощности и деформации неоген-четвертичных отложений весьма изменчивы. В целом их мощность с востока на запад, т.е. в сторону Пирина, увеличивается от 60 до 550 м [Ненов и др., 1972]. На восточном (родопском) крыле впадины на разных высотах наблюдаются лишь отдельные пятна неогеновых отложений. Они обнаружены в окрестностях с. Змеица, южнее г. Доспата, у сел. Осина, Кочан и др.

На юге Пиринский свод ограничивается Струмецко-Барутинской субширотной полосой понижений, которая, пересекая долину р. Места, меняет свое направление на северо-восточное. Южнее в том же направлении простирается зона поднятий, собственная ориентировка которых весьма различна. На западе это поднятие гор Беласица, Сеньгелская, Стыргач, которые восточнее объединяются с Барутин-Байновским поднятием.

Относительно пониженная центральная, или внутренняя, часть Западно-Родопской области формируется уже на раннеорогеническом этапе. Активизация тектонических движений в позднем палеогене привела к интенсивному раздроблению докембрийского основания разломами, многие из которых были приурочены к древним синк-

линалям. Во впадинах, связанных с зонами этих разломов, накопились осадки большой мощности. К концу этапа здесь развился интенсивный кислый вулканизм, который привел как бы к спайке соседних положительных структур, изменению очертаний и разрезов (сокращению) впадин.

Рассматриваемая часть, собственно Западные Родопы, отчетливо подразделяется на три крупных района. Самый западный из них состоит из четырех продольных (северо-западного простираения) поднятых блоков, наклоненных на юго-запад и разделенных узкими, шовного типа впадинами. Центральный район включает Барутин-Буйновскую зону поднятий, Смолянскую впадину и большую часть Среднеродопской антиклинали. Для этого района характерна в общем северо-восточная, т.е. поперечная, зональность новейших структурных форм, связанная, очевидно, с развитием диагональной Смолян-Варневской региональной зоны флексурно-разрывных нарушений. Вместе с тем необходимо отметить весьма сложную внутреннюю структуру этого района, его интенсивную раздробленность на мелкие блоки.

Реконструируя неотектоническую зональность Родопского массива, мы могли убедиться, что описанный выше район Западных Родоп в течение этапа новейшего орогенеза был подвержен активному влиянию как продольных (северо-западных и субширотных), так и поперечных (северо-восточных) структурных направлений. Сложная мозаичная структура данного района и отражает, вероятно, интерференцию этих направлений, которую мы попытались отразить на карте (см. рис. 33), причем у нас сложилось представление о том, что с течением времени активность поперечных направлений усиливается и что они уже приобрели доминирующее значение.

Наконец, восточный район Западно-Родопской области, имеющий также сводово-блоковую структуру, представляет собой хороший пример наследования современным структурным планом докембрийской структурной формы (Северо-Родопская антиклиналь).

Восточно-Родопская область довольно существенно отличается от Западно-Родопской и по неотектонической структуре, и по геофизическим характеристикам, и по геологической истории вообще. Это впервые было отмечено Д. Ярановым [1960], который отнес ее к "триасово-юрской околородопской тектонической зоне" на основе эпиметаморфизованных отложений неопределенного до тех пор возраста, доказанного для соседних участков в Греции и Турции. В нее он включал также пространство хребта Странджа.

В целом Восточные Родопы представляют собой значительно менее поднятую, самостоятельную, антиклинально изогнутую ступень рельефа, которая образована системой линейных поднятий запад-северо-западного и субширотного простираения, разделенных более узкими долинообразными впадинами, вероятно, шовного типа. На восток последние прослеживаются морфологически определенно лишь до долин рек Марица и Ергене. Здесь вся эта система нарушается, по-видимому, поперечной флексурно-разрывной зоной. Погружаясь под покров палеоген-неогеновых отложений Восточно-Фракийской впадины, она продолжается в ее пределах в виде широкого, слабо дифференцированного антиклинального поднятия. С развитием последнего обособилась Одринская впадина остаточного типа, которая отделяет поднятия Восточный Родоп от Странджанской системы. Две самые северные ветви Восточно-Родопской системы, кулисно подставляющие одна другую, являются, вероятно, четвертичными. Они вырастают в пределах Кырджалийской вулканогенно-осадочной депрессии раннеорогенного этапа и в четвертичное время, распространяясь на восток, внедряются в пределы Одринской впадины.

Основной и наиболее высоко поднятой структурой Восточных Родоп является Мыгленикско-Текырдагская система поднятий, нарушенная разрывом в нижнем течении р. Марица. На раннеорогенном этапе Мыгленикский блок представлял собой поднятую сушу, разделявшую западную половину Восточно-Фракийского понижения на два глубоких прогиба: Момчиловградский на севере и Гюмюрджинский на юге. На неоген-четвертичном этапе Текырдагский блок, являющийся восточным

продолжением Мыгленикского, разделил Восточно-Фракийскую депрессию на две негативные структуры: Свиленградско-Одринскую на севере и впадину Мраморного моря на юге. В пределах этого блока сейчас наблюдаются линейные поднятия и понижения с направлениями Странджанских структур (130–140°). Они продолжаются на территории Болгарии, охватывая часть древнего цоколя Родопского массива.

Пограничная область между Западными и Восточными Родопами, как известно, характеризуется целым рядом структурных особенностей. В целом она представляет собой широкое поперечное понижение, к которому приурочены крупные поля распространения эоцен-олигоценых осадочных отложений и вулканитов. Последние образуют довольно многочисленные кольцевые образования различного размера, которые обнаруживают линейное расположение вдоль некоторых линий северо-восточного, а также субширотного простирания. В этой области наиболее активно проявлена северо-восточная (60–65°) ориентировка (или соответствующее зональное расположение молодых поднятий и впадин), поперечная относительно всей системы в целом.

На первом, позднепалеоген-раннемиоценовом этапе осью этой переходной полосы является Смолянско-Боровицкая зона понижений. На северо-востоке она продолжается Люляковским понижением в восточной части Балкан. Вулканические извержения, как бы спаявшие соседние структуры, и последующие преобразования несколько изменили структуру рассматриваемой переходной области. В современном орогенном плане ось переходной области, которую мы в данном месте отождествляем со Смолянско-Варненской разломной зоной, может быть проведена по линии: г. Драма — изломы р. Места (в Греции) — верхнее течение р. Арда до г. Кырджали — р. Харманлийская — западные Сакарских и Монастырских возвышенностей — по кулисным понижениям южнее Стара-Планины.

В общем же эта пограничная область, как и восток Западных Родоп, характеризуется ярко выраженной перекрестностью новейшего структурного плана. При этом и здесь мы считаем, что на ранних этапах большую активность имела продольная зональность. Связанное с этим дробление коры определило, вероятно, ее высокую проницаемость и широкое развитие здесь вулканизма.

Вместе с тем следует предполагать, что не это было главной причиной вулканизма. Аналогичный и весьма активный перекрестный план присущ и другим районам (см. рис. 33), но они либо вовсе лишены вулканизма, либо он проявлялся весьма незначительно. Широкое развитие вулканизма в целом было ограничено внутренней областью Родоп, западная граница которой в виде полукольца впадин была описана выше. Менее отчетливо это кольцо (или, точнее, овал) может быть замкнуто на востоке. Мы предполагаем, что вся эта внутренняя область Родоп, которую условно можно назвать Центрально-Родопской, имеет вулканотектоническую природу.

Странджанская система поднятий в самом общем виде похожа на Восточно-Родопскую по амплитудам поднятий доорогенного основания и по относительно простой структуре. Она образована тремя параллельными, дугообразно изогнутыми линейными зонами поднятий, которые разделены узкими впадинами внутригорного типа. На востоке Странджанская система выходит к Черноморской впадине. На западе она ограничена Смолян-Варненской флексурно-разрывной зоной, в пределах которой все ее ветви погружаются в сторону Пловдивской впадины.

Верхнефракийская система прогибов подразделяется на несколько четко обособленных частей. Это — Пловдивская впадина, Чирпанское поперечное поднятие, Загорская и Бургасская впадины.

Контуры Пловдивской впадины определены тремя зонами флексурно-разрывных нарушений: продольной Марицкой и диагональными Восточно-Ихтиманской и Враца-Хасковской. Первая из них представляет собой изломанную в плане зону разрывов северо-западного и субширотного простирания, развитых в полосе сопряжения

впадины с Западно-Родопским поднятием. Две другие границы Пловдивской впадины являются диагональными элементами региональной структуры (соответственно северо-восточного и северо-западного простираний). Морфологически они не проявлены столь отчетливо, как Марицкая, и выражены лишь в качестве некоторых зон, в пределах которых поднятия Ихтиманского и Чирпанского порогов испытывают резкое погружение в сторону Пловдивской впадины и теряют отчетливость своего проявления в пределах развития покрова неоген-четвертичных отложений. Тем не менее они обнаруживаются в виде очень молодых и пологих деформаций последних в соответствующих особенностях их распространения и рельефа.

Чирпанское поперечное поднятие представляет собой в общем приподнятую систему довольно широких антиклинальных и синклинальных молодых складок основания субширотного простирания, в пределах которых поверхность доорогенного основания последовательно снижается с севера на юг, уходя под покров новейшего орогенического комплекса. Вся эта система в виде поперечного порога разделяет Пловдивскую и Загорскую впадины. Судя по более отчетливой дифференциации образующих его частных элементов на западном фланге этого порога и распространению здесь на поверхности более древних горизонтов, оно асимметрично также в субширотном направлении и в общем погружается с запада на восток, в сторону Загорской впадины, с которой не имеет резкой границы.

Восточнее Чирпанского порога, примыкая к Смолян-Варненской региональной флексурно-разрывной зоне, выделяется широкая, в общем опущенная диагональная (65°) полоса прогибов. В ее пределах довольно широкие впадины, выполненные верхнепалеоген-четвертичными отложениями, разделены относительно узкими поднятиями, поперечными к этой полосе. Это — Новозагорско-Ямбольшая, Стралджанская, Сунгурларско-Карнобатская и Просеницкая впадины (две последние находятся за пределами изображенной на схеме территории). При этом следует отметить, что Стралджанская впадина — асимметричная грабен-синклиналь — принадлежит уже к Забалканской зоне впадин.

Широкий Хисарский порог северо-восточного простирания, ограниченный с северо-запада Смолян-Варненской флексурной зоной, отделяет указанные выше впадины от широкой Бургасской впадины, которая раскрывается к Черному морю. Распространение палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений показывает, что с течением времени положение аккумулятивного бассейна Бургасской впадины изменялось. В четвертичное время в связи с развитием Черноврышко-Росенской антиклинальной зоны, которая как бы наращивает с северо-востока Стралджанскую систему поднятий, осевая линия бассейна сместилась к северу. К ней приурочен глубокий Бургасский залив Черного моря.

Неоднократно упоминавшаяся выше Смолян-Варненская флексурно-разрывная зона была впервые намечена по геофизическим данным на участке между Родопами и Стара-Планиной и названа Ямбольшой линией [Добрев, Шукин, 1974]. По мнению Е. Бончева [1976], она не имела заметного палеогеографического значения и не проявлена на поверхности. Данные структурно-геоморфологического и структурно-геологического анализа, частично приведенные выше, свидетельствуют, однако, об активной роли этой зоны¹ в формировании новейшей тектонической структуры и рельефа этой области.

Крайштитно-Средна-Горская система поднятия по своей структуре и направленности основных ее элементов отчетливо разделяется на Крайштитно-Ихтиманскую и Средна-Горскую области. Первая из них отличается интенсивной структурной дифференцированностью и диагональной юго-восточной ($150-170^\circ$) ориентировкой зон поднятий и внутригорных впадин, выполненных осадочно-вулканогенными формациями новейшего орогенического комплекса (P_2-Q).

Местами здесь активно проявлена поперечная зональность, с которой связаны

¹ Линией такую широкую зону деформаций называть, очевидно, нецелесообразно.

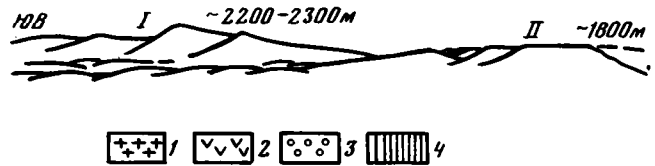


Рис. 34. Принципиальная схема морфологии тектономагматического купола горы Витоша (вид со стороны г. Софии)

I — монцитоны P_1 , 2 — андезиты K_2 , 3—4 — песчаники и конгломераты: 3 — P_2 рг, 4 — $N_2^2 - Q_1$
 I — останцы предороговой поверхности; II — раннеорогенная ПВ, выработанная в течение позднего эоцена — раннего миоцена; III — орогенная ПВ, выработанная в течение миоцен-плиоцена; IV — позднелигоцен-раннеплейстоценовая ПВ

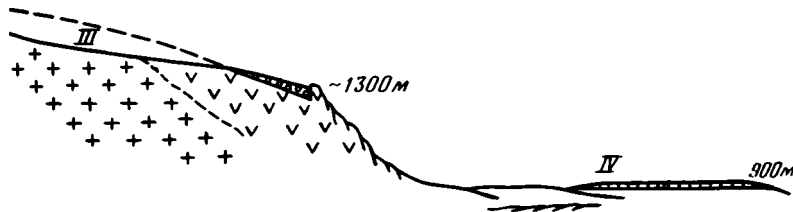
разрывы соответствующего северо-восточного направления (70°). Собственно говоря, сам Ихтиманский порог является крупнейшим элементом этой (поперечной) зональности. По существу это резко приподнятая поперечная ступень (положительная ундуляция) в пределах дугообразно изогнутой широкой Софийско-Верхне-Фракийской системы межгорных прогибов. Эту ступень образуют тесно сомкнутые поднятия, разделенные узкими линейными понижениями внутригорного типа. Их простирания ($\approx 130^\circ$) соответствуют в общем простиранию указанной системы прогибов. Более того, как на северо-западе, в пределах Софийского прогиба, так и на юго-востоке, в пределах Пловдивского прогиба, обнаруживается непосредственное продолжение зон поднятий Ихтиманского порога. Но здесь они развиваются на значительно более низком гипсометрическом уровне и проявлены в виде плоских, слабо выраженных в рельефе широких антиклиналей, очерченных распространением неогеновых и четвертичных отложений.

В рассматриваемой области особое место занимает Витошская зона поднятий, которая является как бы краевой относительно поднятий Ихтиманского порога и характеризуется значительными амплитудами воздымания (более 2000 м). Эта зона пространственно и, вероятно, генетически связана с Марицкой неинтрузивной зоной. Палеоценовые плутоны гор Витоша и Плана представляют собой типичные купольные поднятия, которые обнаруживают свое активное развитие в рельефе начиная с эоцена. Об этом свидетельствуют как характер кайнозойских отложений, так и развитие эрозионно-денудационных поверхностей (рис. 34).

Средна-Горская область представлена двумя широкими поднятиями, сильно вытянутыми в широтном направлении. Западное из них по существу охватывает горный массив Средна-Гора, поднятый свыше 1000 м, восточное — совпадает с горой Сырнена. Оба они являются частью Средна-Горского горст-антиклинория. Обособление этих двух поднятий произошло еще на раннеорогенном этапе, когда севернее, в зоне Забалканского глубинного разлома формировались наклоненные на север понижения, а на юге — обширные депрессии Верхней Фракции.

Полоса Забалканского разлома, разделяющая структуры Южной Болгарии и эпигеосинклинального орогена Балкана, в настоящее время представляет собой систему понижений — межгорных котловин, разделенных конседиментационными поперечными порогами. В целом она ориентирована в широтном направлении и имеет длину свыше 300 км при ширине около 35 км. Это — так называемая Долина Роз, являющаяся северной границей древнего Родопского массива.

Южное обрамление Родопской системы поднятий представляет собой широкую (более 50 км) субширотную полосу, которая отделяет ее от впадины Эгейского моря. Эта полоса, условно названная Халкидско-Западно-Фракийской, характеризуется весьма своеобразной структурой. Основу ее определяют пересечение и взаимное наложение контрастно развивающихся, примерно равноценных и в общем близких по ширине и амплитудам зон поднятий и зон впадин северо-западного и северо-



ро-восточного простираний, которые контролируются, вероятно, Вардарской и Смолян-Варненской флексуно-разрывными зонами. В результате здесь резко обособлены более или менее изометричные положительные и отрицательные блоки, контуры которых в целом определены, вероятно, разрывами указанных направлений. Прекрасным примером таких блоков являются о-в Тасос или расположенные севернее массивы гор Кушница и Чалдаг. Образованные этими блоками положительные и отрицательные зоны пространственно как бы продолжают соответствующие зоны Родопской системы поднятий (см. рис. 33). Так, Местинский грабен непосредственно прослеживается почти до самого побережья. Верхнеструмский грабен, разделяющий Рило-Пиринскую и Беласицко-Осоговскую зоны поднятий, по простиранию выходит к Драмской впадине в Греции, отделяясь от нее Еласицкой зоной молодых субширотных поднятий. Последняя разделяет также Нижнеструмскую и Старореченскую впадины.

Значительная разобщенность поднятых зон и блоков в пределах Халкидско-Западно-Фракийской полосы, активное современное развитие здесь широких прогибов-грабенов, особенно северо-западного простирания, является, очевидно, свидетельством и следствием активного воздействия нисходящих движений впадины Эгейского моря на южное крыло Родопского массива. По отдельным зонам это влияние распространяется довольно далеко в глубь Родопской системы поднятий (Местинский и Верхнеструмский грабены). Можно также предполагать, что проявления магматизма, субщелочного основного состава, известные в Восточной Фракии и относимые к неогену, связаны с этими же причинами.

Выводы

Неотектоническая структура Родопского массива имеет типично эпиплатформенный орогенный характер и сформирована в результате активных движений, проявленных начиная с позднего эоцена. Выделяются четыре различных этапа развития этой структуры: позднеэоцен-раннемиоценовый, миоцен-плиоценовый, позднеплиоцен-раннечетвертичный и четвертичный.

В своем развитии неотектоническая структура унаследовала целый ряд элементов более древних структур (их простирания, а иногда и форму). Унаследованность проявлена и в том, что несколько раньше и более активно новейшие деформации начались в окраинных зонах древнего Родопского массива, испытавших существенную переработку и дробление в палеозое. Но вместе с тем произошли и значительные перестройки; контуры новообразованных поднятий и прогибов являются существенно несогласными с контурами древних образований или, во всяком случае, не совпадают с ними.

Перестройки, произошедшие в процессе новейшего орогенеза (наиболее значительные из них относятся к первой половине миоцена и к концу плиоцена), не внесли принципиальных изменений в раннеорогенный структурный план. Они ограничивались главным образом более или менее значительными изменениями активности проявления и структурной роли элементов того или иного направления, тех или иных форм.

В частности, интенсивное раздробление массива, сопровождаемое внедрением и излиянием кислых магм, характерное для раннего этапа горообразования в Родобах, в дальнейшем сменилось в общем противоположными, интеграционными тенденциями и практически полным прекращением эффузивного магматизма. Развитие сложно дифференцированных систем поднятий и впадин осуществлялось, по-видимому, в поле значительных тангенциальных напряжений, которое предопределило четко обозначенную линейную зональность неотектонической структуры и почти полное прекращение вулканической деятельности. Условия растяжения сохранились (или возникли) лишь по южной периферии Родопского массива в связи с развитием впадины Эгейского моря.

В общем неотектонический структурный план Родопского массива имеет ярко выраженный перекрестный характер, предопределенный более или менее активным развитием и интерференцией положительных и отрицательных сопряженных тектонических зон разных направлений (субширотных, северо-западных и северо-восточных). С течением времени и в разных частях массива удельный вес, активность и форма проявлений всех этих структурных направлений были различны.

Самостоятельное значение, по крайней мере на раннеорогенном этапе, имело развитие вулкано-тектонической структуры Родопских гор и смежных районов, связанной с формированием в недрах земной коры больших масс преимущественно кислых расплавов, их внедрением в верхние горизонты коры и обильными излияниями. Генеральные овално-концентрические контуры этой структуры как бы наложились на линейные зоны поднятий и впадин указанных простираций, частично используя их и вместе с тем обусловив их некоторые деформации и соответствующие "аномалии" в амплитудах поднятий, в простирациях и морфологии, а также другие особенности. В общем виде эта структура представляется в виде гигантского асимметричного свода с относительно опущенной обширной центральной частью, к которой приурочены основные поля распространения эффузивов.

Этому поднятию (своду) по геофизическим данным [Йосифов, Пчеларов, 1977] соответствует крупнейшее на Балканах утолщение земной коры ("гранитный корень"), которое может быть результатом мощного скупивания и расплющивания, произошедшего одновременно с формированием смежной горно-складчатой системы Балканид эпигеосинклинального типа и, очевидно, в непосредственной связи с ним.

На более поздних этапах значение вулкано-тектонических структур убывает. В неогене вспышки кислого вулканизма отмечены лишь в некоторых местах (Струмский грабен). Проявления же молодого основного магматизма связаны, как уже указывалось, с совершенно иными структурами и процессами развития впадины Эгейского моря.

Современный Родопский массив представляет собой разновидность орогенов эпиплатформенного типа, которая обнаруживает некоторые особенности, связанные с непосредственным влиянием развития смежной системы геосинклинального типа. По своим формационным особенностям, прежде всего по характеру магматизма, вся рассмотренная область весьма похожа на области ранней консолидации фанерозойских складчатых систем. Относительно эпигеосинклинального сооружения Балкан она выступала как область наиболее высокого стояния коры ранней консолидации. Именно для таких областей, развивавшихся в пределах фанерозойских геосинклинально-складчатых систем, характерны интенсивные инъекции и излияния кислых магм на заключительных орогенных этапах развития этих систем [Артюшков и др., 1979].

ТЯНЬ-ШАНЬ

Горные цепи Тянь-Шаня возникли на месте территории, геосинклинальное развитие которой с формированием континентальной коры завершилось в общем к концу палеозоя [Пейве и др., 1976]. В дальнейшем, в мезозое и раннем кайнозое (до эоцена включительно), вся эта область вместе со смежными территориями развивалась в

режиме, близком к платформенному. Некоторая активизация произошла в конце триаса и в юре, но формации этого времени распространены на сравнительно небольших площадях и значительную роль играют лишь в пределах Ферганского хребта и Юго-Восточной Ферганы [Петрушевский, 1955].

Платформенный покров развит также фрагментарно, главным образом в пределах синеклиз, превратившихся в дальнейшем в крупные межгорные и предгорные впадины (Ферганская, Чуйская, Таджикская, Илийская, Приташкентская и др.). Он представлен отложениями эпиконтинентальных морских водоемов, а также континентальными отложениями и имеет сравнительно малые мощности. От складчатого основания эти отложения отделены поверхностью крупнейшего несогласия, а развитые в них деформации связаны главным образом с формированием новейшей орогенной структуры, которую и характеризуют. В этом отношении платформенный покров Тянь-Шаня может рассматриваться совместно с новейшим орогеническим комплексом.

Доороженное складчатое основание Тянь-Шаня гетерогенно, оно представлено массивами докембрийских кристаллических пород и в различной степени дислоцированными и метаморфизованными осадочными и магматическими породами, объединяемыми в каледонский и герцинский структурные этажи.

Неотектонический структурный план и морфология структурных элементов

Общий асимметричный (южновергентный) свод Тянь-Шаня, вытянутый субширотно более чем на 2500 км (при ширине до 400 км), образован структурными формами четырех порядков.

Наиболее крупные из них — почти столь же протяженные сопряженные системы поднятий, межгорных и предгорных прогибов [Костенко и др., 1972; Макаров, 1977]. С этими системами, которые представляют собой по существу крупнейшие складки основания, по Э. Аргану [1935], генетически связаны некоторые крупнейшие разломы, заложенные в зонах сопряжения контрастно развивающихся систем поднятий и прогибов (Северо-Киргизский, Южно-Иссык-Кульский, Северо-Атбашинский, Северо- и Южно-Ферганские, Южно-Гиссарский, Северо-Таримские). Особое положение и структурное выражение имеют столь же крупные разломы трансорогенного типа, диагональные по отношению ко всему горному сооружению (рис. 35). Из них лишь Таласо-Ферганский разлом проявлен на поверхности именно как разлом — прямолинейный секущий сдвиг, сопряженный с диагональным поднятием. Остальные секущие разломы проявлены как региональные зоны флексурно-разрывных нарушений [Костенко Н.П., 1964; Макаров, 1977; Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1976; Макаров, Шукин, 1979].

Следующими по рангу формами новейшей структуры Тянь-Шаня являются продольные линейные зоны поднятий и впадин. Это обычно асимметричные складки основания (соответственно антиклинальные и синклинальные), которые в своих крутых крыльях осложнены согласными разрывами краевого типа (взбросами и надвигами), хотя разрывной характер сопряжения этих зон не является обязательным. Антиклинальные и синклинальные зоны, развиваясь на фоне структурных волн более высокого порядка — систем поднятий и систем прогибов, определяют соответственно их антиклинорный и синклинорный характер. В связи с этим здесь выделяются внутрисгорные впадины (развиваются в системах поднятий) и внутридепресссионные поднятия (развиваются в пределах межгорных и предгорных прогибов).

Низшими по рангу новейшими деформациями складчатого основания являются отдельные более или менее крупные складки основания, по С.С. Шульцу [1948], также в той или иной мере осложненные разрывами (продольными, диагональными, поперечными и радиальными относительно их контуров, краевого типа или внутренними). По своим очертаниям эти складки изменяются от изометричных до линейных, а их поперечные размеры изменяются от первых сотен метров до нескольких

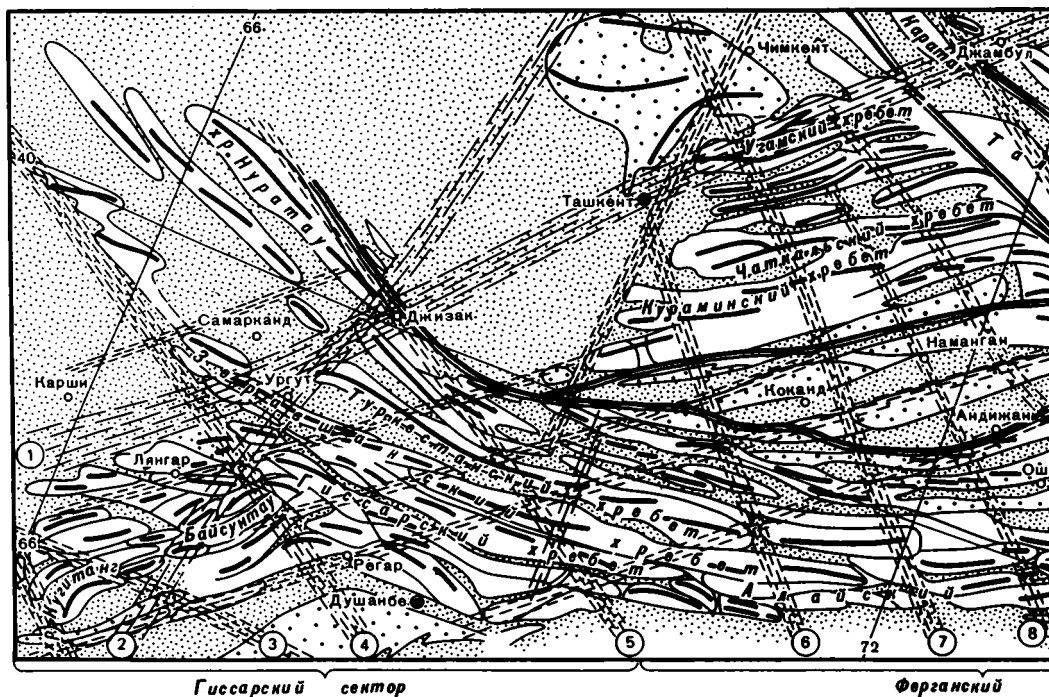


Рис. 35. Схема новейшей тектонической структуры Тянь-Шаня (по В.И. Макарову и Л.И. Соловьевой [1975])

1 — поднятия палеозойского основания; 2 — впадины, выполненные отложениями орогенического комплекса (а), окраинно- и внутридепресссионные поднятия (б); 3 — оси локальных поднятий; 4 — крупнейшие глубинные разломы; 5 — зоны секущих трансорогенных глубинных нарушений (разрывно-флексурного типа), установленные по геолого-геоморфологическим и геофизическим данным (а) и с помощью космических снимков (б)

Трансорогенные зоны (цифры в кружке): 1 — Западно-Тянь-Шаньская; 2 — Туркестан-Акчайская (Джиззакская); 3 — Курган-Тюбинская; 4 — Китобская; 5 — Пяндж-Нуратинская; 6 — Сохская; 7 — Коканд-Исфайрамская; 8 — Акбуринская; 9 — Каракуль-Балхашская; 10 — Терская; 11 — Каратау-Ферганская; 12 — Курткентская; 13 — Арамсинская; 14 — Сонкульская; 15 — Западно-Иссык-Кульская; 16 — Кендыктас-Барскаунская; 17 — Оргочерская; 18 — Аксу-Илийская; 19 — Текеская

километров [Шульц, 1948; Костенко, 1972; Макаров, 1977]. Эти складки, обычно кулисно подставляя друг друга, образуют указанные выше антиклинальные или синклиналильные зоны.

Деформации отложений новейшего орогенического комплекса, как показал С.С. Шульц [1948], разделяются на две категории. Одни из них характеризуются длительным конседиментационным развитием, по форме непосредственно отражают изгибы перекрываемого основания и являются по существу складками основания.

Другая категория объединяет более разнообразные, в основном постседиментационные складки сравнительно небольшого размера, которые являются вторичными, автономными относительно складок основания.

Это собственно складки покрова, связанные с гравитационными смещениями покрова, смятием его в зонах разрывов (у фронта надвигов, вдоль сдвигов, над погребенными разрывами) с явлениями диапиризма и других форм "соляной тектоники".

Генеральная схема неотектонической структуры (см. рис. 35) показывает ее ярко выраженный линейный и вместе с тем перекрестный характер. На фоне общего субширотного простираения всего горного сооружения его внутреннюю основу определяют элементы субширотного, северо-восточного, северо-западного и в незначительной сте-

3) сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми смещениями по диагональным разрывам (правосторонними при их северо-западной и субширотной ориентировке и левосторонними при северо-восточной ориентировке), а также соответствующей эшелонированностью (кулисностью) складок в зонах таких разломов или над ними, если они имеют скрытый (погребенный) характер;

4) признаками растяжений в субмеридиональных зонах регионального или трансорогенного типа и по другим направлениям, поперечным по отношению к зонам поднятий и впадин.

Различные геофизические, в том числе сейсмологические, данные свидетельствуют о том, что горное сооружение Тянь-Шаня в целом и образующие его системы поднятий и прогибов охватывают всю толщу земной коры. Ее мощность увеличивается с севера на юг от 45–50 до 60–65 км, уменьшаясь под системами межгорных и предгорных прогибов и увеличиваясь под системами поднятий, т.е. в рельефе подошвы коры крупнейшие элементы приповерхностной структуры отражены как бы зеркально. Исключение составляет Ферганская впадина, которой отвечает понижение подошвы коры до 50–55 км [Беляевский, 1974; Макаров, 1977].

Столь же глубинное заложение имеют зоны продольных и секущих (трансорогенных) разломов соответствующего порядка (Северо-Киргизского, Южно-Иссык-Кульского, Южно- и Северо-Ферганского, Южно-Гиссарского, Западно-Тянь-Шаньского, Таласо-Ферганского, Сонкульского).

Данные о поведении более высоких разделов земной коры (поверхности Конрада, поверхности кристаллического основания и др.) свидетельствуют о том, что они прямо отражают приповерхностные структуры. При этом указанные выше антиклинальные и синклиналильные зоны, а также крупнейшие отдельные поднятия (мегантиклинали) и прогибы (мегасинклинали) отражены в поверхности Конрада, остальные, менее крупные структурные элементы, имеют менее глубокое заложение. Таким образом, где-то в области раздела "гранитного" и "базальтового" слоев и в пределах последнего происходят определенные перестройки, компенсирующие качественное несоответствие структур подошвы земной коры и ее гранитно-метаморфического и более высоких слоев.

Это подтверждается и особенностями сейсмичности Тянь-Шаня, которая в общем характеризуется весьма высоким уровнем. Очаги землетрясений находятся здесь в пределах земной коры, в основном в области раздела Конрада и в гранитно-метаморфическом слое.

Плановое расположение сейсмически активных зон хорошо подчеркивает и подтверждает перекрестный план новейшей структуры земной коры Тянь-Шаня [Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Макаров, 1977; Шукин, 1977; Макаров, Шукин, 1979]. Среди них также обособлены зоны субширотного, северо-восточного, северо-западного, субмеридионального направления и некоторые узлы повышенной сейсмической активности. При этом важно подчеркнуть, что не все сейсмически активные зоны и узлы соответствуют наиболее активным зонам приповерхностной структуры (например, крупным разрывам и зонам высоких градиентов вертикальных движений). Повышенной сейсмической активностью характеризуется целый ряд слабо выраженных в приповерхностной структуре зон секущих нарушений, рассеянных зон флексурно-разрывных деформаций. Это подтверждает глубинность их заложения и сделанные по другим косвенным показателям предположения о, возможно, более активном развитии в глубинных слоях коры направлений, иных, чем наиболее активные, определяющие направления приповерхностных структур.

В связи с устанавливаемыми несогласиями развития разных слоев коры и верхней мантии (дисгармонией по форме, направлению или активности деформаций и, вероятно, по особенностям вещественных преобразований) предполагается существование (что в определенной степени доказано) некоторых субгоризонтальных поверхностей или зон, по которым происходят компенсационные срывы и перемещения [Макаров,

Шукин, 1979]. Они могут иметь самостоятельное сейсмогенное значение, но в качестве сейсмогенных весьма трудно прогнозируются, поскольку не имеют структурного выражения в приповерхностных горизонтах коры. Возможно, что с такими поверхностями (фактически горизонтальными разломами) генетически связаны волноводы или слои со свойствами волноводов, устанавливаемые в последние годы в земной коре ряда горных стран.

С точки зрения механизма смещений, установленных в очагах землетрясений Тянь-Шаня, они также характеризуют условия общего субмеридионального сжатия земной коры [Широкова, 1961, 1963; Введенская, 1961].

Формации и этапность¹

Кайнозойские молассы Тянь-Шаня расчленены на десять горизонтов, которые достаточно отчетливо выделяются и прослеживаются во всех крупных впадинах и повсеместно имеют близкую датировку. Эти горизонты было предложено выделять в качестве единиц унифицированной схемы стратиграфии кайнозоя Тянь-Шаня [Несмеянов, Макаров, 1974]. Шесть нижних горизонтов относятся к верхнему олигоцену и неогену, остальные — к четвертичной системе.

Оligocen-неогеновые отложения объединены в три серии, которые в общем отвечают сериям схемы Б.А. Петрушевского. Усунская серия, сложенная преимущественно красноцветными породами, включает индрикотериевый горизонт (P_3^{1-2}) и асказансорский горизонт ($P_3^3-N_1^1$). Нижняя часть индрикотериевого горизонта в морской фации обособляется в сумсарские слои. Карлукская пестроцветная и палеоцветная серия состоит из арало-турмейского (N_1^{1-2}), гиппарионового ($N_1^3-N_2^1$) и субастийского (N_2^{2-3}) горизонтов. Каракитайская серия представлена грубообломочными сероцветными отложениями субвиллафранкского горизонта ($N_2^3-U_1^1$), содержащего позвоночных, которые характерны для хапровского и таманского фаунистических комплексов.

Комплекс четвертичных отложений включает кошкурганский (Q_1), ташкентский (Q_2), голодностепский (Q_3) и сырдарьинский (Q_4) горизонты. Кошкурганский горизонт датируется фауной, соответствующей тираспольскому фаунистическому комплексу. Ташкентский горизонт подразделяется на два подгоризонта: 1) джержаланский, с фауной, отвечающей хазарскому комплексу Европы, и орудиями ашельской культуры; 2) джаркутанский, с остатками млекопитающих верхнепалеолитического (ранних стадий) комплекса и мустерскими стоянками. Голодностепский горизонт делится также на два подгоризонта: 1) охинский, с верхнепалеолитической (поздних стадий) фауной млекопитающих а также стоянками финального мустье и начала верхнего палеолита; 2) самаркандский, с остатками орудий второй половины верхнего палеолита. Сырдарьинский горизонт охватывает отложения, возраст которых датируется интервалом от современности до 12–13 тыс. лет тому назад и которые подразделяются на туткаульский и ходжаягонинский подгоризонты.

Ранее для континентальных новейших отложений Тянь-Шаня предложено множество местных стратиграфических схем, корреляция которых осуществлялась по-разному.

Сводные схемы расчленения олигоцен-неогеновых моласс обычно двучленны [Шульц, 1948; и др.] или тречленны [Петрушевский, 1955; Костенко и др., 1965]. С.А. Несмеянов [1967] дал предварительную схему деления этих отложений на шесть горизонтов, названия которых отвечают наименованиям содержащихся в них комплексов млекопитающих. Сопоставление опиралось на комплексный литологический анализ, в котором корреляционный контроль осуществлялся с помощью климатически обусловленной окраски глинистых пород [Несмеянов, 1965а]. Используя этот подход и учитывая палеонтологические данные, удалось проследить указанные горизонты во всех крупных впадинах советской части Тянь-Шаня.

¹ В этом разделе использованы материалы совместной публикации С.А. Несмеянова и В.И. Макарова [1974].

Начало четвертичного периода ознаменовалось резким увеличением интенсивности тектонических движений, воздымания горной области и изменением климата. Большая часть четвертичных отложений связана с террасовыми уровнями и расчленяется главным образом с помощью геоморфологических методов. Такой подход уже в 30-х годах позволил Н.П. Васильковскому [1935] и Ю.А. Скворцову [1939] предложить для Ферганы и Приташкентского района стратиграфическую схему, сохранившую свое значение до настоящего времени. Эта схема, включающая четыре крупных комплекса (макрокомплекса) осадков, в силу приоритета и наиболее полной возрастной датировки слагающих ее подразделений может быть положена в основу сводной стратиграфической схемы четвертичных отложений Тянь-Шаня. В качестве ее подразделений также удобно использовать горизонты, которые могут отвечать разновеликим по продолжительности этапам геологического развития. Региональные стратиграфические схемы Тянь-Шаня связаны с впадинами, которые принадлежат к системам трех крупных речных бассейнов: 1) сырдарьинской, объединяющей Нарынский, Ферганский и Голлодностепско-Кзыл-Ординский регионы, 2) чуйской, включающей Иссык-Кульский и Чуйский регионы и 3) амударьинской, к которой относятся Зеравшано-Гиссарская область и Памир.

Принятая методика позволяет скоррелировать разрезы большинства впадин Тянь-Шаня с выделением десяти горизонтов, отвечающих главным тектоно-климатическим этапам новейшего развития данной территории. Эти горизонты повсеместно получают близкую возрастную датировку. Следует отметить, что не все виды известных здесь органических остатков равноценны для корреляции и датировки толщ. Наиболее интересны данные по фауне наземных позвоночных. Для датировки четвертичных отложений большое значение имеют палеолитические стоянки. Реже возраст вмещающих пород определяется находками флоры. Наименее существенное стратиграфическое значение имеют эндемичные и еще слабо изученные пресноводные моллюски и остракоды.

Западный Тянь-Шань. Здесь наиболее полным и детально изученным является разрез *Ферганской депрессии* [Несмеянов, 1965б, 1967].

Массagetская свита объединяет красноцветные, преимущественно тонкозернистые отложения мощностью 70–300 м. В наиболее мощных и полных разрезах свита делится на толщи и слои:

1) сумсарские слои — малиново-красные глины, аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников и конгломератов; мощность от первых метров до 100 м. Морская фауна: *Exogyra ferganensis* Rom., *E. galeata* Rom., *Gryphaea sewersovi* Rom., *Nonion usbekistanensis* Byk., *N. laevis* (Orb.), *Cibicides oligocenicus* Sam., *C. muhdus* Byk., *C. bornemanii* Byk., *Rotalis canui* Such. В Юго-Западной Фергане хорошо прослеживается фашиальное замещение сумсарских слоев кирпично-красными глинами. Красноцветные породы сумсарских слоев обычно залегают на размытой поверхности зеленых глин ханабадских слоев. Датировка сумсарских слоев не однозначна. Г.П. Крейденков и Р.М. Давидзон [1966] предлагают целиком относить их к эоцену, О.С. Вялов [1964], Г.А. Бельский и С.Х. Миркамалова [1965] — к среднему олигоцену, а нижележащие ханабадские слои — к нижнему олигоцену. Анализируя зубы акул из разных районов Средней Азии, Л.С. Гликман и В.В. Ищенко [1967] пришли к выводу о миоценовом возрасте сумсарских и даже ристанских слоев. Опираясь на результаты анализа фауны моллюсков, Д.Д. Бузуруков [1964] предлагает проводить границу эоцена и олигоцену по подошве сумсарских слоев. К аналогичному выводу пришли Н.Е. Минакова [1964], Р.К. Макарова и Л.В. Миронова [1964], которые сопоставляют сумсарские слои с туранглинской свитой, а нижележащие ханабадские слои — с верхами чеганской свиты Северного Приаралья (по схеме Н.К. Овечкина). Также к низам олигоцену относят сумсарские слои В.Т. Балахаматова и Р.Х. Липман [1965], опиравшиеся на анализ фауны фораминифер. При этом два последних автора сопоставляют сумсарские слои с хадумским горизонтом. По-видимому, наиболее вероятным является отнесение сумсарских слоев к верхнему эоцену — нижнему олигоцену;

2) "кирпично-красная" толща — кирпично-красные тонкозернистые породы с про-

слоями мергелей, гипсов, соли, песчаников и вулканического пепла. В этих отложениях выделяются две локальные толщи:

а) монотонно-красноцветные аргиллиты мощностью до 300–2000 м, в которых В.Г. Клейнберг [1957] отмечает присутствие палеогеновой микрофауны.

б) яркоокрашенные пестроцветные глины, аргиллиты и алевролиты с пластами кирпично-красных и коричневых глин и каменной соли общей мощностью 500–900 м. В верхней части "соленосной" толщи присутствуют палеогеновые фораминиферы: *Nonion aff. graniferus* (Terg.), *N. Laevis* (Orb.), *Cribronion ex gr. farganensis* Byk., *Cr. rischitanicum* (Byk.), *Discobis feganensis* Byk., *Cibicides cf. arteni* Byk., *C. infrapaleogenicum* Byk. и др. Большое число находок раковин этих фораминифер в разных горизонтах массагетской свиты и их хорошая сохранность заставляют нас присоединиться к мнению В.Г. Клейнберга о том, что данная фауна находится в первичном залегании. Таким образом, массагетская свита, по всей вероятности, должна целиком или почти целиком относиться к олигоцену.

Аксарайская свита — часто чередующиеся пласты палеоцветных алевролитов, песчаников и конгломератов мощностью 100–3000 м. В наиболее прогнутых частях депрессии свита расчленяется на две региональные толщи:

1) "бледно- и пестроокрашенные" слои ("гипсоносная" толща), сложенные бледно-розовыми, палевыми, зеленовато- и синева-серыми алевролитами с пластами и прослоями гипсов, песчаников и конгломератов; в нижней части встречаются прослои каменной соли; мощность от первых десятков метров до 1700 м. На сводах Чонгарской, Белесеньской и других антиклиналей эта толща с разрывом и несогласием перекрывает более древние отложения. В верхах толщи присутствуют миоценовые моллюски и хары, большая часть которых переходит и в вышележащие отложения;

2) "буровато-палевая" толща — палевые и бурые алевролиты, песчаники, конгломераты (в нижней части — с прослоями мергелистых известняков и загипсованных алевролитов) мощностью 100–1800 м. Из верхней части толщи известна фауна неогеновых позвоночных, в том числе плиоценовый грызун *Scitotula* sp. [Бакун, Вангенгейм, 1963]. В ряде разрезов "буровато-палевая" толща разделяется на две локальные толщи:

а) нижнюю "бурую", которая иногда ложится с несогласием на более древние породы и представлена часто чередующимися красно-бурыми, местами загипсованными алевролитами и песчаниками с прослоями мергелистых известняков, мощностью 400–1200 м. Отмечаются известные из миоцена *Chara aff. escheri* Heer., *Ch. helisteres* Brongn., *Ch. medicaginula* Brongn., *Ch. vestiformis* Grov., а также флора, моллюсков, остракоды. По мнению большинства исследователей, здесь присутствуют как позднемиоценовые, так и плиоценовые формы [Васильковский, 1935; Грамм, 1959],

б) верхнюю "палевую", которая сложена преимущественно косослоистыми песчаниками с прослоями щебенчатых конгломератов, мощностью до 600 м. Здесь обнаружена плиоценовая форма южного слона *Archidiskodon meridionalis* (Nesti), яйца страуса, флора, остракоды.

Коктюрьковская свита представлена серыми конгломератами с прослоями палео-серых песчаников, алевролитов и каменных лёссов. На сводах многих антиклиналей свита залегает с разрывом и несогласием на более древних отложениях. Мощность ее 80–400 м. Обнаружена фауна позднеплиоценовых позвоночных *Archidiskodon meridionalis* (Nesti), *Eiasmotherium* sp. (caucasicum?) и четвертичная флора *Populus litwinowiana* Dide., *Acer fedschenkoanum* Krysch., *Salix cf. kaprea* L.

Нанайский макрокомплекс на юго-западе депрессии перекрывает останцы обширной ПВ и представлен каменными лёссами мощностью в первые десятки метров, местами с галечником в основании. Севернее их мощность увеличивается до 100 м, а в наиболее прогнутой части депрессии лёссы переслаиваются с аллювиальными галечниками. У северного борта депрессии эти отложения фациально замещаются валунно-галечным и щебнисто-суглинистым пролювием. У пос. Уч-Курган на поверхности нанайских лёссов найден нижнепалеолитический (?) чоппинг. Не исключено, что с этим же уровнем следует связывать перетолженные нижнепалеолитический чоптер у пос. Пальман

и ручное рубило (?) из района Ходжи-Гаир [Ранов и др., 1967]. Возможно, что чопинг из Уч-Кургана и чопер из Пальмана моложе отложений нанайского комплекса и относятся к раннеташкентскому этапу.

Ташкентский макрокомплекс представлен в горной области двумя высокими региональными террасами, сложенными обычно валунно-галечным материалом, несущим покров лёссовидных пород. Последние неяснослоисты и окрашены светлее, чем нанайские. В центральных частях депрессии террасы сливаются в единую серию пролювиальных конусов с мощностью отложений до 100 м и более. В наиболее прогнутой части депрессии накапливались аллювиальные песчано-глинистые отложения с прослоями галечников.

Почти повсеместная двучленность ташкентских образований позволяет разделить их на два комплекса: древний, шахристанский и более молодой, джаркутанский. В группе кайраккумских местонахождений видно, что переотложение ашель-мустьерских (или раннемустьерских) изделий происходило начиная с джаркутанской эпохи. Следовательно, их формирование относится к концу шахристанской или началу джаркутанской эпохи [Ранов, Несмеянов, 1962]. Это хорошо согласуется с возможной приуроченностью к началу шахристанской эпохи нижнепалеолитических изделий из Уч-Курагана и Пальмана. Изделия развитого мустье присутствуют на поверхности обеих ташкентских террас. При этом на местонахождении Джар-Кутан они встречаются в пойменных суглинках джаркутанской террасы [Несмеянов, Ранов, 1962], а на местонахождении Айрбае — в ее русловых галечниках [Ранов и др., 1967]. Присутствие открытых стоянок финального мустье (Чонгара, Уч-Курган и др.) на поверхности джаркутанских террас позволяет допустить соответствие их началу голодностепского этапа [Несмеянов, Ранов, 1971].

Голодностепский макрокомплекс представлен двумя низкими региональными террасами, аккумулятивный чехол которых рыхлее и маломощнее, чем чехол ташкентских террас. Его верхняя суглинистая часть отличается ясной горизонтальной слоистостью. Выделяются два стратиграфических комплекса: древний охнинский и молодой — ходжагорский. Датировка охнинского комплекса опирается на присутствие переотложенных верхнепалеолитических изделий в верхних слоях аккумулятивного чехла соответствующей террасы у пос. Охна в Южной Фергане [Ранов и др., 1967] и на вероятную связь наиболее поздних мустьерских стоянок с началом охнинского этапа. Возраст ходжагорской террасы определяется тем, что к ее поверхности и к самым верхним частям аккумулятивного чехла приурочены позднепалеолитические изделия на местонахождениях Урта-Курган близ Шахристана и Ходжа-Гоу у пос. Чарку [Несмеянов, Ранов, 1964].

Сырдарьинский макрокомплекс представлен главным образом пойменными и низкими террасами, сопрягающимися с низкими террасами Сырдарьи. К востоку от Ленибада наиболее древняя из этих террас образует Кайраккумскую аллювиальную равнину (кайраккумский комплекс). В ее поверхность вложены русла Сырдарьи — древнее отмершее и современное, относящиеся к ходжаягонинскому комплексу. В пределах современного русла уже сформировались 2–4-метровая терраса и более низкая, ежегодно заливаемая пойма. Изучение древней ирригационной сети в Восточной Фергане позволило О.А. Рыжкову [1957] оценить время формирования первой и частично второй террас р. Акбурь: 3000 лет назад. С повышением тектонической активности, обусловившей усиление эрозии в начале ходжаягонинской эпохи, по-видимому, связано обрушение свода в навесе Ак-Танги, датируемое интервалом 6–8 тыс. лет назад [Литвинский, Ранов, 1964]. К раннесырдарьинскому врезу одного из правых притоков р. Нарын приурочен грот Ташкумыр. В нем с пойменным аллювием Кайраккумской террасы связаны мезолитические изделия, возраст которых, по В.А. Ранову, определяется в интервале 9–13 тыс. лет назад.

Для Приташкентского предгорного прогиба и целого ряда впадин Чаткало-Кураминских гор и юго-западного подножия Каратау уже наметилась единая стратиграфическая схема [Корсаков, 1965; Костенко Н.Н., 1964; Костенко и др., 1965]. Она имеет следующий вид снизу вверх.

Келесская серия объединяет, по Ф.П. Корсакову, красноцветные аналоги массива Феграны, мощностью 60–500 м. В Ташсайском разрезе основные серии составляют кирпично-красные глины с *Exogyra galeata* Rom., являющиеся аналогами сумсарских слоев. Г.А. Беленький и С.Х. Миркамалова [1965] приводят для Ангренского плато разрез сумсарских слоев, в котором нижние 10 м представлены гравелитами, а выше залегают зеленовато-серые и кирпично-красные глины мощностью до 20 м, с *Gryphaea sewerzowi* Rom., *Ostrea longirostris* Lam., *Exogyra galeata* Rom., *E. ferganensis* Rom. и др. Некоторые исследователи исключают сумсарские слои из состава келесской серии и подразделяют ее на две части: 1) агитминскую свиту — кирпично-красные алевролиты, мергели, песчаники, конгломераты, мощностью до 300 м; 2) залегающие выше с разрывом и несогласием красно-бурые алевролиты, песчаники, гравелиты, иногда с прослоями гипса, мощностью до 250 м. Таким образом, расчленение красноцветных отложений здесь аналогично ферганскому. К пограничным горизонтам между красноцветными и палеоцветными отложениями приурочена находка палеогеновой *Phymatogena duenvelii* Wat. [Синицын, 1957].

Строение вышележащих палеоцветных образований в данном районе напоминает строение их во многих районах Южной Ферганы. Не исключено, однако, что здесь в большинстве случаев из разреза выпадают аналоги нижнеаксарайских бледноокрашенных пестроцветов. Это тем более вероятно, что осадки чирчикской свиты часто залегают на красноцветных с несогласием, фиксирующим значительный перерыв осадконакопления [Костенко и др., 1965].

Чирчикская серия — красновато-бурые алевролиты, гравелиты и конгломераты с прослоями водорослевых известняков; мощность 150–400 м. Неогеновая фауна: *Hipparion* sp., *Rhinoceros* sp., жираф и др., флора — *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer. Эта серия отвечает "бурой" толще Ферганы.

Аксакатинская серия залегает на нижележащих отложениях с несогласием и подразделяется на две части:

1) светло-бурые алевролиты, конгломераты, брекчии, прослои мергелей, мощностью 50–400 м и более. Фауна позднелиоценовых позвоночных: *Equus stenonis* Cochi, *Gasella* sp., *Rodentia*. Н.Н. Костенко [1964] отмечает присутствие типичной акчагыльской фауны (*Limnocythere predigialis* Mand., L. ex gr. *pliocenica* Sus.) в синхронных осадках шахшахской свиты Кызылкумов. Эти отложения коррелируются с "палевой" толщей ферганского разреза;

2) валунные конгломераты с прослоями алевролитов, мощностью 100–200 м. Эти отложения, из которых известна скорлупа яиц страуса, принадлежащего илийскому фаунистическому комплексу, Н.Н. Костенко [1964] относит к кокурюмской свите. Они сопоставляются с коктюрлюкской свитой Ферганы.

Нанайский макрокомплекс — высокая терраса, в аккумулятивном чехле которой нижние 260 м состоят из галечников, а верхние 40 м — розовато-палевым каменным лёссом. В верховьях р. Чаткал аллювий сопрягается с флювиогляциальными отложениями наиболее древнего здесь оледенения [Алферов и др., 1965]. На юго-западном склоне Каратау у пос. Кошкурман из буровато-зеленых песчаников и глин кошкурманской свиты, вложенной в конгломераты кокурюмской свиты, известны млекопитающие кошкурманского фаунистического комплекса: *Paracamelus gigas*, *Equus* cf. *mosbashensis*, e. (*Asinus*) *Hubrantinus* *Dicerorhinus* *etruscos*, *Bison* *priscus* sub sp. [Костенко, 1964].

Ташкентский макрокомплекс представлен в предгорьях отложениями так называемой основной лёссовой террасы. Мощность ее русловых галечников достигает 20–40 м, а вышележащих лёссов — 30–90 м [Мавлянов, Исламов, 1966]. Из основания лёссов известен зуб *Elasmotherium sibiricum*, некоторые исследователи считают его переотложенным [Тетюхин, 1971]. В горах эта терраса расщепляется на две. В верховьях долин к днищам обеих ташкентских эрозионных врез приурочены морены максимального оледенения [Маматкулов, 1959]. В Каратау на стоянке Карасу мустьерские изделия содержатся в пойменном суглинке третьей (Ташкентской) тер-

расы р. Аристанда [Бажанов, Костенко, 1962]. С концом ташкентского этапа связывается и позднемустьерское заселение грота Ходжикент. В пещерной стоянке Обирахмат изделия финального мустье распределены в мощной толще пещерных отложений, верхняя часть которых отвечает, по-видимому, уже началу голодностепского этапа [Несмеянов, Ранов, 1971].

Голодностепский макрокомплекс представлен террасовыми образованиями, в которых мощность галечников достигает 100 м, а вышележащих лёссов — 20—40 м. В приташкентском районе из разреза голодностепских отложений известны верхнепалеолитические изделия и кости *Equus hemionus* и др. Абсолютный возраст костных остатков составляет около 30 тыс. лет [Тетюхин, 1960].

Сырдарьинский макрокомплекс представлен обычно осадками поймы и двух первых надпойменных террас. Н.Ф. Федин [1955] оценивает возраст второй террасы Сырдарьи у пос. Чардара в 5—6 тыс. лет.

Таким образом, разрезы впадин Западного Тянь-Шаня коррелируются весьма детально.

Межгорные впадины Северного и Центрального Тянь-Шаня. В основании моласс большинства межгорных впадин этой области залегает коктурпакская свита — красноцветные (малиново-красные и красно-бурые), реже зеленовато-серые глины, песчаники, известковистые гравелиты и конгломераты с прослоями комковатых известняков, базальтов и их туфов, мощность обычно не превышает первых десятков метров. В Тоюнской депрессии (КНР) аналоги коктурпакской свиты залегают с незначительным несогласием на известняках с фауной алайских и туркестанских слоев (средний и низы верхнего эоцена) и перекрываются кирпично-красной свитой конгломератов и песчаников, которые на северном борту Таримской впадины подстилаются сумсарскими слоями [Вонгаз, 1956]. Последнее, таким образом, соответствует верхам коктурпакской свиты. Ее низы, скорее всего, отвечают верхнеэоценовым риштанским, исфаринским и ханабадским слоям. Это подтверждается присутствием в аналогичных отложениях Иссык-Кульской впадины (чонкурчакская свита, по С.С. Шульцу) эоцено-олигоценовых *Prothyracodon*, *Deperetella*, *Teleolophus* [Жуков, 1970; Тарасов, 1970]. Имеющееся определение абсолютного возраста базальтов Центрального Тянь-Шаня (около 55 млн. лет, по А.А. Крылову [1960]) указывает на возможность присутствия в коктурпакской свите и более древних частей эоцена.

В Иссык-Кульской впадине чонкурчакская (коктурпакская) свита перекрыта кирпично-красными отложениями джетыгузской свиты, в которой выделяются две подсвиты. Нижняя подсвита — конгломераты, гравелиты и алевролиты общей мощностью до 600 м — содержит наземных черепах *Testudo* sp. и *Stylemys karakolensis* Rjab.; последняя из них относится к олигоцену или, во всяком случае, к отложениям не выше нижнего миоцена [Рябинин, 1927]. Верхняя подсвита отличается менее грубым механическим составом и менее яркой желтовато-красной окраской; ее мощность достигает 800 м. Эти подсвиты, по-видимому, являются аналогами двух верхних толщ массагетской свиты Ферганы.

Согутинская свита, залегающая выше, сложена конгломератами, брекчиями, розовато-серыми и бурыми "мусорными" глинами мощностью около 1,5 км.

Джуукинская свита завершает разрез заведомо неогеновых отложений. Это в общем палевые и буровато-палевые песчано-глинистые отложения, разделяемые на две подсвиты. Нижняя подсвита отличается более густой окраской и более грубым составом, ее мощность до 1 км. Верхняя подсвита сложена песчаниками, мергелями и глинами палевого, зеленоватого и голубоватого цвета мощностью 450 м. Из джуукинской свиты Т.А. Сикстель [1939] описаны остатки растений, переходных от миоцена к плиоцену. Костные остатки из верхней подсвиты относятся к илийскому фаунистическому комплексу [Курдюков, 1962б; Беляева, Курдюков, 1963; Кузнецов и др., 1964].

Палеонтологические данные и литологические особенности позволяют сопоставлять подсвиты джуукинской свиты соответственно с "бурой" и "палевой" толщами ферган-

ского разреза. Таким образом, согутинскую свиту можно параллелизовать с нижней толщей аксарайской свиты.

В *Кочкорской впадине* кайнозойский разрез начинается красноцветными песчаниками и гравелитами с прослоями глин и мергелей, общая мощность которых, по данным С.А. Тарасова [1970], составляет 400 м. В основании красноцветной толщи отмечаются известняки и известковистые конгломераты мощностью 5–7 м, которые могут относиться к коктурпакской свите. Верхняя часть толщи содержит прослой зеленых глин и белых мергелей и, вероятно, отвечает верхней, пестро-красноцветной толще массагетской свиты Ферганы. Остальная часть красноцветов Кочкорской впадины соответствует сумсарским слоям и монотонно красноцветной толще.

Выше залегает мощный и богатый органическими остатками комплекс палеоцветных и пестроцветных отложений, объединяемых в *кочкорскую свиту*. Последняя делится на три подсвиты.

Нижняя подсвита — песчаники, конгломераты и брекчи, алевролиты и глины с прослоями мергелей, известняков, гипсов и солей; суммарная мощность 300–1500 м. Характерна зеленовато-серая, зеленая, коричнево-серая окраска пород. По стратиграфическому положению, литологии и окраске они сопоставляются с согутинской свитой.

Средняя подсвита — табачно-зеленые, шоколадные, палево- и буровато-серые глины, алевролиты и песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов, мергелей и известняков. Мощность изменяется от 100–150 до 600–1000 м. Фауна млекопитающих, черепях, птиц, рыб, насекомых и флора позволяют отнести вмещающие отложения ко второй половине миоцена [Шульц, 1948; Петрушевский, 1955; Неймышев, 1965; Корнилова, 1966; Тарасов, 1970].

Верхняя подсвита — песчано-глинистые отложения с прослоями мергелей; общая мощность 220–850 м. Перемежаются бледноокрашенные слои палевого, желтого, светло-, голубовато- и зеленовато-серого, светло-розового и светло-коричневого цвета. Подсвита охарактеризована плиоценовыми формами млекопитающих [Трофимов, 1959; Жегалло, 1961; Тарасов, 1970], а также моллюсков, остракод и флоры [Шульц, 1948; Корнилова, 1966; Абузярова, 1966], которые вместе с литологическими особенностями позволяют соотносить ее с "бурой" толщей ферганского разреза и павлодарской свитой Казахстана.

Айгырджальская свита постепенно сменяет кочкорскую вверх по разрезу и представлена светло-бурыми, буровато-палевыми, красновато-бурыми и розовато-серыми "мусорными" глинами, алевролитами и конгломератами общей мощностью 170 м. В ней найден зуб носорога и остракоды плиоценового возраста [Курдюков, 1962⁶]. По стратиграфическому положению и литологии айгырджальская свита отвечает верхней части джуукинской свиты и "палевой" толще ферганского разреза.

Разрезы олигоцен-неогеновых отложений *Нарынской, Атбашинской и Аксарайской впадин*, являющихся частями некогда единой депрессии, сходны между собой. Коктурпакская свита здесь повсеместно перекрывается красноцветными отложениями *киргизской свиты*, сложенной песчаниками, гравелитами, конгломератами и глинами с прослоями гипсов, реже мергелей и известняков. Мощность свиты составляет 400–600 м в Атбашинской и Аксайской впадинах, до 900–1000 м — в Нарынской.

По стратиграфическому положению и кирпично-красной окраске киргизская свита впадин Центрального Тянь-Шаня соответствует джетыюгузской свите Иссык-Куля.

Нарынская свита объединяет вышележащие неогеновые отложения. Она отличается преимущественно песчано-глинистым составом, значительным распространением гипсов, солей и мергелей. Окраска отложений свиты изменчива: шоколадно-коричневая, а также голубовато-серая, палево-желтая, бурая и серо-зеленая — в нижней части разреза, розовато-палевая, и бледно-пестроцветная — в средней, буровато-палевая — в верхней. Соли сконцентрированы главным образом в основании свиты, мергели — в верхней части, гипсы развиты по всему разрезу. Мощность свиты в Нарынской впадине достигает 4 км, в Атбашинской — 4,5 км, в Аксае — более 2,5 км.

расы р. Аристанда [Бажанов, Костенко, 1962]. С концом ташкентского этапа связывается и позднемустьерское заселение грота Ходжикент. В пещерной стоянке Обирахмат изделия финального мустье распределены в мощной толще пещерных отложений, верхняя часть которых отвечает, по-видимому, уже началу голодностепского этапа [Несмеянов, Ранов, 1971].

Голодностепский макрокомплекс представлен террасовыми образованиями, в которых мощность галечников достигает 100 м, а вышележащих лёссов — 20—40 м. В приташкентском районе из разреза голодностепских отложений известны верхнепалеолитические изделия и кости *Equus hemionus* и др. Абсолютный возраст костных остатков составляет около 30 тыс. лет [Тетюхин, 1960].

Сырдарьинский макрокомплекс представлен обычно осадками поймы и двух первых надпойменных террас. Н.Ф. Федин [1955] оценивает возраст второй террасы Сырдарьи у пос. Чардара в 5—6 тыс. лет.

Таким образом, разрезы впадин Западного Тянь-Шаня коррелируются весьма детально.

Межгорные впадины Северного и Центрального Тянь-Шаня. В основании моласс большинства межгорных впадин этой области залегает коктурпакская свита — красноцветные (малиново-красные и красно-бурые), реже зеленовато-серые глины, песчаники, известковистые гравелиты и конгломераты с прослоями комковатых известняков, базальтов и их туфов, мощность обычно не превышает первых десятков метров. В Тоюнской депрессии (КНР) аналоги коктурпакской свиты залегают с незначительным несогласием на известняках с фауной алайских и туркестанских слоев (средний и низы верхнего эоцена) и перекрываются кирпично-красной свитой конгломератов и песчаников, которые на северном борту Таримской впадины подстилаются сумсарскими слоями [Вонгаз, 1956]. Последние, таким образом, соответствуют верхам коктурпакской свиты. Ее низы, скорее всего, отвечают верхнеэоценовым риштанским, исфаринским и ханабадским слоям. Это подтверждается присутствием в аналогичных отложениях Иссык-Кульской впадины (чонкурчакская свита, по С.С. Шульцу) эоцено-олигоценовых *Prothyrocodon*, *Deperetella*, *Teleolophus* [Жуков, 1970; Тарасов, 1970]. Имеющееся определение абсолютного возраста базальтов Центрального Тянь-Шаня (около 55 млн. лет, по А.Я. Крылову [1960]) указывает на возможность присутствия в коктурпакской свите и более древних частей эоцена.

В Иссык-Кульской впадине чонкурчакская (коктурпакская) свита перекрыта кирпично-красными отложениями джетыгузской свиты, в которой выделяются две подсвиты. Нижняя подсвита — конгломераты, гравелиты и алевролиты общей мощностью до 600 м — содержит наземных черепах *Testudo* sp. и *Stylomys karakolensis* Rjab.; последняя из них относится к олигоцену или, во всяком случае, к отложениям не выше нижнего миоцена [Рябинин, 1927]. Верхняя подсвита отличается менее грубым механическим составом и менее яркой желтовато-красной окраской; ее мощность достигает 800 м. Эти подсвиты, по-видимому, являются аналогами двух верхних толщ массагетской свиты Ферганы.

Согутинская свита, залегающая выше, сложена конгломератами, брекчиями, розовато-серыми и бурыми "мусорными" глинами мощностью около 1,5 км.

Джуукинская свита завершает разрез заведомо неогеновых отложений. Это в общем палевые и буровато-палевые песчано-глинистые отложения, разделяемые на две подсвиты. Нижняя подсвита отличается более густой окраской и более грубым составом, ее мощность до 1 км. Верхняя подсвита сложена песчаниками, мергелями и глинами палевого, зеленоватого и голубоватого цвета мощностью 450 м. Из джуукинской свиты Т.А. Сикстель [1939] описаны остатки растений, переходных от миоцена к плиоцену. Костные остатки из верхней подсвиты относятся к илийскому фаунистическому комплексу [Курдюков, 1962б; Беляева, Курдюков, 1963; Кузнецов и др., 1964].

Палеонтологические данные и литологические особенности позволяют сопоставлять подсвиты джуукунской свиты соответственно с "бурой" и "палевой" толщами ферган-

ского разреза. Таким образом, согутинскую свиту можно параллелизовать с нижней толщей аксарайской свиты.

В *Кочкорской впадине* кайнозойский разрез начинается красноцветными песчаниками и гравелитами с прослоями глин и мергелей, общая мощность которых, по данным С.А. Тарасова [1970], составляет 400 м. В основании красноцветной толщи отмечаются известняки и известковистые конгломераты мощностью 5–7 м, которые могут относиться к коктурпакской свите. Верхняя часть толщи содержит прослои зеленых глин и белых мергелей и, вероятно, отвечает верхней, пестро-красноцветной толще массагетской свиты Ферганы. Остальная часть красноцветов Кочкорской впадины соответствует сумсарским слоям и монотонно красноцветной толще.

Выше залегает мощный и богатый органическими остатками комплекс палеоцветных и пестроцветных отложений, объединяемых в *кочкорскую свиту*. Последняя делится на три подсвиты.

Нижняя подсвита — песчаники, конгломераты и брекчии, алевролиты и глины с прослоями мергелей, известняков, гипсов и солей; суммарная мощность 300–1500 м. Характерна зеленовато-серая, зеленая, коричнево-серая окраска пород. По стратиграфическому положению, литологии и окраске они сопоставляются с согутинской свитой.

Средняя подсвита — табачно-зеленые, шоколадные, палево- и буровато-серые глины, алевролиты и песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов, мергелей и известняков. Мощность изменяется от 100–150 до 600–1000 м. Фауна млекопитающих, черепов, птиц, рыб, насекомых и флора позволяют отнести вмещающие отложения ко второй половине миоцена [Шульц, 1948; Петрушевский, 1955; Неймышев, 1965; Корнилова, 1966; Тарасов, 1970].

Верхняя подсвита — песчано-глинистые отложения с прослоями мергелей; общая мощность 220–850 м. Перемежаются бледноокрашенные слои палевого, желтого, светло-голубовато- и зеленовато-серого, светло-розового и светло-коричневого цвета. Подсвита охарактеризована плиоценовыми формами млекопитающих [Трофимов, 1959; Жегалло, 1961; Тарасов, 1970], а также моллюсков, остракод и флоры [Шульц, 1948; Корнилова, 1966; Абузярова, 1966], которые вместе с литологическими особенностями позволяют соотносить ее с "бурой" толщей ферганского разреза и павлодарской свитой Казахстана.

Айгырджальская свита постепенно сменяет кочкорскую вверх по разрезу и представляется светло-бурными, буровато-палевыми, красновато-бурными и розовато-серыми "мусорными" глинами, алевролитами и конгломератами общей мощностью 170 м. В ней найден зуб носорога и остракоды плиоценового возраста [Курдюков, 1962б]. По стратиграфическому положению и литологии айгырджальская свита отвечает верхней части джуукинской свиты и "палевой" толще ферганского разреза.

Разрезы олигоцен-неогеновых отложений *Нарынской, Атбашинской и Аксарайской впадин*, являющихся частями некогда единой депрессии, сходны между собой. Коктурпакская свита здесь повсеместно перекрывается красноцветными отложениями *киргизской свиты*, сложенной песчаниками, гравелитами, конгломератами и глинами с прослоями гипсов, реже мергелей и известняков. Мощность свиты составляет 400–600 м в Атбашинской и Аксарайской впадинах, до 900–1000 м — в Нарынской.

По стратиграфическому положению и кирпично-красной окраске киргизская свита впадин Центрального Тянь-Шаня соответствует джетыгузской свите Иссык-Куля.

Нарынская свита объединяет вышележащие неогеновые отложения. Она отличается преимущественно песчано-глинистым составом, значительным распространением гипсов, солей и мергелей. Окраска отложений свиты изменчива: шоколадно-коричневая, а также голубовато-серая, палево-желтая, бурая и серо-зеленая — в нижней части разреза, розовато-палевая, и бледно-пестроцветная — в средней, буровато-палевая — в верхней. Соли сконцентрированы главным образом в основании свиты, мергели — в верхней части, гипсы развиты по всему разрезу. Мощность свиты в Нарынской впадине достигает 4 км, в Атбашинской — 4,5 км, в Аксае — более 2,5 км.

расы р. Аристанда [Бажанов, Костенко, 1962]. С концом ташкентского этапа связывается и позднемустье́ское заселение грота Ходжикент. В пещерной стоянке Обирахмат изделия финального мустье распределены в мощной толще пещерных отложений, верхняя часть которых отвечает, по-видимому, уже началу голодностепского этапа [Несмеянов, Ранов, 1971].

Голодностепский макрокомплекс представлен террасовыми образованиями, в которых мощность галечников достигает 100 м, а вышележащих лёссов — 20—40 м. В приташкентском районе из разреза голодностепских отложений известны верхнепалеолитические изделия и кости *Equus hemionus* и др. Абсолютный возраст костных остатков составляет около 30 тыс. лет [Тетюхин, 1960].

Сырдарьинский макрокомплекс представлен обычно осадками поймы и двух первых надпойменных террас. Н.Ф. Федин [1955] оценивает возраст второй террасы Сырдарьи у пос. Чардара в 5—6 тыс. лет.

Таким образом, разрезы впадин Западного Тянь-Шаня коррелируются весьма детально.

Межгорные впадины Северного и Центрального Тянь-Шаня. В основании моласс большинства межгорных впадин этой области залегает коктурпакская свита — красноцветные (малиново-красные и красно-бурые), реже зеленовато-серые глины, песчаники, известковистые гравелиты и конгломераты с прослоями комковатых известняков, базальтов и их туфов, мощность обычно не превышает первых десятков метров. В Тоюнской депрессии (КНР) аналоги коктурпакской свиты залегают с незначительным несогласием на известняках с фауной алайских и туркестанских слоев (средний и низы верхнего эоцена) и перекрываются кирпично-красной свитой конгломератов и песчаников, которые на северном борту Таримской впадины подстилаются сумсарскими слоями [Вонгаз, 1956]. Последние, таким образом, соответствуют верхам коктурпакской свиты. Ее низы, скорее всего, отвечают верхнеэоценовым риастанским, исфаринским и ханабадским слоям. Это подтверждается присутствием в аналогичных отложениях Иссык-Кульской впадины (чонкурчакская свита, по С.С. Шульцу) эоцено-олигоценовых *Prothyracodon*, *Deperetella*, *Teleolophus* [Жуков, 1970; Тарасов, 1970]. Имеющееся определение абсолютного возраста базальтов Центрального Тянь-Шаня (около 55 млн. лет, по А.А. Крылову [1960]) указывает на возможность присутствия в коктурпакской свите и более древних частей эоцена.

В Иссык-Кульской впадине чонкурчакская (коктурпакская) свита перекрыта кирпично-красными отложениями джетыгузской свиты, в которой выделяются две подсвиты. Нижняя подсвита — конгломераты, гравелиты и алевролиты общей мощностью до 600 м — содержит наземных черепах *Testudo* sp. и *Stylomys karakolensis* Rjab.; последняя из них относится к олигоцену или, во всяком случае, к отложениям не выше нижнего миоцена [Рябинин, 1927]. Верхняя подсвита отличается менее грубым механическим составом и менее яркой желтовато-красной окраской; ее мощность достигает 800 м. Эти подсвиты, по-видимому, являются аналогами двух верхних толщ массагетской свиты Ферганы.

Согутинская свита, залегающая выше, сложена конгломератами, брекчиями, розовато-серыми и бурыми "мусорными" глинами мощностью около 1,5 км.

Джуукинская свита завершает разрез заведомо неогеновых отложений. Это в общем палевые и буровато-палевые песчано-глинистые отложения, разделяемые на две подсвиты. Нижняя подсвита отличается более густой окраской и более грубым составом, ее мощность до 1 км. Верхняя подсвита сложена песчаниками, мергелями и глинами палевого, зеленоватого и голубоватого цвета мощностью 450 м. Из джуукинской свиты Т.А. Сикстель [1939] описаны остатки растений, переходных от миоцена к плиоцену. Костные остатки из верхней подсвиты относятся к илийскому фаунистическому комплексу [Курдюков, 1962б; Беляева, Курдюков, 1963; Кузнецов и др., 1964].

Палеонтологические данные и литологические особенности позволяют сопоставлять подсвиты джуукинской свиты соответственно с "бурой" и "палевой" толщами ферган-

ского разреза. Таким образом, согутинскую свиту можно параллелизовать с нижней толщей аксарайской свиты.

В *Кочкорской впадине* кайнозойский разрез начинается красноцветными песчаниками и гравелитами с прослоями глин и мергелей, общая мощность которых, по данным С.А. Тарасова [1970], составляет 400 м. В основании красноцветной толщи отмечаются известняки и известковистые конгломераты мощностью 5–7 м, которые могут относиться к коктурпакской свите. Верхняя часть толщи содержит прослои зеленых глин и белых мергелей и, вероятно, отвечает верхней, пестро-красноцветной толще массагетской свиты Ферганы. Остальная часть красноцветов Кочкорской впадины соответствует сумсарским слоям и монотонно красноцветной толще.

Выше залегает мощный и богатый органическими остатками комплекс палеоцветных и пестроцветных отложений, объединяемых в *кочкорскую свиту*. Последняя делится на три подсвиты.

Нижняя подсвита — песчаники, конгломераты и брекчи, алевролиты и глины с прослоями мергелей, известняков, гипсов и солей; суммарная мощность 300–1500 м. Характерна зеленовато-серая, зеленая, коричнево-серая окраска пород. По стратиграфическому положению, литологии и окраске они сопоставляются с согутинской свитой.

Средняя подсвита — табачно-зеленые, шоколадные, палево- и буровато-серые глины, алевролиты и песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов, мергелей и известняков. Мощность изменяется от 100–150 до 600–1000 м. Фауна млекопитающих, черепов, птиц, рыб, насекомых и флора позволяют отнести вмещающие отложения ко второй половине миоцена [Шульц, 1948; Петрушевский, 1955; Неймышев, 1965; Корнилова, 1966; Тарасов, 1970].

Верхняя подсвита — песчано-глинистые отложения с прослоями мергелей; общая мощность 220–850 м. Переменяются бледноокрашенные слои палевого, желтого, светло-голубовато- и зеленовато-серого, светло-розового и светло-коричневого цвета. Подсвита охарактеризована плиоценовыми формами млекопитающих [Трофимов, 1959; Жегалло, 1961; Тарасов, 1970], а также моллюсков, остракод и флоры [Шульц, 1948; Корнилова, 1966; Абузярова, 1966], которые вместе с литологическими особенностями позволяют соотносить ее с "бурой" толщей ферганского разреза и павлодарской свитой Казахстана.

Айгырджальская свита постепенно сменяет кочкорскую вверх по разрезу и представлена светло-бурными, буровато-палевыми, красновато-бурными и розовато-серыми "мусорными" глинами, алевролитами и конгломератами общей мощностью 170 м. В ней найден зуб носорога и остракоды плиоценового возраста [Курдюков, 1962б]. По стратиграфическому положению и литологии айгырджальская свита отвечает верхней части джуукинской свиты и "палевой" толще ферганского разреза.

Разрезы олигоцен-неогеновых отложений *Нарынской, Атбашинской и Аксарайской впадин*, являющихся частями некогда единой депрессии, сходны между собой. Коктурпакская свита здесь повсеместно перекрывается красноцветными отложениями *киргизской свиты*, сложенной песчаниками, гравелитами, конгломератами и глинами с прослоями гипсов, реже мергелей и известняков. Мощность свиты составляет 400–600 м в Атбашинской и Аксайской впадинах, до 900–1000 м — в Нарынской.

По стратиграфическому положению и кирпично-красной окраске киргизская свита впадин Центрального Тянь-Шаня соответствует джетеюгузской свите Иссык-Куля.

Нарынская свита объединяет вышележащие неогеновые отложения. Она отличается преимущественно песчано-глинистым составом, значительным распространением гипсов, солей и мергелей. Окраска отложений свиты изменчива: шоколадно-коричневая, а также голубовато-серая, палево-желтая, бурая и серо-зеленая — в нижней части разреза, розовато-палевая, и бледно-пестроцветная — в средней, буровато-палевая — в верхней. Соли сконцентрированы главным образом в основании свиты, мергели — в верхней части, гипсы развиты по всему разрезу. Мощность свиты в Нарынской впадине достигает 4 км, в Атбашинской — 4,5 км, в Аксае — более 2,5 км.

В соответствии с литологическими изменениями свита подразделяется на три под-свиты. В средней из них в Нарынской впадине найдены остатки антилопы, возраст которой не древнее среднего миоцена. В верхней подсвите присутствуют неогеновые млекопитающие (олень и представители рода *Artiodactyla* — в Нарынской впадине, *Gasella* sp. и *Hyaenidae* — в Атбашинской).

Нижняя подсвита нарынкой свиты по окраске, стратиграфическому положению и литологии может быть сопоставлена с согутинской свитой Иссык-Куля и нижней под-свитой кочкорской свиты, средняя — с остальной частью кочкорской свиты, верхняя подсвита — с айгырджальской свитой.

Заведомо неогеновые отложения впадин Северного и Центрального Тянь-Шаня перекрываются шарпылдакской свитой. Это серые конгломераты, брекчии и гравелиты, а также супесчано-суглинистые породы. Их мощность достигает первых сотен метров. Свита занимает пограничное положение между охарактеризованными фауной позднелиценновыми и раннечетвертичными отложениями, отделяясь от них поверхностями размыва и угловых несогласий. По составу и положению в разрезе она сопоставляется с коктырлюкской свитой Ферганы и кулябской свитой Таджикской депрессии.

Четвертичные отложения Центрального Тянь-Шаня принадлежат в основном к сырдарьинской системе регионов и по долине р. Нарын достаточно четко увязываются с западно-тянь-шаньской стратиграфией. Северный Тянь-Шань принадлежит к чуйской системе регионов, в которой опорным является разрез Иссык-Кульской впадины. Этот разрез описан в многочисленных работах, среди которых следует отметить публикации К.В. Курдюкова [1962a], М.А. Талипова и В.Г. Королева [1970], Н.В. Макаровой [1971], З.В. Алешинской и др. [1971]. Основываясь на результатах полевых работ, на данных перечисленных исследователей, а также ряда других исследователей, В.И. Макаров и Н.В. Макарова предложили единую схему стратиграфии четвертичных отложений Северного и Центрального Тянь-Шаня, в которой выделяются (снизу вверх по разрезу) тепкинский комплекс, джергаланский макрокомплекс, тоссорский и токмакский комплексы. Эти стратиграфические единицы по составу, строению, геоморфологической характеристике и палеонтолого-археологической датировке хорошо коррелируются с макрокомплексами стратиграфической схемы Западного Тянь-Шаня.

Тепкинский комплекс включает обычно очень плохо сохранившийся аллювиальный и пролювиальный покров наиболее высоких, сильно разрушенных террас VI яруса. В центральных частях впадин он содержит озерные отложения. Таковы "тепкинские слои" К.В. Курдюкова [1962a], вскрытые на 15–40 м в основании возвышенности Тепки (Иссык-Кульская впадина) и содержащие остатки *Dicerorhinus* cf. *etruscus*, *Rhinocerotidae* gen. ?, *Cervus elaphus*, *Archidiscodon* Wüsti, *Palaeoloxodon turomenicus*, которые характерны для тираспольского комплекса Европы или кош-курбанского комплекса Казахстана [Курдюков, 1962; Беляева, Курдюков, 1963; Талипов, Королев, 1970]. Тепкинский комплекс отвечает нанайскому макрокомплексу Западного Тянь-Шаня.

Джергаланский макрокомплекс объединяет отложения двух региональных террас и ледниковые отложения двух самостоятельных оледенений, образующие ранний и поздний комплексы. Морены раннеджергаланского комплекса характеризуют соответствующее оледенение как максимальное, во многих районах бывшее полупокровным. Второе (постмаксимальное) оледенение было преимущественно горно-долинным. Покровы террас V и IV ярусов состоят из валунно-галечного аллювия, щебнисто-суглинистого и лёссовидного материала пролювиального и делювиально-пролювиального генезиса. В центральных частях впадин развиты песчано-глинистые аллювиально-озерные и озерные отложения. Непрерывный разрез таких отложений, залегающих с размывом и угловым несогласием на "тепкинских слоях" и объединяющих оба комплекса, вскрыт в нижней части долины Джергалан (восток Иссык-Кульской впадины). Проведенный Н.В. Макаровой [1971] анализ малакофауны вместе с результатами изучения микрофауны, а также палеоботаническими данными [Талипов,

Королев, 1970; Алешинская и др., 1971] свидетельствуют о том, что этот разрез включает отложения как ледниковых, так и межледниковых эпох.

Среднечетвертичный возраст их определяется присутствием млекопитающих в нижней половине разреза, соотносимых с хазарским фаунистическим комплексом [Курдюков, 1962; Беляева, Курдюков, 1963; Талипов, Королев, 1970]. Из аллювия раннеджергаланской террасы на р. Онарча (Нарынская впадина) известна находка ашельских орудий [Окладников, 1954]. В Иссык-Кульской впадине суглинистый покров позднеджергаланских террас в ряде мест (долины Тоссор, Джууку, Сугетты-северная) содержит орудия позднего мустье. Джергаланский макрокомплекс отвечает, очевидно, двучленному ташкентскому макрокомплексу Западного Тянь-Шаня.

Тоссорский комплекс представлен отложениями низких речных террас III и II ярусов. Как и в Западном Тянь-Шане, мощность их аллювиальных галечников и щебнисто-суглинистых пролювиальных и делювиально-пролювиальных покровов заметно меньше по сравнению со среднечетвертичными террасами. В верховьях долин повсеместно развиты морены, которые фиксируют две крупные стадии развития последнего оледенения и увязываются с двумя регионально развитыми речными террасами. В ряде мест достаточно хорошо видно, что последнее, позднеледниковое, оледенение было единым, а современные ледники и непосредственно с ними связанные морены принадлежат к последней стадии этого оледенения. Озерные и речные отложения тоссорского комплекса охарактеризованы фауной верхнепалеолитического комплекса [Талипов, Королев, 1970]. К ним же приурочены отдельные находки верхнепалеолитических орудий. Тоссорский комплекс соответствует голодностепскому макрокомплексу Западного Тянь-Шаня.

Токмакский комплекс представлен отложениями поймы, самых низких (I этаж) речных и озерных террас и конусов выноса, а также морен поздней стадии последнего оледенения. Их принадлежность к голоцену в отдельных случаях подтверждена находками костных остатков современных животных, изделий неолита и более поздних культур. Токмакский комплекс соответствует сырдарьинскому макрокомплексу Западного Тянь-Шаня.

Общая схема корреляции и сводные подразделения межрегиональной стратиграфической шкалы. Из приведенных данных видно, что возможно достаточно детальное сопоставление разрезов кайнозоя Западного, Центрального и Северного Тянь-Шаня. Описанное выше распределение окраски тонкозернистых пород, деталей строения толщ, а также разрывов и несогласий между ними свидетельствует о синхронности тектонических и климатических изменений на всей описываемой территории. Все изложенное показывает, что на фоне общего четырехчленного деления разреза верхнекайнозойских моласс на "красноцветные", "палеоцветные", "сероцветные" верхнетретичные отложения и самостоятельный комплекс четвертичных пород на территории всего Тянь-Шаня удастся проследить более дробные стратиграфические единицы — горизонты, каждый из которых характеризуется своеобразной фауной млекопитающих и другими особенностями.

Для крупных подразделений верхнетретичных отложений предложено сохранить термины, предложенные Б.А. Петрушевским: 1) усунская серия для "красноцветных" отложений, 2) карлукская серия — для "палео- и пестроцветных", 3) караки-тайская серия — для "сероцветных".

Усунская серия делится на два горизонта. Залегающие в ее основании монотонные красноцветы характеризуются так называемой индрикотериевой фауной. Это и н д р и к о т е р и е в ы й г о р и з о н т. Его нижняя часть при наличии в нем морской фауны может обособляться в сумсарские слои. Индрикотериевая фауна характеризуется такими формами, как *Indricotherium asiaticum* Dor., *Pristinotherium brevicervicale* Bir., примитивный халикотерий *Schizotherium turgaicum* Bor., антракотерий *Hemimeris turgaicus* Bor., эквиды *Kusylkhippus orlovi* Gab. et Bel. и др. А.А. Борисак [Борисак, Беляева, 1948] считал эту фауну в основном позднеолигоценовой, а Е.И. Беляева и Б.А. Трофимов [1967] — преимущественно среднеолигоценовой. Следует пом-

нить, что собственно индикотериевая фауна характеризует лишь верхнюю часть этого горизонта. Для аналогов сумсарских слоев в Казахстане и Средней Азии достоверные комплексы млекопитающих не изучены, а крупные местонахождения не известны. Однако представители индикотеринид присутствуют и ниже по разрезу. Поэтому мы вслед за В.В. Лавровым [1959] и многими другими исследователями объединяем в индикотериевый горизонт все отложения, являющиеся более молодыми, чем ханабадские слои и чеганская свита, и более древними, чем аналоги асказансорской свиты с ее своеобразной фауной.

Верхняя пестроцветная часть усуньской серии характеризуется фауной, известной из асказансорской свиты Казахстана, где наиболее интересной формой является халикотерий *Phyllotillon betpakdalensis* (Pler.). Поэтому данный горизонт может быть назван асказансорским. А.А. Борисяк и Е.И. Беляева [1948] отмечают сходство асказансорской фауны с фауной слоев Бугти Белуджистана. М.С. Кришнан [1954] сопоставляет указанные слои с нижней частью серии Гадж и относит их к аквитанскому ярусу. К.В. Никифорова [1960] указывает на присутствие аквитанской флоры в стратиграфических аналогах асказансорской свиты.

Таким образом, асказансорский горизонт частично или полностью отвечает аквитанскому ярусу. Датировка последнего не однозначна. Как указывает М. Жинъю [1952], аквитан по своим континентальным фациям и фауне млекопитающих, несомненно, должен быть отнесен еще к олигоцену, в то время как по палеогеографии своих морских осадков он ближе к миоцену. Видимо, поэтому Е.И. Беляева и Б.А. Трофимов [1967] считают позднеолигоценовыми не только асказансорскую, но и более молодую аральскую фауну. Между тем уже во флоре асказансорской свиты много миоценовых элементов [Никифорова, 1960]. В настоящее время большинство исследователей относит аквитанский ярус к миоцену, поскольку аквитанские и бурдигальские осадки зачастую не могут быть разделены и объединяются в жирондский ярус [Меннер, 1966; Коробков, 1964]. В развитии горного сооружения Тянь-Шаня более существенный тектонический и климатический рубеж отвечает не началу, а концу асказансорского этапа.

Карлукская серия делится на три горизонта. Нижний представлен зеленовато-серыми или бледно-пестроцветными отложениями. С ним в Казахстане связано три фаунистических комплекса. Наиболее древний комплекс хорошо известен по местонахождению у пос. Агыспе на северо-восточном берегу Аральского моря. Здесь наиболее интересными являются носороги *Paraceratherium prochorovi* (Bor.) и *Aceratherium agalense* Bor. А.А. Борисяк [Борисяк, Беляева, 1948] считал эту фауну более древней, чем асказансорская, а Е.И. Беляева и Б.А. Трофимов [1967] — несколько более молодой. Во всяком случае, эти фауны близки по возрасту. Второй фаунистический комплекс нижнего горизонта опирается на местонахождение Кушук в Тургае, типичными представителями которого являются носороги *Aceratherium depereti* Bor. и *Brachipotherium aurelianense* Nouel., характерный для бурдигальского яруса Франции, а также мастодонты, в числе которых *Serridentinus inopinatus* (Bor. et Bel.) имеет сходную форму в слоях Бугти Белуджистана [Борисяк, Беляева, 1948]. Третий фаунистический комплекс — анхитериевый, среднемиоценовый, представлен местонахождениями на возвышенности Турме в Тургае и в овраге Кызыл-Булак в Северном Приаралье [Беляева, Трофимов, 1967]. Опираясь на указанные местонахождения, данный горизонт следует назвать а р а л о - т у р м е й с к и м.

Средний горизонт карлукской серии представлен темными палеоцветными (бурыми), а в Северном Тянь-Шане и Казахстане — пестро- и красноцветными отложениями. Он содержит типичную гиппарионовую фауну и назван гиппарионовым. Е.И. Беляева и Б.А. Трофимов [1967], опираясь на павлодарское местонахождение, датируют гиппарионовую фауну Казахстана и Средней Азии как меотис-понт, но указывают, что фауна из района гор Орток в Кочкорской впадине, залегающая в верхах этого горизонта, несколько моложе павлодарской. В.С. Корнилова [1966] пишет о сарматском возрасте кочкорской формы.

Верхний горизонт карлукской серии, включающий более светлоокрашенные палеоцветные отложения, характеризует ранние этапы существования илийской фауны с гиппарионом. Данная фауна, по-видимому, отвечает "молдавскому руссильону" и астию [Громов и др., 1965]. На этом основании указанный горизонт назван с у б а с т и й с к и м. Вероятно, он отвечает балаханскому и акчагыльскому ярусам. Присутствие акчагыльской фауны и в коррелятных отложениях шахшахской свиты Кызылкумов было отмечено выше.

Таким образом, карлукская серия схватывает почти весь миоцен и большую часть плиоцена.

Период формирования каракитайской серии "сероцветных" отложений отвечает поздним этапам существования илийского фаунистического комплекса. Собранные в Фергане останки архаичной формы южного слова и эламотерии, близких к кавказским (?), позволяют считать, что эта фауна отвечает хапровскому комплексу. Позднеилийская фауна, вероятно, включает аналоги и таманского фаунистического комплекса [Громов и др., 1965; Бажанов, Костенко, 1962]. Очевидно, верхнеилийская фауна отвечает верхнему виллафранку, а вмещающий ее горизонт может быть назван с у б в и л л а ф р а н к с к и м. Однако не исключено, что в самых верхах этого горизонта появляется и более молодая фауна кошкурганского комплекса.

Четвертичные отложения, как уже было сказано выше, включают четыре горизонта.

Аналоги нанайского макрокомплекса объединяются в ко ш к у р г а н с к и й горизонт, поскольку для его датировки наибольшее значение имеет фауна из района пос. Кошкурбан. Кошкурбанский фаунистический комплекс коррелируется с тираспольским фаунистическим комплексом [Бажанов, Костенко, 1962; Кожамкулова, 1969].

Т а ш к е н т с к и й горизонт делится на два подгоризонта — джергаланский и джаркутанский. С первым связаны местонахождения ашели и прииртышского фаунистического комплекса с *Palaeoloxodon antiquus*, *Coelodontus antiquitatus*, *Bison priscus*, *Londicornis*, *Camelus knoblochi*, *Megaloceros giganteus ruffi* и др. Основная часть млекопитающих этого комплекса входит в хазарский фаунистический комплекс Европы [Громов и др., 1965; Кожамкулова, 1969].

Некоторые исследователи считают, что прииртышская фауна отвечает всему ташкентскому этапу [Бажанов, Костенко, 1962; Камбариддинов, 1968]. Однако джаркутанский подгоризонт датируется мустерскими стоянками в верхнепалеолитической (ранние стадии?) фауной млекопитающих [Несмеянов, Ранов, 1971]. Кроме того, с основанием покровных лесовидных суглинков раннеджаркутанской террасы р. Зеравшан у г. Пенджикента связана разнообразная фауна позвоночных, которая относится к концу джаркутанской эпохи [Несмеянов, 1971б]. По определению Б.Х. Батырова [1969], здесь присутствуют хоботные, парно- и непарнокопытные, хищные, зайцеобразные, грызуны, птицы и черепахи (всего 24 вида). Фауна в целом верхнеплейстоценовая. Но Б.Х. Батыров считает ее среднеплейстоценовой, опираясь на присутствие в ней остатков носорога, которого он определил как *Dicerorhinus ex gr. etruscus* — *D. mercki*. Этрусский носорог характерен для виллафранка, и его сосуществование со столь молодой фауной крайне сомнительно, Носорог Мерка обычен для среднего плейстоцена, но, по В.И. Громовой [1965], не исключен и для верхнего, где он встречается совместно с поздним мустье.

Г о л о д н о с т е п с к и й горизонт делится на охнинский и самаркандский подгоризонты. Охнинский подгоризонт датируется стоянками заключительных стадий финального мустье и начальных стадий верхнего палеолита, а также верхнепалеолитической (поздние стадии) фауной млекопитающих. На верхнепалеолитической стоянке Шугноу в Южном Таджикистане нижние (третий и четвертый) культурные слои, приуроченные к основанию покровной толщи охнинской террасы, имеют возраст около 30 тыс. лет или несколько более [Ранов, 1970; Никонов, Ранов, 1971]. Эти образования датируют начало самаркандского этапа. Завершение последнего фиксируется на Самаркандской верхнепалеолитической стоянке. Здесь к основанию покровной толщи позднеголодностепской террасы приурочены культурные слои, отвечающие второй

половине верхнего палеолита в интервале 15–20 тыс. лет назад [Ранов, 1969]. Эти культурные слои, по-видимому, отвечают уже началу сырдарьинского этапа.

Сырдарьинский горизонт делится на туткаульский и ходжагонинский подгоризонты. Туткаульский подгоризонт наиболее полно датируется на стоянке Туткаул в Таджикской депрессии. Здесь к пойменным образованиям раннесырдарьинской террасы приурочен третий мезолитический культурный слой, возраст которого заключен в интервале 12–13 тыс. лет назад. Основание покровных образований со вторым культурным слоем, отвечающих началу ходжагонинского этапа, датируется временем 7–8 тыс. лет назад [Ранов, Коробкова, 1971]. Это хорошо согласуется с возрастом обвала кровли навеса Ак-Танги. Ходжагонинский подгоризонт также двучленен. Как было отмечено выше, на Кайраккумской равнине в Фергане граница этих подразделений имеет возраст около 2,5 тыс. лет назад.

Поскольку описанные выше серия и горизонты прослежены в наиболее полных разрезах всех крупных впадин Тянь-Шаня, они могут быть использованы в качестве унифицированных единиц межрегиональной стратиграфической шкалы новейших отложений Тянь-Шаня.

Изучение строения аллювиальных отложений и геоморфологии разновозрастных четвертичных речных долин Тянь-Шаня позволяет выделять этапность геологического развития территории более дробного порядка.

Развитие речных долин в течение четвертичного периода происходило циклически. Под циклом понимается ритмично повторяющаяся определенная последовательность качественно различных эрозионно-аккумулятивных процессов, которая приводит к формированию обособленного и распространенного по всей долине эрозионного вреза и комплекса заполняющих этот врез синхронных ему отложений. В течение четвертичного периода в горных и предгорных районах Средней Азии имели место шесть эрозионно-аккумулятивных циклов, которым отвечают шесть отмеченных выше цикловых (по С.С. Шульцу [1940]) террас: одна раннеплейстоценовая, две среднеплейстоценовых, две позднеплейстоценовых и одна голоценовая.

Положение террас в долинах, их соотношение друг с другом, строение и мощность аллювия, высоты террас и глубина соответствующих врезов в разных долинах и на разных участках одной и той же долины не остаются одинаковыми. Вместе с тем детальный анализ строения разновозрастных цикловых террас во многих долинах Средней Азии показал их вполне определенную однотипность, отражающую одинаковую направленность и стадийность эрозионно-аккумулятивных циклов. Под стадией здесь понимается часть цикла, которая характеризуется спецификой эрозионно-аккумулятивного процесса (прежде всего динамического режима рек) и в течение которой формируются отдельная, своеобразная по морфологии часть циклового вреза и соответствующий этой части вреза аллювиальный горизонт. Полноразвитые циклы состоят из следующих стадий (в порядке формирования): глубинной эрозии, речной абразии, аккумулятивной и динамического равновесия или перстративной (рис. 36).

Рассмотрим эти стадии на примере долины р. Зеравшан — одной из наиболее представительных и выразительных в этом отношении¹. Она вытекает из одноименного ледника на высоте около 2800 м и, пройдя более 650 км вдоль неотектонического синклинального прогиба, теряется в песчаной пустыне Южных Кызылкумов на высоте 200 м. В этой долине развиты шесть цикловых террас четвертичного возраста. Самая древняя из них (VI) относится к раннему плейстоцену. Принадлежащие ей отложения вахшского комплекса² известны лишь в виде небольших останцов у кишлака Парз и близ устья р. Гузи. Две расположенные ниже террасы (V и IV) являются среднеплейстоценовыми. Их фрагменты вместе с относящимися к ним отложениями илякского комплекса распространены значительно шире на разных участках долины, особенно

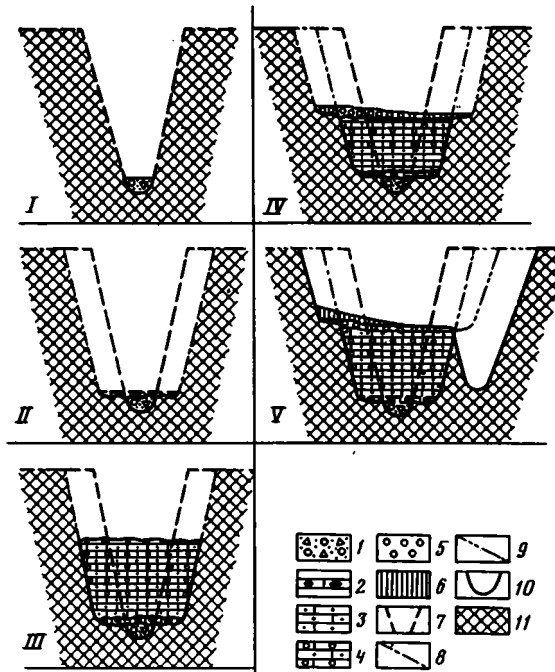
¹ В этом примере использованы также данные Б.Е. Акинина и Н.В. Макаровой.

² Здесь и ниже названия комплексов даны в соответствии с региональной стратиграфической шкалой Н.П. Костенко [1958].

Рис. 36. Принципиальная схема стадий формирования цикловой речной террасы Тянь-Шаня (по В.И. Макарову и др. [1979])

1-5 — аллювиальные отложения: 1 — галечно-валунные с суглинисто-песчаным заполнителем, 2 — конгломераты (бурые, базального типа), 3 — конгломераты серовато-бурые, крепко сцементированные, 4 — конгломераты буровато-серые, слабо сцементированные, 5 — галечники серые; 6 — наложенный (эпигенетический) покров делювиально-пролювиальных и гравитационных (присклоновых) отложений; 7-9 — предполагаемые палеоконтуринстративной (7), субстративной и констративной (8), перстративной (9) стадий эрозионного вреза одного цикла; 10 — более молодой эрозионный врез; 11 — породы более древнего возраста (щоколь)

I-V — стадии эрозионно-аккумулятивного цикла: I — инстративная, II — субстративная, III — констративная, IV — перстративная, V — инстративная (нового цикла)



в районе Пенджикентской впадины. Еще более низкие (III и II) террасы с отложениями душанбинского комплекса относятся к позднему плейстоцену. Самые низкие терраса и пойма являются голоценовыми. Относящиеся к ним отложения объединяются в амударьинский комплекс.

Цикловые террасы на отдельных участках долины осложнены уступами локальных террас врезания, количество которых в пределах одного комплекса может достигать 10-12.

Не останавливаясь сколько-нибудь подробно на деталях строения аллювиальных комплексов перечисленных выше террас [Макаров и др., 1979; Макарова и др., 1977, 1979], отметим здесь лишь наиболее общие черты, которые, с нашей точки зрения, отражают стадийность эрозионно-аккумулятивного цикла.

Аккумулятивный покров всех разновозрастных цикловых террас р. Зеравшан в полных разрезах включает несколько последовательно сменяющихся горизонтов, каждый из которых генетически связан с определенной частью эрозионного вреза.

1. Желто-бурые или охристо-бурые валунно-галечные рыхлые или слабо и неравномерно сцементированные отложения, отличающиеся в общем самой плохой сортированностью, преимущественно плохой окатанностью обломков, большим содержанием гравийно-песчано-суглинистого заполнителя, образуют первый горизонт. Среди обломков преобладают местные породы, слагающие дно и склоны долины, нередко они представлены глыбово-щебнистым материалом. Слоистость очень грубая, часто вовсе не проявлена, наблюдаются хаотические текстуры. Мощность изменяется от нескольких метров до 30 м.

Эти отложения всегда выполняют самые глубокие и узкие части эрозионных врез, условно названные нами тальвеговыми или "тальвегами". Форма поперечного сечения "тальвега" изменяется от V-образной до U-образной в зависимости от тектонической структуры палеозойского субстрата и позиции того или иного участка в неотектонической структуре. Тальвеговые части врез, как и выполняющие их отложения, не всегда сохраняются от эрозии последующей стадии или находятся в погребенном состоянии. Однако в ряде мест, где происходила направленная миграция

русла и древние долины оказывались брошенными и как бы подвешенными, "талвеги" достаточно хорошо сохраняются и могут быть изучены. Отложения "талвегов" по своим структурным и текстурным особенностям отвечают, очевидно, аллювию инстративного типа. Вместе с самими "талвегами" они характеризуют стадию преимущественно глубинной эрозии реки.

2. Горизонт бурых валунных галечников нередко представляет собой крепко сцементированные конгломераты. Окатанность обломков различна: обломки транзитного материала, преобладающие в центральной части полосы, распространения рассматриваемого горизонта, характеризуются средней окатанностью; местные породы окатаны плохо, горизонт обогащен ими в присклоновых частях. При плохой сортированности обломочного материала характерно малое, особенно по сравнению с тальвеговым аллювием, содержание песчано-суглинистых фракций. Мощность этого горизонта небольшая: 0,5–4 м, причем для древних циклов характерны большие мощности, для молодых — меньшие.

Аллювий рассматриваемого горизонта выстилает обычно плоское дно долины, ширина которого нередко намного превосходит ширину "талвега", вследствие чего этот горизонт, перекрывая тальвеговый аллювий, залегает и непосредственно на породах цоколя. В большинстве случаев он является базальным. Это определение, отражающее фактическое состояние дела, особенно на тех участках, где тальвеговый аллювий не сохранился, по-видимому, целесообразно относить именно к этому горизонту. Формирование его характеризует стадию речной "абразии" (по И.П. Карташову [1972]), в которую произошло значительное расширение первичного эрозионного вреза и превращение его в плоскодонную долину. Эта стадия отражает своеобразное динамическое равновесие, переходный этап от существенно эрозионного процесса к аккумулятивному. Аллювий базального горизонта относится, очевидно, к субстративному типу (по И.П. Карташову [1972]).

Стадия речной абразии была выделена И.П. Карташовым в долинах полугорных рек Северо-Востока СССР, но не как самостоятельная, а как начальный этап стадии динамического равновесия. Однако многочисленные наблюдения в долинах горных рек Средней Азии убеждают нас в том, что это вполне самостоятельная стадия, за которой обычно следует главная аккумулятивная стадия. Динамическое равновесие после стадии речной абразии здесь устанавливается значительно реже.

3. Следующий горизонт представлен аллювием преимущественно констративного типа. Это — галечники, переслаивающиеся нередко с конгломератами различной степени цементации, хорошо и среднеокатанные, неравномерноглинистые. Они характеризуются в целом буровато-серой окраской. Другой особенностью этого горизонта является отчетливая ритмичная линзовидная слоистость. Она состоит из чередования прослоев различного механического состава, в совокупности образующих ритмы. При этом крупно- и среднегалечные прослои имеют, как правило, большую мощность, чем менее грубые (мелкогалечные и песчано-гравийные). Линзовидный характер слоистости объясняется формированием отложений серий разветвленных протоков, на которые дробится русло реки на данной стадии развития. Мощность этого горизонта является наибольшей в разрезах террас, достигая обычно нескольких десятков метров, но иногда 100–150 м.

Рассматриваемый горизонт характеризует стадию преимущественной аккумуляции. Эрозионная деятельность рек на этой стадии ограничивается незначительной по масштабу боковой эрозией последовательно поднимающегося и блуждающего в своих осадках русла, которое может создавать таким образом незначительные ступени на склонах, возникших в предшествующую стадию. Эти ступени, представляющие собой локальные террасы врезания и формирующиеся при восходящем (аккумулятивном) движении русла, последовательно погребаются под аллювием. О слабом преобразовании ранее выработанного вреза в течение аккумулятивной стадии свидетельствует тот факт, что хорошо окатанные и сортированные галечники прислоняются к коренным склонам долины, не обогащаясь при этом местным склоновым материалом.

4. Разрез аллювия цикловых террас завершается сравнительно маломощным горизонтом своеобразных серых галечников. По составу обломочного материала они не отличаются от подстилающего аллювия. Существенное различие состоит в значительно меньшем содержании глинистой фракции, заполнителем является хорошо промытый гравийно-песчаный материал. Хорошая промытость этого горизонта определяет одно из характерных его свойств — сыпучесть. В целом галечники этого горизонта отличаются наименее грубым составом и хорошей окатанностью, лучшей по сравнению с другими горизонтами. Слоистость, как правило, не заметна. Мощностью горизонта серых галечников составляет обычно 2—3 м редко достигая больших значений.

Рассматриваемый горизонт характеризует заключительную стадию эрозионно-аккумулятивного цикла, стадию динамического равновесия. Аккумуляция аллювия в эту стадию по существу прекращается. Река в процессе боковой миграции единого русла перемывает и перестилает верхнюю часть ранее накопленного аллювия. Глубинная составляющая эрозии реки, которая в условиях высокогорной области проявляется даже в стадию динамического равновесия, приводит к тому, что в ходе неравномерно-ритмичной миграции русла формируется серия незначительных по высоте локальных террас врезания, к которым и приурочены серые галечники перестративного аллювия. В ряде мест река выходила за пределы распространения аллювия аккумулятивной стадии и вырабатывала в породах цоколя плоское эрозионное плечо, перекрытое маломощным перестративным аллювием. Таким образом, на заключительной стадии эрозионно-аккумулятивного цикла также возможно некоторое расширение верхней части эрозионного вреза. Локальные террасы врезания, которые в эту стадию формируются при нисходящем движении русла, образуют хорошо выраженные формы рельефа.

Сформировавшийся аллювиальный комплекс отложений с наступлением эрозионной стадии нового цикла погребается под пролювиальными, делювиальными или другими склоновыми отложениями, а также лёссами. Эти покровные толщи могут формироваться в течение длительного времени, пока поверхность террасы остается базисом денудации для склонов долины. В ряде мест покровные отложения выходят за пределы распространения аллювия террасы и переходят на уплощенную, очень пологую поверхность, которая выработана непосредственно в породах цоколя и представляет собой, вероятно, долинный педимент. Таким образом, преобразование эрозионной долины, расширение ее верхней части (имеется в виду поперечное сечение) продолжается и после того, как эта долина была оставлена рекой.

Сравнительный анализ строения долин других рек Северного, Центрального и Южного Тянь-Шаня, а также некоторых рек Памира и Копетдага показывает большое принципиальное, а во многих случаях и детальное сходство строения четвертичных террас и позволяет нам с достаточной уверенностью считать, что показанные на примере Зеравшана закономерности развития эрозионно-аккумулятивных циклов и формирования террас являются общими для всей Памиро-Тянь-Шаньской области и, вероятно, Копетдага.

В чем заключаются причины цикличности и стадийности развития речных долин рассматриваемой области? Как известно, значение тектоники и климатических изменений в этом отношении оценивается по-разному. Одни исследователи основным фактором считают тектонику, другие — климат. По-разному осуществляется также корреляция стадий врезания и аккумуляции с эпохами похолоданий (оледенений) и потеплений (межледниковый), а в ряде работ террасы подразделяются на межледниковые и ледниковые.

Анализ строения речных террас горных областей Средней Азии позволяет нам высказать следующие соображения по этому вопросу. Рассматривая литологические особенности выделенных горизонтов аллювия (цвет, цементацию, механический состав, особенности глинистых фракций и др.), можно заключить, что уже в них отражены направленные изменения климата от теплого к холодному снизу вверх по разрезу [Макарова и др., 1977]. Эти выводы подтверждаются наблюдениями непосредственных соотношений ледниковых и внеледниковых отложений. Так, в верховьях

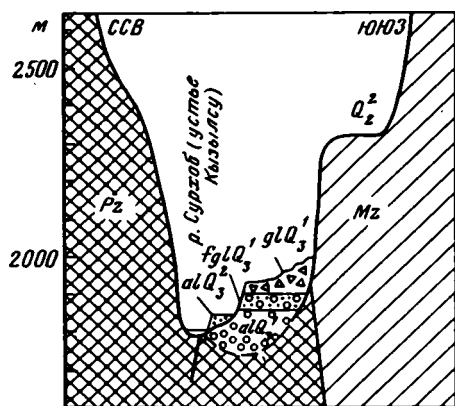


Рис. 37. Строение долины р. Сурхоб ниже устья р. Муксу

1-4 — отложения позднего плейстоцена: 1-2 — аллювий первой (1) и второй (2) половины позднего плейстоцена, 3 — флювиогляциальные отложения, 4 — морена; 5 — мезозойские отложения; 6 — палеозойские породы; 7 — разрывы

р. Сурхоб ниже устья р. Муксу мощная толща констративного аллювия подстилает флювиогляциальные галечники, которые, как и залегающая еще выше морена, отличаются характерным пепельно-серым цветом (рис. 37). Аналогичные соотношения можно наблюдать в долинах ряда других рек Тянь-Шаня и Памира. Весьма определенно такая же картина видна в верховьях р. Казикуньского Койсу (в районе устья р. Хунних) на северном склоне Восточного Кавказа: здесь можно проследить на коротком расстоянии переход морен и флювиогляциальных отложений максимального оледенения (Q_2^1 ?) в толщу серых галечников, венчающих аллювиальный разрез во внеледниковой зоне.

Немногочисленные, к сожалению, еще разрозненные данные спорово-пыльцевого анализа, а также данные о распределении остракод и гастропод в разрезах террас показывают более разнообразный в видовом отношении и более богатый количественно состав органических остатков в нижних частях террасовых разрезов и заметно обедненный комплекс с присутствием холодолюбивых форм в верхних частях разрезов.

Таким образом, циклические изменения климата являются, очевидно, главным, или, во всяком случае, отчетливо проявленным фактором, определяющим направленность эрозионно-аккумулятивных процессов в высокогорных областях. Каждая цикловая терраса по продолжительности своего формирования охватывает период времени, включающий межледниковье и оледенение.

Влияние тектонических движений достаточно определено проявлено лишь в локальных особенностях строения речных долин, в их отличиях друг от друга, обусловленных разной позицией в неотектонической структуре, и в тех отличиях, которые наблюдаются по простиранию долины в морфологии вреза, ширине и высоте террас, мощности аллювиальных комплексов в целом и отдельных их горизонтов, а также в литолого-фациальных особенностях аллювия. Все эти отличия, если они не связаны с экзогенными процессами (оползнями, обвалами и т.д.), вызваны тектонической дифференциацией долины. Осложняя ход эрозионно-аккумулятивного цикла и затрудняя в ряде мест выявление основных его закономерностей, эти локальные тектонические движения в общем не влияют на ход событий в целом.

Что же касается импульсности региональных тектонических движений, с которой можно было бы связывать цикличность и стадийность эрозионно-аккумулятивных процессов, то этот вопрос надо признать открытым, ибо прямых данных на этот счет нет. Можно лишь предполагать, что общие поднятия или опускания территорий, происходившие в течение четвертичного периода, могли изменять общую активность эрозионно-аккумулятивных процессов во времени, а также от одного района к другому.

Особенности строения отложений новейшего орогенического комплекса, выполняющих впадины Тянь-Шаня, и развития разновозрастных ярусов эрозионно-денудационного рельефа в пределах поднятых массивов позволяют выделить четыре этапа формирования этого горного сооружения: позднеэоцен-раннемиоценовый, миоцен-плиоценовый, позднелигоцен-раннеплейстоценовый и четвертичный¹.

Первыми признаками начавшейся активизации тектонических движений в пределах Тянь-Шаня следует считать, очевидно, размыв и переотложение красноцветной коры выветривания и формирование за ее счет преимущественно тонкообломочной (глинистой) толщи отложений мощностью не более первых десятков метров, редко более 100 м (шурьсайские слои Таджикистана и Ферганы, коктурпакская свита Северного и Центрального Тянь-Шаня). С начальными же фазами активизации связано излияние базальтовых лав, покровы которых встречаются в коктурпакской свите в ряде мест Северного и Центрального Тянь-Шаня. Возраст этих отложений определяется в целом как среднелигоцен-раннеолигоценный.

В дальнейшем во впадинах Тянь-Шаня происходит накопление комплекса также красноцветных отложений, фации и грубообломочный состав которых (по крайней мере, в краевых зонах впадин) и большая мощность (до 1500 м) не оставляют никаких сомнений в их связи с формированием расчлененного горного рельефа. В пределах поднятий этим отложениям коррелятивен эрозионно-денудационный врез (или ступень) в самых верхних частях поднятий, глубина которого относительно предорогенной поверхности выравнивания достигает 400–500 м. Время формирования этого комплекса отложений и эрозионно-денудационной ступени определяется как олигоцен–ранний миоцен.

Второй этап охватывает период от среднего миоцена до позднего плиоцена. Это время отличается разными условиями осадконакопления в различных частях Тянь-Шаня, которые определялись, очевидно, значительным усложнением и дифференциацией орогенной структуры и соответствующими геоморфологическими перестройками. По литолого-фациальным особенностям отложений данного этапа достаточно отчетливо обособились три типа впадин – бассейнов осадконакопления; это крупные межгорные и предгорные впадины – открытые Таджикская, Ферганская, Приташкентская, замкнутые и полужамкнутые – Иссык-Кульская, Кочкорская, Нарынская и Ат-башинская, а также многочисленные долинообразные внутригорные впадины, развивающиеся в пределах сводов крупных систем поднятий [Шульц, 1948; Макаров, 1977].

Внутригорные впадины отличаются редуцированностью разреза, малой мощностью и в целом более грубым составом отложений рассматриваемого возраста, слабой и не всегда определенной их дифференциацией снизу вверх по разрезу в отличие от впадин первых двух типов. Последние были более благоприятными для пространственной литолого-фациальной дифференциации отложений от преимущественно грубообломочных аллювиальных и пролювиальных в присклоновых зонах впадин до озерных глин и алевроитов с солями, гипсами и мергелями в центральных частях впадин. Озерные отложения большой мощности (до 4–5 км) особенно характерны для замкнутых впадин внутренних районов Северного и Центрального Тянь-Шаня, вплоть до самых верхов разреза этого интервала.

Разрезы более открытых впадин, расположенных в общем по периферии Тянь-Шаня (Ферганская, Приташкентская, Таджикская и другие впадины), носят определенно "регрессивный" характер, удельный вес грубообломочных фаций в них больше и последовательно возрастает вверх по разрезу.

Разнообразие, большая мощность и пространственная полнота развития фаций в пределах межгорных и предгорных аккумулятивных бассейнов позволяют в тех или

¹ В данном случае из рассмотрения исключены некоторые внутрирегиональные различия, связанные с различным положением тех или иных районов в общей структуре Тянь-Шаня.

иных особенностях видеть как общие, так и локальные изменения тектонического режима и скоростей роста отдельных структурных форм, а также направленные изменения климатических условий. Разрезы рассматриваемых отложений во всех впадинах характеризуются определенными направленными изменениями, которые позволяют подразделить их на ряд свит, подсвит, горизонтов и слоев. В частности, на фоне общей пестроцветно-палевой окраски рассматриваемых отложений происходит определенное изменение ее от преимущественно красновато-коричневой в основании разреза до пестроцветных в средней части разреза и преимущественно буровато-палевой в верхней части.

Третий самостоятельный этап развития Тянь-Шаня выделяется резким и практически повсеместным поглублением отложений, которые характеризуются однородной серой окраской ("свита серых конгломератов"). Они с очевидным несогласием перекрывают более древние отложения орогенического комплекса или непосредственно залегают на складчатом основании. В поднятых зонах этим отложениям отвечает вполне самостоятельный ярус (ступень) эрозионно-денудационного рельефа. По возрасту эти образования относятся к самому концу плиоцена и к раннему плейстоцену.

Самостоятельность и специфичность этого этапа очевидна и общепризнана. Резкая активизация тектонических движений проявлена одинаково резко как в характере отложений, так и в деформациях. Очевидны также произошедшие в этот этап существенные общие изменения климата — его аридизация и похолодание. Соответствующие морфологические изменения на территории Тянь-Шаня выразились в существенном усилении дифференцированности, активном дроблении его внутренней структуры и рельефа, что, вероятно, вызвало его значительное общее воздымание, а также коробление примыкающих к нему зон до того слабо деформированной платформы.

Многие конседиментационные формы (складки и разрывы) с этого времени стали развиваться как конденудационные и конэрозионные; таким образом, были заложены основные черты современного орографического плана. Но при этом важно подчеркнуть, что общий стиль и рисунок структуры Тянь-Шаня в течение этого этапа явились дальнейшим развитием ранее сформированной структуры.

Четвертый, также своеобразный этап тектонического и геоморфологического развития Тянь-Шаня охватывает плейстоцен и голоцен. Помимо отчетливых проявлений тектонической активности, выраженных как в общем расширении контуров и повышении горного сооружения, так и в его дальнейшей дифференциации, в целом отражающих новые импульсы общего смятия и коробления коры, четвертый этап отличается резким климатическим своеобразием. Тянь-Шань в это время подвергался неоднократным оледенениям, которые сменялись потеплениями и деградацией ледников в высокогорном поясе.

Это проявилось в резко выраженной форме в соответствующих особенностях и зональности распространения покрова четвертичных отложений и форм рельефа. Особенно хорошо это отражено в строении ледниково-флювиального комплекса, рассмотренного выше. К сожалению, осталось неясным соотношение во времени тектонических и климатических событий: являлись ли они синхронными и причинно взаимосвязанными или эти события независимы и связаны лишь одним местом проявления.

СРАВНЕНИЕ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ РОДОПСКОГО МАССИВА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Сравнение данных об основных чертах новейшей тектоники Родопского массива и Тянь-Шаня позволяет сделать заключение о сходстве и различиях этих областей и предположение об их возможных причинах.

Обе области образованы в результате деформации денудированных и выровненных древних (допалеозой-палеозойских) складчатых массивов. Эти деформации начались практически одновременно в эоцене — и в своем развитии прошли четыре разновозраст-

ные стадии, что подтверждает широко распространенное представление о единстве и глобальном масштабе новейшей тектонической активизации.

В той и другой области начало новейшей тектонической активизации характеризуется проявлением магматизма. Однако его масштабы, продолжительность и состав были весьма различными. На Тянь-Шане это очень незначительные локальные излияния щелочных базальтов, произошедшие только в эоцене, по существу, накануне орогенеза. В Родопском массиве это были весьма обильные внедрения и излияния преимущественно кислых магм, которые продолжались в течение всего раннеорогенного этапа (поздний эоцен — ранний миоцен), а в некоторых местах и позже, и привели к формированию самостоятельных структурных форм. Основной магматизм для новейшего этапа развития Родопского массива не характерен. Его локальное проявление в Восточной Фракии относится к более поздним этапам развития структуры, приурочено к районам с пониженной мощностью коры и "гранитного" слоя и связано, вероятно, с глубокими расколами коры, вызванными развитием впадины Эгейского моря.

Широкое развитие кислого вулканизма в Родопском массиве связано, видимо, с мобилизацией магматических очагов в результате интенсивного сжатия коры, наступившего в позднем эоцене в смежных геосинклинальных системах и охватившего, естественно, разделяющие их массивы высоко поднятого древнего кристаллического основания. Благоприятным обстоятельством для этого можно считать также то, что эта магматическая активизация была как бы подготовлена сравнительно близким по времени, позднемеловым и палеоценовым магматизмом, который проявился, в частности, в формировании массивов так называемой Марицкой неинтрузивной зоны в северо-западной части Родопского массива.

И на Тянь-Шане, и в Родопском массиве новейшие тектонические деформации проявились главным образом в виде сопряженных положительных и отрицательных складок основания большого радиуса кривизны, в той или иной мере осложненных разрывными нарушениями разных порядков. Размеры этих складок, изменяясь в достаточно широких пределах, в общем близки для обеих областей. Для них одинаково характерно закономерное группирование частных складок основания в линейные, весьма протяженные зоны поднятий и зоны впадин (также близких по своим параметрам), которые в свою очередь развиваются на фоне более обширных систем поднятий или прогибов.

Для обеих областей характерно наличие транзитных (трансзональных) зон секущих нарушений разрывно-флексурного типа, а также их активное развитие. В общем, новейшая структура и Тянь-Шаня, и Родопского массива имеет отчетливо выраженный перекрестный характер, который заключается в одновременном развитии и взаимном наложении (интерференции) структурных зон разных направлений, активность и форма проявления которых по их простиранию и во времени изменяются.

Своеобразием Родопского массива является наложение (и последовательная активизация) линейных тектонических зон на крупный вулcano-тектонический свод с характерными овально-концентрическими контурами и относительно опущенной центральной частью, который был активен лишь на первых этапах неотектонических деформаций.

В пределах Родопского массива и Тянь-Шаня отмечается в общем однотипная унаследованность древних структурных элементов новейшей тектоники. Это прежде всего качественное наследование основных простираний, а также некоторых тенденций и особенностей развития древних форм или отдельных участков орогенов. В ряде мест происходит наследование отдельных крупных форм (крупных антиклиналей, синклиналей, антиклинорий или синклинорий в целом).

Общий рисунок и парагенез различных элементов неотектонической структуры, особенности и закономерности унаследованного развития некоторых древних элементов, особенности сейсмичности, а также другие характеристики Родопского массива и Тянь-Шаня показывают, что и в том, и в другом случае неотектоническая структура сформировалась в поле сжатия. Некоторую аномалию представляет, очевидно, южный

склон Родопского массива, дробление которого на блоки с развитием грабенов 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, поставлявших 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 обострение 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). Возрастает 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-зоплейстоценовой 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.¹ 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 Эльбурса. В.Г. Казьмин [1982] связывает это с пододвиганием 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 ускорилося 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 тортонскими 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 (предчокракское 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 Пальмир (позднее происходит лишь воздымание антиклинальных цепей и погружение синклинальных зон, причем некоторые из них оказываются объединенными в более крупные впадины и поднятия). Блок Алеппо, отторженный Пальмирами в миоцене от основной части Аравийской плиты, приключается к ней. В связи с такой миграцией фронта плиты развиваются ее новые структурные ограничения. Зона разломов Мертвого моря, прежде, вероятно, продолжавшаяся структурами Пальмир, 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 периклинальных 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 [Казмин, 1982]. Позднеплиоценовая перестройка, сопровождающаяся погрубением 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, поздний 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 фаз 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 НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИХ 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 происходящие 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.

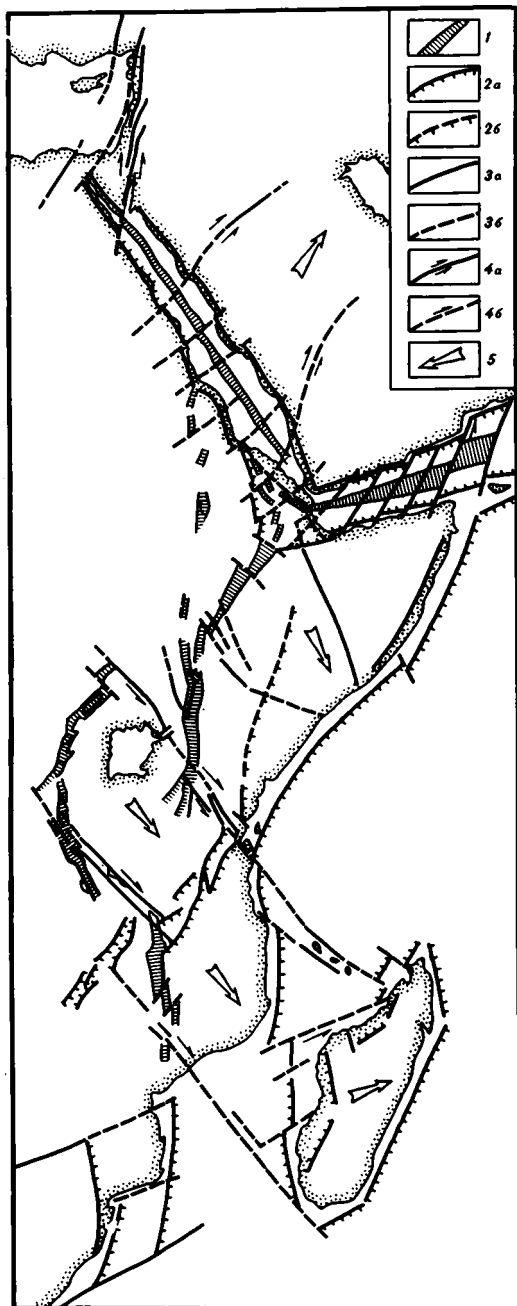


Рис. 38. Тектоническая схема Африкано-Аравийской рифтовой системы [Казьмин, 1976]

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 заложились рифты Аденского залива и Красного моря, и 25—22 млн. лет назад (начало миоцена), когда достигла максимума вулканическая активность и возросла контрастность вертикальных движений. Раздвигание рифтов на этой ранней стадии происходило путем растяжения и утонения континентальной коры. Средняя скорость раздвигания 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, начи-

нают 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 раздвигание 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 раздвигания 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.

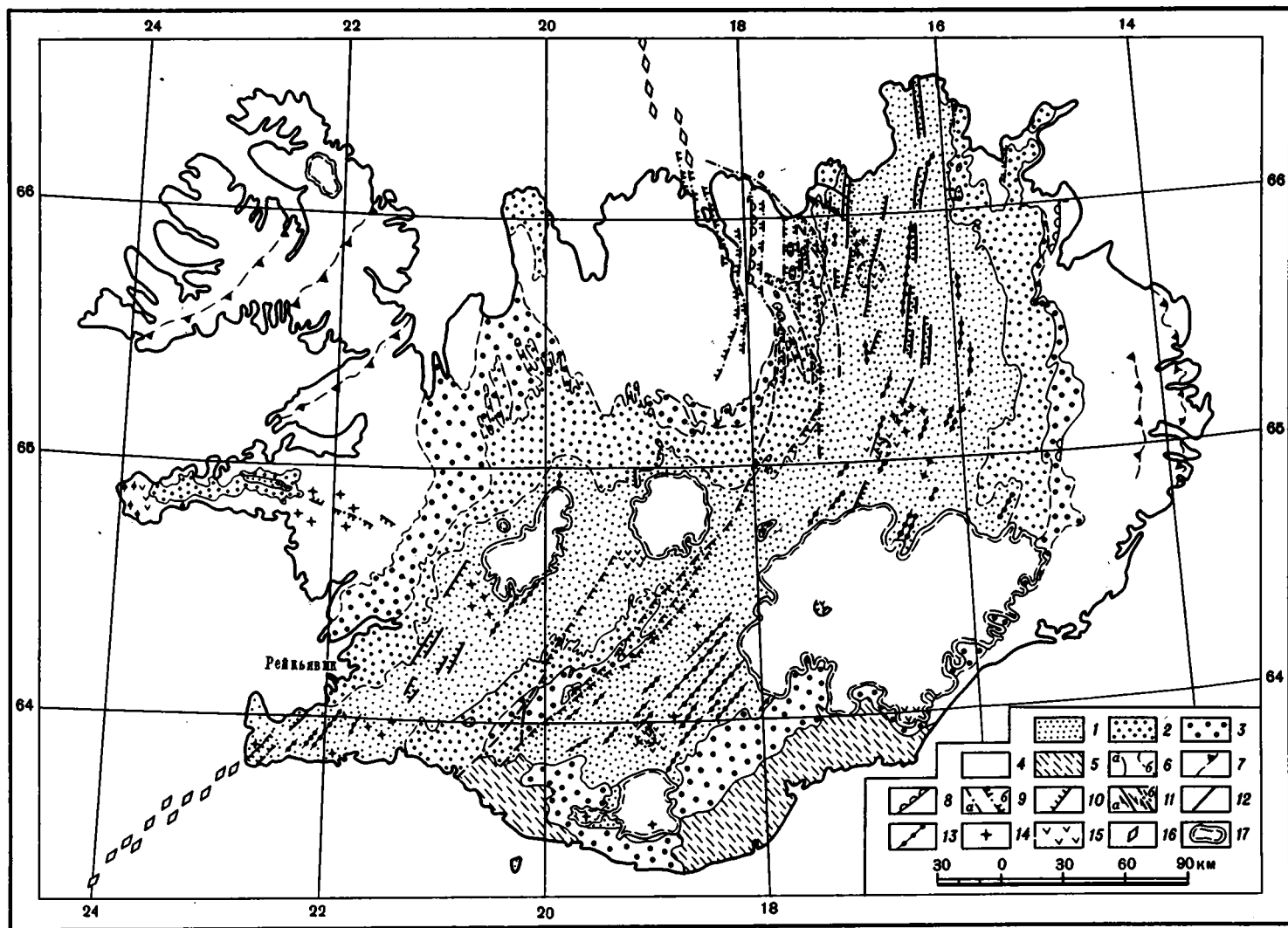
Кенийский вулканический ареал в позднем миоцене несколько изменил очертания [Логачев, 1974], сузившись в направлении, поперечном к будущему Кенийскому рифту, и удлинившись к югу вдоль его оси. На севере ареала возникли первые продольные сбросы. Господствовали щелочные извержения центрального типа.

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 раздвигания 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 эоплейстоцене 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; Трифонов, 1977б].

Детальное изучение голоцен-позднеплейстоценовых вулканических и тектонических образований и их сопоставление с условиями залегания и разрезами более древних пород неовулканической зоны показало [Трифонов, 1976б], что ее раздвигание со средней

Рис. 39. Структурно-геологическая карта Исландии [Трифонов, 1977б]

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; Трифонов, 1977б]. 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 [Трифонов, 1977б]. 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 зоплейстоцене 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 зоплейстоцена происходят небольшие изменения и в строении современного рифта Северной Исландии. В частности, зоплейстоценовый 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 зоплейстоценом (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 Ср-

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 тыловой 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, обнаруживающего 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 $4,0 \pm \pm 0,2$ млн. лет [Гладенков и др., 1980]. Палеомагнитное изучение тумракского и сопоставляемого с ним крерукского комплексов показали их принадлежность к палеомагнитной эпохе Магуяма, но не обнаружили образований древнее эпизода Гилса [Меннер и др., 1972; Певзнер, 1972]. Это дает основание считать кахтунскую и шапинскую свиты плиоценовыми и предполагать зоплейстоценовый возраст крерукского и тумракского комплексов. В таком случае плиоцен характеризовался на Камчатке интенсивными восходящими движениями и вулканизмом. В зоплейстоцене эти процессы продолжались, но, возможно, стали несколько слабее. На границе плиоцена и зоплейстоцена имела место активизация движений, более локальная и не столь значительная, как в позднем миоцене.

В самом конце зоплейстоцена 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) зоплейстоценовых 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 погрубении 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 позднемioценовая 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 глубинной зоны поддвига, сопровождавшуюся причленением 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) раздвигание 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 причленились 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 места 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 [Sharp, 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,

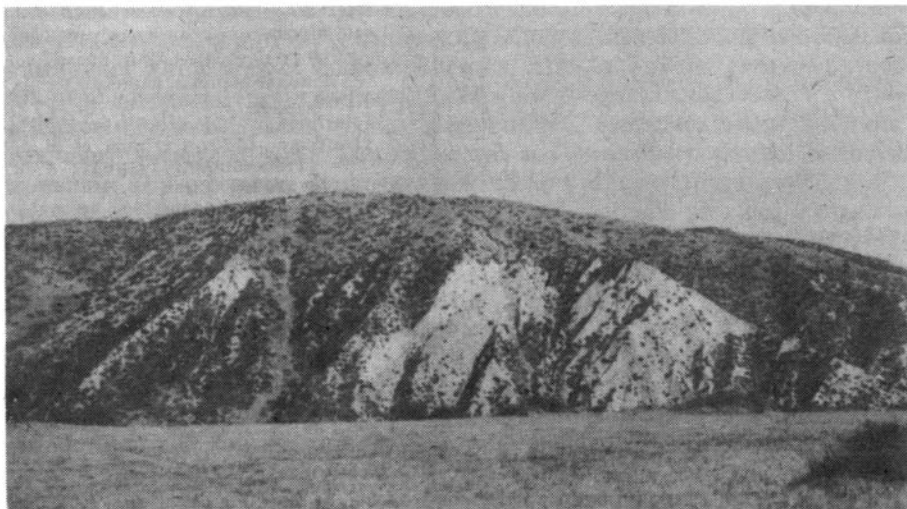


Рис. 41. Проявление пасаденской орогенической фазы: резкое угловое несогласие между нижне- и верхнеплейстоценовым аллювием на юге системы Поперечных хребтов северо-восточнее г. Пасадена

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, заложились 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

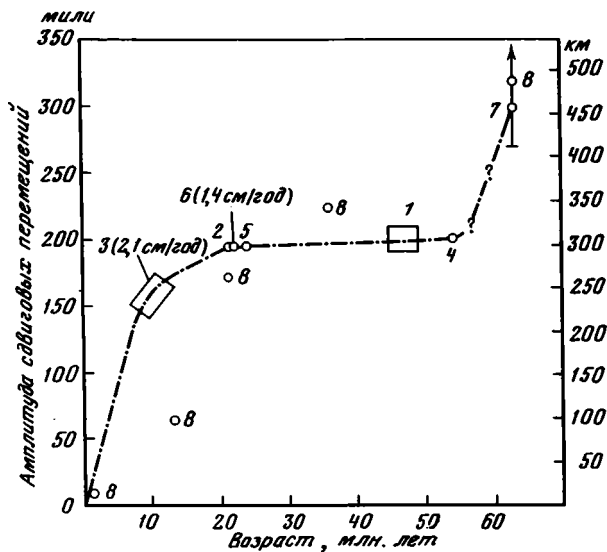


Рис. 42. График изменения скорости кайнозойских праводвиговых перемещений по разлому Сан-Андреас

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 гранитно-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.

Таковыми 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 правосдвиговому перемещению 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 (последопотического — предакчагыльского), 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, надвижения, 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 раздвигание 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 позднелигоцен-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 позднемиоценовой активизации рифтогенеза) на северо-востоке Африки, в Афарском и, возможно, Красноморском рифтах, имели место кратковременные дифференцированные движения, проявившиеся в угловых несогласиях между средне- и позднемиоценовыми 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 зоплейстоцена, 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-

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 раздвигание 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 позднмиоценовой активизации рифтогенеза) на северо-востоке Африки, в Афарском и, возможно, Красноморском рифтах, имели место кратковременные дифференцированные движения, проявившиеся в угловых несогласиях между средне- и позднмиоценовыми 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 зоплейстоцена, 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. Банквичи [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-олигоценовых 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.** Терофауна 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.
- Алберов Г.Ю., Когал 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 Талыша. — 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 "карангатских" 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.
- Артошков Е.В., Шлезингер А.Е., Янишин 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

- Кавказа. — В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М.: Наука, 1970, с. 209–213.
- Батыров Б.** Материалы по истории териофауны Южного Узбекистана в верхнем антропогене: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Самарканд: Самарканд. ун-т, 1969. 17 с.
- Беленький Г.А., Миркамалова С.Х.** Палеогеография мела и палеогена Приташкентской депрессии. Л.: Недра, 1965. 115 с.
- Белоусов В.В., Милановский Е.Е.** О тектонике и тектонической позиции Исландии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 3, с. 81–98.
- Беляева Е.И., Курдюков К.В.** О новых находках ископаемых млекопитающих в Северной Киргизии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1963, № 28, с. 76–83.
- Беляева Е.И., Трофимов Б.А.** Основные этапы развития фауны наземных третичных млекопитающих Азиатской части СССР. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л.: Наука, 1967, с. 209–215.
- Беляевский Н.А.** Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Бердыев Г., Симakov А.К.** К палеогеографии и новейшим движениям Копетдага в четвертичном периоде. — В кн.: Новые данные по геологии. М.: Гостоптехиздат, 1963, с. 244–248.
- Беспалый В.Г.** Климатические ритмы и их отражение в рельефе и осадках. М.: Наука, 1978. 140 с.
- Билинкус Г.М.** Неотектоника Молдавии и смежных районов Украины. Кишинев: Штиинца, 1971. 152 с.
- Бирман А.С., Расцветаев Л.М.** О схеме расчленения плиоценовых моласс Центрального и Гяурского Копетдага. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1967, № 6, с. 52–56.
- Бирман А.С., Расцветаев Л.М.** Новые данные по геологии неогеновых отложений Гяурского Копетдага. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1971, № 6, с. 47–51.
- Благоволин Н.С.** Геоморфология и история развития Керченско-Таманской области: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., МГУ, 1961. 19 с.
- Благоволин Н.С.** Возраст морфоструктуры Горного Крыма. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 2, с. 83–89.
- Благоволин Н.С.** Гетерогенность морфоструктуры Крымско-Кавказской горной страны и роль неотектонических движений в ее формировании. — Землеведение. Н.С., 1976, т. 11 (51), с. 114–121.
- Блейк М.К., Джонс Д.Л.** Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии. — Геотектоника, 1974, № 6, с. 15–28.
- Богданов Б., Бахнева Д., Стефанов Н., Попов П.** Особенности третичного магматизма и связанных с ним рудных формаций Родопского массива на территории Болгарии. —
- Годишник на Высшия минногеолошки ин-т, 1972, т. 18, с. 11–25.
- Бончев Е.** Проблемы на българска геотектоника. С.: Техника, 1971. 204 с.
- Бончев Е.** Криптолинеamenti, мегаблокове и линеamenti възлзи в източната част на Балканския полуостров. — Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, 1976, кн. 5, с. 3–26.
- Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н.** Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области (по геологическим данным). М.: Наука, 1975. 139 с.
- Борисяк А.А., Беляева Е.И.** Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948. 116 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 15. Вып. 3).
- Боянов К., Кожухаров Д.** Строение и блоковое расчленение Родопского массива. — Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. Геотектоника, стратиграфия и литология, 1968, кн. XVII, с. 199–226.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лушкина Е.Г.** Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 228 с.
- Брянкин К.** Нови данни за възраста на въгленосните седименти от Западномаришкия басейн. — Списание на Българското геол. дружество, 1978, год. 39, кн. 2, с. 153–158.
- Брзкер У.С., Тербер Д.Л., Годдар Дж. и др.** Подтверждение гипотезы Миланковича точными данными по коралловым рифам и глубоководным осадкам. — В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974, с. 17–27.
- Будагов Б.А.** Морские и речные террасы северного склона Юго-Восточного Кавказа. — В кн.: Тезисы докладов Закавказской географической конференции. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1956, с. 30–32.
- Будагов Б.А.** Геоморфология северного склона Юго-Восточного Кавказа (Азербайджанская ССР). Баку: Элм, 1957. 98 с. (Тр. ИГ АН АзССР; Т. 7).
- Будагов В.А.** Морские и речные террасы северного склона Юго-Восточного Кавказа. — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1959, № 3, с. 117–130.
- Будагов В.А.** О характере новейших тектонических движений в районе Шахдагского массива (Юго-Восточный Кавказ) — в связи с находкой верхнесарматской фауны. — Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 2, с. 330–332.
- Будагов Б.А.** Поверхности выравнивания азербайджанской части Большого Кавказа. — В кн.: Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966, с. 55–95.
- Будагов Б.А.** Геоморфология южного склона Большого Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР). Баку: Элм, 1969. 178 с.

- Будагов Б.А. Геоморфология и новейшая тектоника Юго-Востока Кавказа. Баку: Эпм, 1973. 246 с.
- Бузурук Д.Д. Фаунистическая характеристика и возраст ханабадских слоев Таджикской депрессии. — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1964, т. 102, с. 255–258.
- Букатчук П.Д., Негадарев-Никонов К.Н. Аллювиальные плиоценовые образования Молдавской ССР. — Изв. АН МССР. Сер. биол. и хим. наук, 1968, № 3, с. 81–86.
- Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М.: Наука, 1964. 143 с.
- Вапцаров М., Мишев К. Основы закономерности в развитии на морфоструктуре на България. — Проблемы на географията, 1977, кн. 1, с. 12–25.
- Варущенко А.Н., Варущенко С.И., Клиге Р.И. Изменение уровня Каспийского моря в позднем плейстоцене–голоцене. — В кн.: Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980, с. 79–90.
- Варущенко С.И. Анализ позднеплейстоценовой и голоценовой истории развития природной среды северо-западного шельфа Черного моря. — В кн.: Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975, с. 50–62.
- Васильев Ю.М. О ритмах трансгрессий в полужамкнутых и замкнутых морских бассейнах (на примере Черного и Каспийского морей). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 2, с. 127–133.
- Васильев Ю.М. Формирование антропогенных отложений ледниковой и внеледниковой зон. М.: Наука, 1969. 184 с.
- Васильев Ю.М. Особенности соотношения осадков перигляциальной и аридной формаций с морскими осадками Каспия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 1, с. 98–105.
- Васильев Ю.М. Влияние климата и гляцио-эвастатических трансгрессий океана на изменения уровня замкнутых и полужамкнутых бассейнов (южные моря СССР). — В кн.: Геология четвертичного периода. М.: Наука, 1976, с. 25–31. (Международ. геол. конгр. XXV сес. Докл. сов. геологов).
- Васильев Ю.М. Соотношение морских и континентальных плейстоценовых отложений на побережьях Черного и Каспийского морей. — В кн.: Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М.: Наука, 1977, с. 31–39.
- Васильковский Н.П. Геология гор Супе-Тау, Ак-Бель и Ак-Чоп. — Тр. Тадж. б-зы АН СССР, 1935, т. 4. Геология и геохимия, с. 171–204.
- Введенская А.А. Землетрясения Средней Азии. — В кн.: Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 278–314.
- Великовская Е.М., Кожевников А.В., Фельдбарг Н.Е. Основные этапы истории формирования рельефа Восточных Кавказ (в пределах СССР). — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 11–24.
- Вонгаз Л.Б. К стратиграфии и вулканизму меловых и третичных отложений Тоюн-ской депрессии. — Тр. ВАГТ, 1956, № 2, с. 98–109.
- Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 1. 264 с.; Т. 2. 260 с.
- Вялов О.С. Олигоценные и нижнемiocеновые отложения Устьурта и Северного Приаралья — аналоги майкопских серин. — В кн.: Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наук. думка, 1964, с. 144–187.
- Гаджиев М.П. Поверхности выравнивания бассейна р. Тертер. — В кн.: Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966, с. 53–54.
- Гамильтон У., Майерс У.Б. Кайнозойская тектоника запада США. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 181–192.
- Геологическая карта Украинской ССР и Молдавской ССР масштаба 1:1 000 000: Объясн. зап. Киев: Мингео УССР, 1979. 270 с.
- Геологическое изучение Земли из космоса. М.: Наука, 1978. 228 с.
- Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. М.: Недра, 1969. 575 с.
- Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. М.: Недра, 1968. 759 с.
- Геология СССР. Т. 10. Грузинская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 655 с.
- Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 768 с.
- Геология СССР. Т. 43. Армянская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 464 с.
- Геология СССР. Т. 45. Молдавская ССР. Геологическое описание и полезные ископаемые. М.: Недра, 1969. 456 с.
- Геология СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 520 с.
- Геоморфологическая карта Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1979.
- Геоморфология Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1978. 188 с.
- Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974, т. 3. Новейший этап. (Поздний плиоцен — четвертичный период). 360 с.
- Герасимов А.П. Геологическое строение Минераловодского района. — Тр. ЦНИГРИ, 1935, № 30 с. 15–23.
- Гергелчев В.Н., Петков И.Н., Панов Г.Б. Эгейско-Дунайский рифт — новая глобальная структура Балканского полуострова. — Докл. БАН, 1975, т. 28, № 6, с. 115–117.
- Гладенков Ю.Б., Маргулис Л.С., Савицкий В.О., Шинцер А.Е. Корреляция геологических событий позднего миоцена–плиоцена северо-запада Тихоокеанского пояса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 9, с. 5–19.
- Глиман Л.С., Ниценко В.В. Морские миоценовые отложения в Средней Азии. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 3, с. 662–665.

- Гоби-Алтайское землетрясение, М.: Изд-во АН СССР, 1963, 392 с.
- Гожик П.Ф. Геология и стратиграфия террасовых отложений долины р.Прута: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1966, 19 с.
- Гожик П.Ф., Чепалыга А.Л. О синхронизации террас Днестра и Прута. — Изв. АН МССР, 1964, № 7, с. 22–25.
- Голубятников В.Д. Морские и речные террасы Дагестана. — Тр. сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, 1937, № 3, с. 9–18.
- Горелов С.К., Кубанов М., Тагиев С.Ф. Геоморфологические исследования на Ашхабадском геофизическом полигоне. — В кн.: Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР 1968, № 4, с. 155–156.
- Горелов С.К., Кульмаммедов М., Курбанов М. Связь рельефа Копетдага с глубинными структурами и сейсмичностью. М.: Наука, 1979, 108 с.
- Горелов С.К., Кульмаммедов М., Тагиев С.Ф. Основные этапы формирования рельефа Копетдага. — В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973, с. 148.
- Горецкий Г.И. О возрастных и пространственных соотношениях антропогенных террас Кубани. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1962, № 19, с. 194–222.
- Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра. М.: Наука, 1970, 491 с.
- Грам М.Н. Схема деления третичных континентальных отложений Ферганской впадины. — Узб. геол. журн., 1959, № 6, с. 13–22.
- Громов В.И. Новые данные о четвертичных и верхнечетвертичных млекопитающих Северного Кавказа. — Тр. сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, 1937, № 1, с. 32–47.
- Громов В.И., Алексеев М.Н., Вангенгейм Э.А. и др. Схема корреляции антропогенных отложений Северной Евразии. — В кн.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. М.: Наука, 1965, с. 5–33.
- Громова В.И. Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы. М.: Наука, 1965, 143 с.
- Гуарий Г.З., Трубихин В.М. Стратиграфия и палеомагнетизм верхнего плиоцена Западного Копетдага. — В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов: К IX конгрессу ИНКВА. М.: Наука, 1973а, с. 14–24.
- Гуарий Г.З., Трубихин В.М. Палеомагнетизм и стратиграфия ачкагыла Туркмении. — В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973 б, ч. 3, с. 65–67.
- Гуарий Г.З., Трубихин В.М. Палеомагнитная характеристика позднего кайнозоя Западной Туркмении. — В кн.: Междунар. симпозиум, по пробл. "Граница неогена и четвертичной системы": Тез. докл. М.: Наука, 1977, с. 5–6.
- Гуарий Г.З., Трубихин В.М. Цикличность развития западно-туркменской части Палеокаспия в позднем кайнозое и палеомагнитная шкала. — В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с. 3–11.
- Добрев Т.Б., Шукин Ю.К. Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М.: Наука, 1974, 170 с.
- Дотдуге С.И. Неотектоническая стадия развития северного склона Центрального Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1975, 48 с.
- Думитрашко Н.В. Основные черты рельефа и геоморфологическое районирование Армении. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1958, № 74, с. 5–42.
- Думитрашко Н.В. Новейшая тектоника Кавказа. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 415–422.
- Думитрашко Н.В., Лилиенберг Д.А., Будагов Б.А. Рельеф и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 117 с.
- Дурдыев Х., Кульмаммедов М. Террасы долин рек Западного Копетдага и их корреляция с морскими террасами Каспийского моря. Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973, 150 с.
- Дурдыев Х., Кульмаммедов М., Батыршин М. История формирования речных долин и некоторые вопросы мелиорации земель Туркменистана. — В кн.: Речные системы и мелиорация. Новосибирск: ИГиГ, 1977, ч. 2, с. 15–18.
- Егоров Н.М. Находка бивня "южного слона" *Elephas meridionalis Nesi* на Маушке. — В кн.: Советское краеведение на Северном Кавказе. Ростов-н-Д, 1932.
- Ермилин В.И., Чигарев Н.В. Горообразование и сейсмичность Памиро-Алая. М.: Наука, 1981, 128 с.
- Ермолаев Б.А., Арнаулова Р.Р., Димитрова Е. Строение и развитие кристаллического щита Рилы. — *Geologica Balcanica*, 1977, vol. 7, N 3, p. 87:703.
- Жегалло В.И. Изучение местонахождения гиппарионовой фауны Орток. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, № 6, с. 119–120.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1952, 639 с.
- Жуков Ю.В. О находке остатков млекопитающих в контурпакской свите хребта Кунгей Ала-Тау (Тянь-Шань). — В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 69–71.
- Ибрагимов И.М., Талипов М.А. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Иссык-Кульской впадины. — В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965, с. 188–199.

- Иванов Ж., Московски С., Колчева К. Основные черты строения центральных частей Родопского массива. — *Geologica Balcanica*, 1979, vol. 5, N 1, p. 3–50.
- Иванова И.К. Материалы к стратиграфии травертинов горы Машук в окрестностях Пятигорска. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1946, т. 21, № 5, с. 21–49.
- Иванова И.К. Геология и палеогеография стоянки Кормань IV на общем фоне геологической истории каменного века Среднего Приднестровья. — В кн.: Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV на среднем Днестре. М.: Наука, 1977, с. 126–181.
- Иванова И.К. О террасах среднего Приднестровья. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 51–54. (Международ. геол. конгр. XXVI сес. Докл. сов. геологов).
- Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Сочетание дистанционных и наземных методов исследования молодых складчатых деформаций западного погружения Копетдага. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. М.: ВИНТИ, 1976, т. 5. Геология и геоморфология, с. 114–122.
- Ильхан Э. Восточная Турция. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1, с. 232–247.
- Исландия и срединно-океанический хребт: Стратиграфия, литология. М.: Наука, 1978. 204 с.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.
- Иосифов Д.С. Пьровразрядни дълбочинни разломи и земекорни блокове в нагнатиите зони и активизираните области на България по геофизични данни. — Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, 1977, кн. 6, с. 48–65.
- Иосифов Д.С., Пчеларов В.Г. Схема мощности земной коры Балканского полуострова и некоторые особенности ее строения. — *Geologica Balcanica*, 1977, vol. 7, N 2, p. 7–22.
- Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифов). — Геотектоника, 1974, № 6, с. 3–14.
- Казьмин В.Г. Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы. — Геотектоника, 1976, № 6, с. 58–71.
- Казьмин В.Г. Развитие континентальных рифтов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982. 44 с.
- Калинин Г.П., Марков К.К., Суегова И.А. Колебания уровня водоемов Земли в недавнем геологическом прошлом. — Океанология, 1966, т. 6, № 5, с. 737–746.
- Камбаридинов Р.К. О сопоставлении фаунистических комплексов Средней Азии с местными стратиграфическими схемами антропогенных отложений. — Узб. геол. журн., 1968, № 3, с. 69–73.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 439 с.
- Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рыгачев Г.И. и др. Хронология и палеогеография плейстоцена Понто-Каспия (по данным абсолютного датирования). — В кн.: Палеогеография и отложения южных морей СССР. М.: Наука, 1977, с. 33–42.
- Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Масштаб 1:2 500 000. М.: Мингео СССР: Аэрогеология: ИГ АН СССР, 1971.
- Карта четвертичных отложений Украинской ССР и Молдавской ССР. М-б 1:1 000 000. Киев: М-во геологии УССР, 1978. 84 с.
- Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). М.: Наука, 1972. 184 с.
- Кац Я.Г., Рябухин А.Г., Трофимов Д.М. Космические методы в геологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 246 с.
- Кинг Ф.Б. Вопросы тектоники Северной Америки. М.: Изд-во МГУ, 1969. 179 с.
- Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 340 с.
- Клейнберг В.Г. Третичная система. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Ферганы. М.: Гостеолиздат, 1957, с. 320–336. (Тр. ВНИГРИ. Н. В.; Вып. 110).
- Кожамкулова Б.С. Антропогенная ископаемая териофауна Казахстана. Алма-Ата, 1969. 150 с.
- Кожевников А.В. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения долины р. Кубань. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 162–187.
- Кожевников А.В. Террасы р. Сулак в предгорьях Кавказа. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 126–134.
- Кожевников А.В. К стратиграфии антропогена Пволжья и Понто-Каспия. — В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л.: 1971, с. 285–292.
- Кожевников А.В. Опыт сопоставления морских и континентальных четвертичных отложений в прибрежных зонах Кавказа и Крыма. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977, с. 43–50.
- Кожевников А.В. Антропоген гор и предгорий юга СССР (генетический анализ, стратиграфия, палеогеографические и неотектонические аспекты): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1979. 66 с.
- Кожевников А.В. Антропоген Карпат (стратиграфические и неотектонические аспекты). — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология: Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 54–56. (Международ. геол. конгр. XXVI сес. Докл. сов. геологов).

- Кожевников А.В., Милановский Е.Е., Саядян Ю.В. Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. Объяснительная записка к региональной корреляционной схеме четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа. Ереван; Ленинград. Изд-во АН АрмССР, 1977, 90 с.
- Кожевников А.В., Никитин М.Ю. Антропоген долины реки Сулак на Северном Кавказе. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 3, с. 26–43.
- Константинов Н.А. О геологическом возрасте террас низовьев Прута и Дуная. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1964, № 29, с. 67–80.
- Константинова Н.А. Антропоген Южной Молдавии и Юго-Западной Украины. М.: Наука, 1967, 139 с.
- Копп М.Л. Новые данные по стратиграфии верхнеплиоценовых отложений западных отрогов Копетдага. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 6, с. 14–20.
- Копп М.Л. Структура Северо-Западного Копетдага и условия ее формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1971, 29 с.
- Копп М.Л., Расцветаев Л.М. О расчленении "надакчагыльских" конгломератов Западного Копетдага. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1969, № 3, с. 80–87.
- Копп М.Л., Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 7, с. 59–69.
- Корнилова В.С. Региональные особенности миоценовых флор Северного Тянь-Шаня и их место среди синхронных флор Евразии. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1966, с. 109–120.
- Коробков И.А. Состояние изученности палеогеновых отложений СССР и задачи дальнейших исследований. — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1964, т. 102, с. 41–79.
- Короновский Н.В. История развития вулканизма Кабарджин (Центральный Кавказ). — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 135–145.
- Короновский Н.В. История развития новейшего вулканизма Центрального Кавказа. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1966, № 1, с. 96–97.
- Корсаков Ф.П. История тектонического развития Приташкентского района в олигоцене и неогене. — В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Ташкент: Ташк. ун-т, 1965, с. 15–24.
- Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983, 534 с.
- Космическая фотосъемка и геологические исследования. Л.: Недра, 1975, 416 с.
- Костенко Н.Н. Континентальные кайнозойские отложения Южного Казахстана. — Тр. Среднеазиат. ун-та. Н.С., 1964, № 249, с. 164–184.
- Костенко Н.Н., Попов В.И., Теленков А.С. Схема стратиграфии неогеновых отложений территории республик Средней Азии и Южного Казахстана (пояснение редакторов схемы). — В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Ташкент: Ташк. ун-т, 1965, с. 27–30.
- Костенко Н.П. К вопросу о методике изучения и построения местных стратиграфических схем неоген-антропогеновых моласс горных стран. — Науч. докл. высш. шк. Геол.-геогр. науки, 1958, № 1, с. 214–217.
- Костенко Н.П. К неотектонике Ферганской впадины и ее горного обрамления. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 171–191.
- Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972, 319 с.
- Костенко Н.П., Макаров В.И., Соловьева Л.И. Новейшая тектоника Киргизской ССР. — В кн.: Геология СССР, т. 25. М.: Недра, 1972, с. 249–271.
- Коюмджишева Е., Драгоманов Л. Литостратиграфия на олигоценские и неогенские седименты от Пловдивско и Пазарджикско. — Изв. Геол. ин-та БАН. Сер. Палеонтология, стратиграфия и литология, 1979, кн. 11, с. 15–22.
- Крейденков Г.П., Давидзон Р.М. К стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценых отложений Таджикской депрессии. — Сов. геология, 1966, № 11, с. 78–91.
- Крестников В.Н., Чигарев Н.В. Методика изучения четвертичных вертикальных тектонических движений горных стран. — Сов. геология, 1976, № 9, с. 62–80.
- Кригер Н.И. О возрасте речных террас в Карпатском и Чешском массиве. — Докл. АН СССР, 1951, т. 78, № 3, с. 565–567.
- Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. М.: Изд-во иностр. лит., 1954, 424 с.
- Кропоткин П.Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 30–46.
- Крылов А.Я. Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонного метода к метаморфическим и осадочным породам. — В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 222–244. (Международ. геол. конгр. XXI сесс. Докл. сов. геологов. Пробл. 3).
- Кузнецов В.В., Карабалаев К.К., Ибрагимов И.М. Ископаемая наземная черепаха из Киргизии. — В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964, вып. 4, с. 135–146.
- Кулиев Р.Я. Особенности плиоцен-четвертичного вулканизма Карабахского вулканиче-

- ского нагорья. — В кн.: Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения Азербайджана. — Баку: Изд-во АН АЗССР, 1966, с. 156—171.
- Куркин П.Н., Сорокин В.М. Отражение в разрезе четвертичных осадков изменений уровня Черного моря. — В кн.: Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982, с. 221—226.
- Курдюков В.К. Схема расчленения четвертичных отложений Северной Киргизии. — Докл. АН СССР, 1962а, т. 142, № 1, с. 159—162.
- Курдюков К.В. К вопросу о границе неогена и антропогена в Северной Киргизии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1962б, № 20, с. 126—131.
- Кучай В.К., Трифонов В.Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 91—105.
- Лавров В.В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин: Стратиграфия, литология и палеогеографическая обстановка. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 231 с.
- Лебедева Н.А. Стратиграфия континентальных неогено-четвертичных отложений высокого правобережья Кубани от Армавира до Краснодара. — В кн.: Стратиграфическая шкала четвертичных отложений СССР и принципы их корреляции с зарубежными. — М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 170—184. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 32).
- Лебедева Н.А. Континентальные антропогеновые отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами. М.: Наука, 1963. 107 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 84).
- Лебедева Н.А. О геологическом положении остатков наземных млекопитающих хайровского, таманского и тираспольского фаунистических комплексов в разрезе морских слоев акчагыла и апшерона Восточного Закавказья. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1972, № 38, с. 99—115.
- Лебедева Н.А. Корреляция морских и континентальных отложений эоплейстоцена и нижнего плейстоцена Понто-Каспийской области: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1974. 53 с.
- Лебедева Н.А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 136 с.
- Лебедева Н.А., Попов Г.И. Новые данные о верхнем плиоцене Кубани. — Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 3, с. 647—650.
- Лебедиский В.И. С геологическим молотком по Крыму. 2-е изд. М.: Недра, 1974. 204 с; 3-е изд., 1982. 160 с.
- Левский Л.К. Аргон-калиевое датирование плиоцен-плейстоценовых пород южной Грузии и Северного Кавказа. — В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.: Геогр. о-во СССР, 1970, с. 132.
- Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Плейстоценовые колебания уровня Каспийского моря и их влияние на морфологию берегов. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология; Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 62—65. (Междунар. геол. конгр. XXVI сес. Докл. сов. геологов).
- Лилиенберг Д.А. Поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа. — В кн.: Материалы по геоморфологии и палеографии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1958, № 18, с. 86—118. (Тр. ИГ АН СССР; Вып. 74).
- Лилиенберг Д.А. Особенности рельефа и новейшие тектонические движения Восточного Кавказа. — В кн.: Географические сообщения. М.: Изд-во АН СССР, 1959, вып. 1, с. 17—35.
- Лилиенберг Д.А. Некоторые вопросы геоморфологии, четвертичной геологии и неотектоники Дагестана. — В кн.: Материалы Совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961а, т. 2, с. 472—482.
- Лилиенберг Д.А. Морские террасы Северо-Восточного Закавказья. — В кн.: Географические сообщения. М.: Изд-во АН СССР, 1961б, вып. 2, с. 39—46.
- Литвинский Б.А., Ранов В.А. Раскопки навеса Ах-Танги в 1961 г. — Тр. Ин-та истории АН ТаджССР, 1964, т. 42, с. 83—86.
- Логачев Н.А. Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны. — Геотектоника, 1974, № 3, с. 74—93.
- Лузгин Б.К. К фациальной характеристике антропогеновых моласс Центрального Копетдага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1964а, № 6, с. 60—71.
- Лузгин Б.К. Некоторые черты палеогеографии антропогена Центрального Копетдага. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1964б, № 3, с. 67—74.
- Лузгин Б.К. Некоторые особенности распределения четвертичных отложений в связи с новейшими движениями на примере Гаудано-Фирюзинского района Центрального Копетдага. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964в, с. 146—154.
- Лузгин Б.К. О палеогеографии Советского Копетдага в антропогене. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1967, № 1, с. 58—74.
- Лузгин Б.К., Ранов В.А. О первых находках палеолита в Центральном Копетдаге. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1966, № 32, с. 87—95.
- Лукина Н.В. Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 80 с.
- Лукина Н.В. История развития рельефа бассейна р. Мутновской (Южная Камчатка). — Геоморфология, 1980, № 1, с. 93—97.
- Лукина Н.В. О возрасте речных террас Центрального Предкавказья. — Геоморфология, 1981а, № 2, с. 68—75.

- Лукина Н.В. О тектонической интерпретации речных террас. — Докл. АН СССР, 1981б, т. 260, № 6, с. 1429–1431.
- Лукина Н.В. Корреляция террас крупных долин Юга Европейской части СССР и ее значение для неотектоники. — В кн.: XI конгр. ИНКВА: Тез. докл. М.: ВИНТИ, 1982, т. 1, с. 159.
- Лукина Н.В. Некоторые черты неотектонической структуры Большого Кавказа. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1983, № 52, с. 29–41.
- Лукина Н.В. Неотектонический аспект анализа террас и ярусов рельефа бассейнов Днестра и Прута. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, № 2, с. 115–127.
- Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 34–112. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Лунгерсаузен Л.Ф. Террасы Днестра. — Докл. АН СССР, 1938, т. 19, № 4, с. 263–265.
- Лысенко Н.И. К вопросу о террасах Салгира. — Изв. Крым. отд-ния Геогр. о-ва СССР, 1961, вып. 6, с. 73–78.
- Лысенко Н.И. К стратиграфии древнечетвертичных галечников Степного Крыма. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1965, № 30, с. 72–78.
- Лысенко Н.И. К вопросу о происхождении поверхностей выравнивания на Крымской яйле. — Геоморфология, 1972, № 2, с. 81–85.
- Лысенко Н.И. Новые данные о миоценовой поверхности выравнивания в Горном Крыму. — Геоморфология, 1976, № 1, с. 86–90.
- Мавлянов Г.А., Исламов А.И. Четвертичные отложения. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана. Ташкент: Илим, 1966, с. 54–72.
- Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Макаров В.И. Несогласия и фазы активизации тектонических движений (к палеотектонической интерпретации несогласий). — В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980, с. 139–144.
- Макаров В.И., Макарова Н.В., Акинин Б.Е. Основные закономерности строения четвертичного аллювия и стадии формирования террас горных рек Средней Азии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1979, № 49, с. 90–104.
- Макаров В.И., Расцветаев Л.М. Условия формирования новейшей структуры Центрального Тянь-Шаня. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, № 3, с. 137.
- Макаров В.И., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г. и др. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. — В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. М.: ВИНТИ, 1974, т. 2. Геология и геоморфология, с. 9–42.
- Макаров В.И., Соловьева Л.И. Неотектонические поперечные структуры Тянь-Шаня и их выражение на космических снимках. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 2, с. 10–18.
- Макаров В.И., Соловьева Л.И. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на земной поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты). — В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. М.: ВИНТИ, 1976, т. 5, с. 18–41.
- Макаров В.И., Спиридонов Х.Б. Новейшая тектоника Родопского массива и прилегающих территорий. — Геотектоника, 1982, № 2, с. 65–79.
- Макаров В.И., Спиридонов Х.Б. Некоторые проблемы новейшего горообразования и результаты сравнительного анализа новейшей тектоники горных областей Тянь-Шаня и Южной Болгарии. — Геотектоника, 1983, № 5, с. 84–89.
- Макаров В.И., Щукин Ю.К. Оценка активности скрытых разломов. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 96–109.
- Макарова Н.В. К использованию фауны моллюсков для стратиграфии четвертичных отложений Тянь-Шаня. — В кн.: Ломоносовские чтения и VI науч. отчет. конф. геол. фак. МГУ: (Тез. докл.). М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 47–48.
- Макарова Н.В., Акинин Б.Е., Макаров В.И. Стадийность формирования аллювия реки Зеравшан (Южный Тянь-Шань) в связи с россыпеобразованием. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 4, с. 76–81.
- Макарова Н.В., Макаров В.И., Акинин Б.Е. Закономерности строения и развития речных долин Средней Азии в четвертичном периоде. — В кн.: История развития речных долин и проблемы мелниорации земель: Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука, 1979, с. 93–100.
- Макарова Р.К., Миронова Л.В. О сопоставлении морских палеогеновых отложений Турция, Приаралья и Средней Азии. — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1964, т. 102, с. 203–217.
- Маматкулов М.М. К вопросу о количестве оледенений бассейна р. Сандаш (р. Чаткал). — Докл. АН УзССР, 1959, № 11, с. 115–117.
- Мамаишвили Н.С. Палинологическая характеристика аллювиальных и пещерных отложений предгорной полосы Западной Грузии. — В кн.: Палинология плейстоцена и плистоцена. М.: Наука, 1973, с. 137–140.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. (Ледниковый период — антропогенный период). М.: Изд-во МГУ, 1965. Т. 1. 371 с; Т. 2. 435 с.

- Маруашвили Л.И.* Древний рельеф в альпийских орогенах (на примере Кавказа в сопоставлении с аналогичными областями). — В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966, с. 45–46.
- Меланхолина Е.Н.* Очерк геологического строения и развития кайнозойской тектонической зоны запада штатов Орегон и Вашингтон (США). — В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука, 1964, с. 137–160. (Труды / ГИН АН СССР; Вып. 113).
- Мелекесцев И.В.* Основные этапы формирования современного рельефа Курило-Камчатской области. — В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974, с. 337–344.
- Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 275 с.
- Меннер В.В.* К унификации стратиграфии кайнозоя. — В кн.: Проблемы геологии на XXII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1966, с. 78–85.
- Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А.* и др. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 3–17.
- Милановский Е.Е.* О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 10, с. 42–66.
- Милановский Е.Е.* Основные черты истории плиоценового и антропогенового вулканизма Кавказа. — В кн.: Материалы Всесоюзного Совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 438–451.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 282 с.
- Милановский Е.Е.* Неотектоника и новейший вулканизм Кавказа. — В кн.: Тез. докл. к IV Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1973, с. 42–44.
- Милановский Е.Е.* Пульсации и расширение Земли — возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое. — Природа, 1978, № 7, с. 22–34.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 92–127. (Тр. ВАГТ; Вып. 6).
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Нижне-чегемский вулканический район (Северный Кавказ). — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1969, № 4, с. 15–29.
- Мирчик Г.Ф.* Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. — В кн.: Материалы по изучению четвертичного периода СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1936.
- Морфоструктурный анализ речной сети СССР. М.: Недра, 1979. 304 с.
- Муратов В.М.* Морские и речные террасы Северо-Западного Кавказа в связи с неотектоническими движениями. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, № 6, с. 124–125.
- Муратов В.М.* Геоморфологические индикаторы плейстоценовых климатов в горах Кавказа. — В кн.: Климатический фактор рельефообразования. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978, с. 64–65.
- Муратов М.В.* Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря. — В кн.: Памяти академика А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 359–372.
- Муратов М.В.* О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1954, т. 2, № 1, с. 3–20.
- Муратов М.В.* Основы стратиграфии четвертичных отложений Горного Крыма. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 351–357.
- Муратов М.В.* Континентальные четвертичные отложения Крыма, их соотношения с морскими террасами и возраст. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1967, № 33, с. 75–76.
- Муратов М.В., Николаев Н.И.* Террасы Горного Крыма. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1939, т. 17, № 2/3, с. 3–16.
- Мусейбов М.А.* О поверхностях выравнивания средней части Куринской впадины северо-восточного склона Малого Кавказа. — Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук, 1962, № 5/6, с. 15–22.
- Невесская Л.А., Трубихин В.М.* Геологическая история Палеокаспия в позднем кайнозое. — В кн.: XI конгр. ИНКВА: Тез. докл. М.: ВИНТИ, 1982, т. 1, с. 190.
- Негадаев-Никонов К.Н., Арапов А.А.* О террасах долины Прута в Центральной части Молдавии. — Изв. АН МССР, 1964, № 7, с. 3–11.
- Негадаев-Никонов К.Н., Арапов А.А.* Террасы среднего Приднестровья. — Изв. АН МССР, 1966, № 10, с. 37–45.
- Негадаев-Никонов К.Н., Яновский П.В.* Четвертичные отложения Молдавской ССР. Кишинев: Карта Молдовеняскэ, 1969. 91 с.
- Неймышев М.В.* Стратиграфия неогеновых отложений Кочкорской впадины в свете новых палеонтологических данных. — В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965, с. 167–172.
- Неманишвили С.Н.* Террасы Ингури и Кодори. — Тр. ИГ АН ГССР, 1962, вып. 17, с. 15–21.
- Неманишвили С.Н.* Террасы долины р. Риони выше г. Кутаиси. — Тр. ИГ АН ГССР, 1964, вып. 20, с. 22–28.
- Ненов Т., Славов Ив., Стойков Ст.* Плиоценът и кватернерът в Гоцеделчевската котловина

- и основани етапи в неотектонското и развитие. — Списание на Българското геол. дружество, 1972, год. 33, кн. 2, с. 195–204.
- Несмелов С.А.** К стратиграфии кайнозойских моласс Западной Ферганы. — В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Ташкент: Ташк. ун-т, 1965а, с. 101–104.
- Несмелов С.А.** К вопросу о стратиграфических схемах четвертичных отложений Западного Тянь-Шаня. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1965б, № 30, с. 136–144.
- Несмелов С.А.** Расчленение моласс и изменение природных условий Западного Тянь-Шаня в позднетретичную эпоху. — В кн.: Жизнь Земли. М.: Изд-во МГУ, 1967, № 4, с. 38–52.
- Несмелов С.А.** Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области (на примере Западной Ферганы и ее горного обрамления). М.: Недра, 1971а. 141 с.
- Несмелов С.А.** Пенджикентская фауна млекопитающих, ее геологическая позиция и значение для стратиграфии среднеазиатского антропогена. — В кн.: Ломоносовские чтения и VI науч. отчет. конф. геол. фак. М.: Изд-во МГУ, 1971б, с. 14–16.
- Несмелов С.А., Макаров В.И.** Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 41, с. 82–98.
- Несмелов С.А., Ранов В.А.** Палеолитические находки у Шахристана. — Докл. АН ТаджССР, 1962, т. 5, № 6, с. 26–30.
- Несмелов С.А., Ранов В.А.** О геологическом возрасте верхнепалеолитической стоянки Ходжа Гор (Южная Фергана). — Тр. Ин-та истории АН ТаджССР, 1964, т. 42, с. 17–25.
- Несмелов С.А., Ранов В.А.** К палеогеографии мустьерских стоянок в горах Средней Азии. — В кн.: Страны и народы Востока. М.: Наука, 1971, вып. 10, с. 35–41.
- Никитин М.Ю.** Речные террасы и новейшая тектоника Горного Дагестана (бассейна р. Сулак). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, № 5, с. 88–104.
- Никифорова К.В.** Кайнозой Голливуд степи Центрального Казахстана. М.: Наука, 1970. 255 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 45).
- Никифорова К.В.** Общая стратиграфическая шкала верхнеплейстоценовых и четвертичных (антропогеновых) отложений на территории СССР. — В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982, п/т 1, с. 120–129.
- Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П.** и др. Климатические колебания и детальная стратификация верхнеплейстоценовых нижнеплейстоценовых отложений Юга СССР. — В кн.: Геология четвертичного периода. М.: Наука, 1976, с. 101–119.
- Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П.** и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология: Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 65–68. (Международ. геол. конгр. XXVI сес. Докл. сов. геологов).
- Николаев Н.И.** О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. — Докл. АН СССР, 1941, т. 30, № 1, с. 43–50.
- Николаев Н.И.** О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. — Тр. МГРИ, 1948, т. 23, с. 3–11.
- Никонов А.А., Ранов В.А.** К характеристике средневехнеплейстоценовых отложений р. Яксу в свете новых данных. — Докл. АН ТаджССР, 1971, т. 14, № 12, с. 44–47.
- Окладников А.П.** Археологические исследования в Киргизии. — Вестн. АН СССР, 1954, № 9, с. 15–18.
- Островский А.Б.** Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1967, № 1, с. 16–19.
- Островский А.Б.** Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (между Анапой и устьем р. Шахе): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ростов н/Д, 1968а. 18 с.
- Островский А.Б.** О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между Анапой и устьем р. Шахе. — Докл. АН СССР, 1968б, т. 181, № 4, с. 900–952.
- Островский А.Б.** О принципах корреляции плейстоценовых трансгрессий и террас Южно-Европейских морей. — В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.: Геогр. о-во СССР, 1970, с. 128–129.
- Островский А.Б.** Палеогеографические критерии корреляции основных этапов новейшей геологической истории внутриконтинентальных бассейнов. — Baltica, 1974, вып. 5, с. 171–180.
- Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П.** и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977, с. 131–140.
- Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П.** и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977, с. 61–68.
- Паламарев Е.** Палеоботанически проучивания на Чукурловских каменноугольных бассейнах. — Изв. БАН, 1964, т. 13, с. 17–22.
- Пашенко Э.Т.** Ярусность и возраст рельефа Конетдага. — В кн.: Новые данные по гео-

- логин Туркменской ССР. М.: Гостоптехиздат, 1963, с. 249–254.
- Палиенко Э.Т., Тиунов К.В.* О геоморфологическом строении и истории развития рельефа Большого Балхана. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1965, № 5, с. 43–48.
- Панов Ю.И.* О террасах р. Кубани. — Тр. Гидропроекта, 1960, сб. 3, с. 242–250.
- Паталаха Е.И.* Некоторые важнейшие аспекты механизма складкообразования. — Геология и геофизика, 1980, № 7, с. 3–8.
- Певзнер М.А.* Палеомагнетизм и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Камчатки. М.: Наука, 1972. 67 с.
- Пейве А.Я., Янишин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6–24.
- Петрушевский Б.А.* Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 552 с.
- Плейстоцен Тирасполя. Кишинев: Штиинца, 1971. 187 с.
- Поверхности выравнивания Европы, Азии и Африки. М.: ВИНТИ, 1973. 232 с. (Итоги науки и техники. Геоморфология. № 3).
- Позднеорогенный кислый вулканизм Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971. 152 с.
- Попов Г.И.* Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений. — В кн.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 483–490.
- Попов Г.И.* Верхний плиоцен Туркмении: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Ашхабад: ИГН ТССР, 1967. 24 с.
- Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982. 255 с.
- Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. 220 с.
- Путеводитель экскурсий: Междунар. симпозиум по пробл. "Граница неогена и четвертичной системы". М.: Наука, 1977. 184 с.
- Путеводитель экскурсий А-7, С-7: Молдавская и Одесская области. XI конгр. ИНКВА. М.: ВИНТИ, 1982. 46 с.
- Путеводитель экскурсий А-8 и С-8: Кавказское Причерноморье. XI конгр. ИНКВА. М.: ВИНТИ, 1981. 35 с.
- Путеводитель экскурсий А-16: Грузия. XI конгр. ИНКВА. М.: ВИНТИ, 1981. 43 с.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Особенности тектонического строения Калифорнийской канзозойской складчатой зоны. — В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 55–119.
- Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. 136 с.
- Ранов В.А.* Самаркандская стоянка и ее место в каменном веке Средней Азии. — Отд-ние обществ. наук АН ТаджССР, 1969. № 3 (58), с. 71–82.
- Ранов В.А.* Раскопки в Дарвазе. — Коммунист Таджикистана, 1970, 1 нояб.
- Ранов В.А., Коробкова Г.Ф.* Туткаул — многослойное поселение гиссарской культуры в Южном Таджикистане. — Сов. археология, 1971, № 2, с. 15–19.
- Ранов В.А., Несмеянов С.А.* Физико-географический и геологический очерк Кайрак-Кумов. — Тр. Ин-та истории АН ТаджССР, 1962, т. 33, с. 74–79.
- Ранов В.А., Несмеянов С.А., Конопля П.Т.* Палеолитические местонахождения в Южной Фергане. — В кн.: Древняя и ранне-средневековая культура Киргизстана. Фрунзе: Илим, 1967, с. 45–52.
- Растворова В.А.* Новейшая тектоника юго-западной Туркмении. — Сов. геология, 1958, № 6, с. 74–101.
- Расцветаев Л.М.* Основные черты строения молассовой формации Копетдага. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 162–165.
- Расцветаев Л.М.* Новейшая тектоника Копетдага: Автореф. ... дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1971. 31 с.
- Расцветаев Л.М.* Основные черты новейшей тектоники Копетдага. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972, сб. 3, с. 67–70.
- Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры дорогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, сб. 5, с. 57–107.
- Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г.* О сейсмоструктурных разрывах Центрального Копетдага. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1965, № 2, с. 183–191.
- Резанов И.А.* Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 246 с.
- Рейнгард А.Л.* К истории долины Кубани. — Вестн. Геол. ком., 1929, вып. 2.
- Рейнгард А.Л.* Наблюдения по четвертичной геологии и центральной части Предкавказской равнины Между Кумой и Черком. — В кн.: Региональная геология и гидрогеология. М.: ЦНИГРИ, 1933, сб. 2, с. 30–39.
- Рейснер Г.И.* Геологические методы оценки сейсмической опасности. М.: Недра, 1980. 174 с.
- Рихтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 670 с.
- Родзянко Г.Н.* К вопросу стратиграфии террас Кубани и плиоценовых отложений Ергеней и Западного Предкавказья. — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 399–406.
- Ромов А.Б.* Общие тенденции в эволюции состава

- ва земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8, с. 715–743.
- Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). — Геохимия, 1976, № 8, с. 1252–1277.
- Рыжков О.А. Новейшие и современные тектонические движения в Фергане. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1957, т. 13, с. 211–220.
- Рычков Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1977. 62 с.
- Рябинин А.Н. Новая черепаха из нижнетретичных отложений Семиречья. — Изв. Геол. ком., 1927, т. 46, с. 193–199.
- Сафронов И.Н. О новейших тектонических движениях в области Северо-Западного Кавказа по данным изучения террас системы р. Кубани. — Сов. геология, 1956а, № 54, с. 176–188.
- Сафронов И.Ф. Опыт стратиграфической корреляции четвертичных отложений Центрального Предкавказья. — Материалы по изучению Ставропольского края, 1956б, вып. 8, с. 97–118.
- Сафронов И.Н. Материалы к истории речной сети Северо-Западного Кавказа. — Сб. тр. Ставроп. пед. ин-та, 1957, вып. 11, с. 31–52.
- Сафронов И.Н. О поверхностях выравнивания Северного Кавказа. — В кн.: Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ростов н/Д, 1959, вып. 9, с. 143–154.
- Сафронов И.Н. Плиоценовая и четвертичная история Западного Предкавказья. — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 407–414.
- Сафронов И.Н. Основные этапы развития рельефа Северного Кавказа. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1964, т. 96, с. 393–399.
- Сафронов И.Н. Основные черты палеогеоморфологического развития Северного Кавказа и Предкавказья. — В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966, с. 73–75.
- Сафронов И.Н. Закономерности формирования речной сети Северного Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 7, с. 30–36.
- Сафронов И.Н. Геоморфология Северного Кавказа. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1969. 218 с.
- Сафронов И.Н. Палеогеоморфология Северного Кавказа. М.: Недра, 1972. 158 с.
- Сборщиков И.М. Взаимодействие плит Аравии и Индии (Аравийское море и прилегающие альпийские структуры). — Океанология, 1981, т. 21, вып. 2, с. 293–300.
- Святловский А.Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967. 220 с.
- Сикстель Т.А. Растительные остатки из третичных отложений Северной Киргизии. Ташкент, 1939. 15 с.
- Синицын В.М. Северо-западная часть Таримского бассейна: Геологический очерк. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 250 с.
- Скворцов Ю.А. Четвертичные отложения. — В кн.: Геология Узбекской ССР. М.; Л., 1939, т. 3, с. 145–158.
- Скобелев С.Ф. Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра Первого. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 105–119.
- Скобелев С.Ф. Новейшая тектоника области сочленения Памира и Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1983. 22 с.
- Соловьев Б.Л. Опыт сопоставления морских и континентальных четвертичных образований и некоторые закономерности геологических процессов бассейна реки Кодори: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ЛГУ, 1966. 21 с.
- Спиридонов Х.Б. Морфотектоника на северных склонах на Источна Рила и част от Западные Родопи: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. С.: Геол. ин-т БАН, 1975. 200 с.
- Стратиграфия на България. С.: Наука и искусство, 1968. 258 с.
- Талипов М.А., Королев В.Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 72–88.
- Тарасов С.А. К вопросу о стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины. — В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 52–68.
- Тектоника нефтегазоносных областей Юга СССР. М.: Недра, 1973. 222 с.
- Тектонски строеж на България. С.: Техника, 1971. 558 с.
- Тетюхин Г.Ф. К стратиграфии лессовых пород Приташкентского района. — Учен. зап. САИГИМС, 1960, вып. 3, с. 33–38.
- Тетюхин Г.Ф. История формирования четвертичного покрова Узбекистана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Ташкент: Ин-т гидрологии и инж. геологии, 1971. 40 с.
- Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах. — Литология и полез. ископаемые, 1983, № 5, с. 3–23.
- Трифонов В.Г. Об импульсном характере тектонических движений в областях новейшего горообразования (Копетдаг и Юго-Восточный Кавказ). — Геотектоника, 1971, № 4, с. 65–68.
- Трифонов В.Г. Голоценовые тектонические нарушения Копетдага и Юго-Восточного Кавказа, их соотношение с сейсмичностью. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмотектоника. М.: ВНИИГеофизика, 1972, с. 39–42.
- Трифонов В.Г. Современные дислокации юга Туркмении. — В кн.: Сейсмоструктурная

- альпийского складчатого пояса Юга СССР и некоторых сопредельных территорий. М.: Сов. радио, 1974, с. 68–78. (Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Верхняя мантия; № 13).
- Трифонов В.Г.** Аэрокосмические и наземные методы изучения позднечетвертичных разрывов (на примере Главного Копетдагского разлома). — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. М.: ВИНТИ, 1976а, т. 5. Геология и геоморфология, с. 103–113.
- Трифонов В.Г.** Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения). — Геотектоника, 1976б, № 2, с. 73–86.
- Трифонов В.Г.** Молодые тектонические нарушения Копетдага и Юго-Восточного Кавказа и их значение для сейсмического районирования. — В кн.: Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: Изд-во МГУ, 1977а, с. 54–60.
- Трифонов В.Г.** Поперечные зоны нарушений Исландии. — Геотектоника, 1977б, № 2, с. 24–36.
- Трифонов В.Г.** Взаимодействие континентальных плит в условиях сжатия. — В кн.: Тектонические развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 185–201.
- Трифонов В.Г.** Тектоника активных областей земной коры в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1980. 49 с.
- Трифонов В.Г.** Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Трифонов В.Г., Бызова С.Л., Ведешин Л.А.** и др. Вопросы методики геологического дешифрирования космических изображений Земли. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. М.: ВИНТИ, 1973, с. 11–77.
- Трофимов Б.А.** Местонахождение гиппарионовой фауны в Киргизии. — Палеонтол. журн., 1959, № 1, с. 145.
- Трубихин В.М.** Стратиграфия акчагыльских отложений Копетдага (на основе палеомагнитных данных). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, № 1, с. 143.
- Трубихин В.М.** Палеомагнетизм и некоторые вопросы стратиграфии акчагыльских отложений Западной Туркмении: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1975. 18 с.
- Трубихин В.М.** Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. 80 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 301).
- Трубихин В.М., Чепалыга А.В.** Палеомагнитная стратиграфия плиоцена и плейстоцена Молдавии. — В кн.: Фаунистические комплексы, биостратиграфия плиоцена и плейстоцена Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1982, с. 30–31.
- Тузиков Р.П.** О расчленении травертинов горы Машук (районы Кавказских Минеральных вод). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1961, № 26, с. 145–146.
- Федин Н.Ф.** Об абсолютном возрасте террас низовьев Сыр-Дарьи. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1955, вып. 14, с. 96–100.
- Федоров П.В.** Об апшеронских отложениях в западных предгорьях Копетдага. — Докл. АН СССР, 1946, т. 53, № 2, с. 147–148.
- Федоров П.В.** Морские террасы восточного побережья Каспия. — Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 9, с. 1623–1626.
- Федоров П.В.** Основные вопросы четвертичной истории Каспийского моря. — Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1957а, т. 13, с. 74–79.
- Федоров П.В.** Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М.: Наука, 1957б. 298 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 10).
- Федоров П.В.** Четвертичные отложения Западной Туркмении и их положение в единой стратиграфической шкале Каспийской области. — Тр. Ин-та геологии АН ТССР, 1959, т. 2, с. 5–45.
- Федоров П.В.** О соотношении морских и континентальных четвертичных отложений Понто-Каспия. — Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей, 1961, т. 72, № 1, с. 68–71.
- Федоров П.В.** Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 160 с.
- Федоров П.В.** Морские террасы черноморского побережья Кавказа и проблемы новейших вертикальных движений. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 3, с. 661–663.
- Федоров П.В.** Некоторые вопросы плейстоцена Понто-Каспия. — В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л.: Наука, 1971, с. 292–295.
- Федоров П.В.** Подразделение хазарских отложений и их положение в шкале Каспийского плейстоцена. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 47, вып. 2, с. 81–87.
- Федоров П.В.** Закономерности колебаний уровня Каспийского, Черного и Средиземного морей в плейстоцене. — В кн.: Геология четвертичного периода. М.: Наука, 1976, с. 136–143. (Международ. геол. конгр. XXV сес. Докл. сов. геологов).
- Федоров П.В.** Основные вопросы плейстоцена Понто-Каспия. — В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: Наука, 1977, с. 250–251.
- Федоров П.В.** Общая стратиграфическая шкала плейстоцена Черного моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978а, т. 53, № 5, с. 25–28.
- Федоров П.В.** Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978б. 168 с.
- Федотов С.А.** Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г. —

- В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, т. 3, с. 8–25.
- Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 121–150.
- Фолкон Н. Южный Иран: горы Загрос. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1, с. 248–263.
- Хашин В.Е., Гроссгейм В.А. Морские и речные террасы и древние поверхности выравнивания Юго-Восточного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1, с. 21–42.
- Хилько С.Д., Балжиннян И. Морфоструктура и сейсмоструктура Северной Монголии. — В кн.: Сейсмоструктура южных районов СССР. М.: Наука, 1978, с. 165–175.
- Хилько С.Д., Флоренсов Н.А., Курушин Р.А. и др. Сейсмоструктурные линейменты и палеосейсмодислокации Монгольского Алтая. — В кн.: Сейсмоструктура южных районов СССР. М.: Наука, 1978, с. 75–88.
- Храмов Н.А., Флоренский И.В. Некоторые особенности фациального состава кремнисто-вулканогенной толщи Восточно-Камчатского хребта и палеогеографические условия ее формирования. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969, с. 145–158.
- Цагарели А.Л. О возрасте рельефа Кавказа. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология: Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 91–93. (Международ. геол. конгр. XXVI сес. Докл. сов. геологов).
- Чепалыга А.Л. О смене фауны в аллювии террас Днестра и ее палеогеографическом значении. — Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 2, с. 437–438.
- Чепалыга А.Л. О четвертичных террасах долины Нижнего Днестра. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1962а, № 27, с. 61–71.
- Чепалыга А.Л. Материалы по стратиграфии эоплейстоценовых террас Днестра. — Тр. Одес. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук, 1962б, т. 152, вып. 8, с. 83–97.
- Чепалыга А.Л. Материалы по стратиграфии четвертичных террас Днестра. — Тр. Одес. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук, 1962в, т. 152, вып. 8, с. 66–82.
- Чепалыга А.А. Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 222 с.
- Чепалыга А.А. Палеогеография и палеоэкология бассейнов Черного и Каспийского морей (Понто-Каспий) в плиоцено-плейстоцене: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М.: ИГ АН СССР, 1980. 46 с.
- Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.
- Чигарев Н.В. Некоторые методические приемы анализа террасовых рядов и их практическое применение. — Геоморфология, 1971, № 3, с. 84–90.
- Шилик К.К. Изменение уровня Черного моря в позднем голоцене и палеотопография археологических памятников Северного Причерноморья античного времени. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977, с. 158–163.
- Ширинов Н.Ш. О морфологии речных долин Кобыстана. — Тр. Ин-та географии АН АзССР, 1957, т. 7, с. 203–218.
- Ширинов Н.Ш. О возрасте современного горного рельефа Восточного Кавказа. — В кн.: Вопросы географии Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1964, с. 18–42.
- Ширинов Н.Ш. К вопросу о количестве и возрасте поверхностей выравнивания Восточного Кавказа. — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1965а, № 3, с. 125–132.
- Ширинов Н.Ш. Геоморфология Апшеронской нефтегазоносной области. Баку: Изд-во АН АзССР, 1965б. 188 с.
- Ширинов Н.Ш., Либиенберг Д.А. О геоморфологии долины р. Сумгаит и ее развитие в четвертичном периоде. — Докл. АН АзербССР, 1960, т. 16, № 1, с. 35–39.
- Широкова Е.И. О напряжениях, действующих в очагах мелких землетрясений Средней Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 6, с. 27–28.
- Широкова Е.И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений северо-западной части Азиатско-Средиземноморского пояса. — Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1963, № 15, с. 17–30.
- Шолло В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
- Штеклин И. Северный Иран: горы Эльбрус. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1, с. 264–289.
- Шульц С.С. Опыт генетической классификации речных террас. — Изв. Геогр. о-ва СССР, 1940, т. 72, вып. 6, с. 35–40.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224 с.
- Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями океана в плейстоцене. — В кн.: Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982, с. 189–194.
- Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Забелина Э.К. и др. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена Южных морей СССР. М.: Наука, 1977, с. 51–60.
- Щукин Ю.К. Глубинные сейсмогенные разломы земной коры. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИГеофизика, 1972, с. 70–80.
- Щукин Ю.К. Сейсмогенные структуры и фокальные зоны Альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 125–133.

- Эрлих Э.П. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 244 с.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В., Шанцер А.Е. Новейшая тектоника. — В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974, с. 345–368.
- Яранов Д. Тектоника на България. С.: Техника, 1960. 282 с.
- Ятченко А.Д. Новое в стратиграфии акчагыла в северных районах Западного Копетдага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1967, № 4, с. 15–17.
- Allen C.R. The tectonic environments of seismically active and unactive areas along the San Andreas fault system. — In: Proc. of conf. on geol. probl. of San Andreas Fault System. Stanford, 1968, p. 70–82.
- Allen C.R. Geologic criteria for evaluating seismicity. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 8, p. 1041–1057.
- Allen C.R., Smith S.W. Pre-earthquake and post-earthquake surficial displacements: Parkfield earthquakes of June 27–29, 1966, Monterey and San Obispo Counties, California: Prelim. rep. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1966, vol. 56, N 4, p. 966–967.
- Ambraseys N.N. Value of historical records of earthquakes. — Nature, 1971, vol. 232, p. 371–379.
- Atwater T., Molnar P. Relative motion of the Pacific and North American plates deduced from seafloor spreading in the Atlantic, Indian and South Pacific Oceans. — In: Proc. of the conf. on tecton. probl. of the San Andreas Fault System. Stanford, 1973, p. 136–148.
- Bankwitz P., Bankwitz E. Einige Merkmale tektonischer Erdkrustenbewegungen im Hinblick auf rezente Bewegungen. — Geol. und Geophys. Veroff. R. 3, 1974, N 35, S. 110–118.
- Borrego Mountain earthquake of April 9, 1968. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1972, N 787, p. 1–208.
- Brown R.D., jun., Vedder J.C., Wallace R.E. et al. The Parkfield-Cholame, California, earthquakes of June – August 1966 – surface geologic effects, water resources aspects, and preliminary seismic data. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1967, N 579, p. 1–66.
- Brune J.N., Allen C.R. A low-stress-drop, low-magnitude earthquake with surface faulting. The Imperial, California, earthquake of March 4, 1966. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1967, vol. 57, N 3, p. 501–514.
- Burford R.O., Allen S.S., Lamson R.J., Godreau D.D. Accelerated fault creep along the central San Andreas fault after moderate earthquakes during 1971–1973. — In: Proc. of the conf. on tecton. probl. of the San Andreas Fault System. Stanford, 1973, p. 268–274.
- Christiansen R.L., McKee E.H. Late Cenozoic volcanic and tectonic evolution of the Great Basin and Columbia intermountain regions. — In: Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera. Wash., 1978, p. 283–312. (Geol. Soc. Amer. Mem.; Vol. 152).
- Clarke S.H., jun., Nilsen T.H. Displacement of the Eocene strata and implications for the history of offset along the San Andreas fault, central and northern California. — In: Proc. of the conf. on tecton. probl. of the San Andreas Fault System. Stanford, 1973, p. 358–367.
- Cox A. Geomagnetic reversals. — Science, 1969, vol. 163, N 3864, p. 237.
- Crowell J.C. Displacement along the San Andreas Fault, California. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1962, vol. 71, p. 1–61.
- Crowell J.C. Problems concerning the San Andreas Fault System in southern California. — In: Proc. of the conf. on tecton. probl. of the San Andreas Fault System. Stanford, 1973, p. 125–135.
- Dickinson W.R., Cowan D.S., Schweickert W.A. Test of new global tectonics: Discussion. — Bull. Amer. Petrol. Geol., 1972, vol. 56, N 2, p. 375–384.
- Eardley A.J. Structure of the Wasatch Great Basin region. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, vol. 50, N 8, p. 1277–1310.
- Eaton G.P. Geophysical and geological characteristics of the shallow crust of the Basin and Range Province. Wash., 1979. 69 p.
- Gastil R.G. Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt. — In: Proc. of the conf. on tecton. probl. of the San Andreas Fault System. Stanford, 1973, p. 171–180.
- Gibson J.L., Piper G.D.A. Structure of the Icelandic basalt plateau and the processes of drift. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1972, vol. 217, p. 141–150.
- Hill M.L., Dibblee T.W., jun. San Andreas, Garlock and Big Pine Faults, California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, vol. 64, N 4, p. 443–458.
- Howard H.H. Recent deformation of the Cholame and Toft-Maricopa areas, California. — In: Proc. of conf. on geol. probl. of San Andreas Fault System. Stanford, 1968, p. 94–108.
- Huffman O.F. Lateral displacement of Upper Miocene rocks and the Neogene history of offset along the San Andreas Fault in central California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 10, p. 2913–2946.
- Huffman O.F., Turner D.L., Jack R.N. Offset of Late Oligocene–Early Miocene volcanic rocks along the San Andreas Fault in central California. — In: Proc. of the conf. on tecton. probl. of the San Andreas Fault System. Stanford, 1973, p. 368–373.
- Jahns R.N. Tectonic evolution of the Transverse ranges province as related to the San Andreas Fault System. — In: Proc. of the conf. on tecton. probl. of the San Andreas Fault System. Stanford, 1973, p. 149–170.
- Kennett J.P., McBirney A.R., Thunell R.C. Episodes of cenozoic volcanism in the Circum

- Pacific region. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1977, vol. 2, p. 145–163.
- Ketin J., Rosli F.* Makroseismische Untersuchungen über das nordwest-anatolische Beben vom 18. März 1953. — *Eclog. geol. helv.*, 1954, vol. 46, N 2, p. 187–208.
- King P.B.* Tectonic features (map 1:7 500 000, 1967). — In: National Atlas of the U.S.A. Wash.: US Geol. Surv., 1972, sh. N 70.
- La Marche V.C., jun., Wallace R.E.* Evaluation of effects on trees of past movements on the San Andreas Fault, northern California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, N 9, p. 2665–2676.
- Lawson A.C.* The California earthquake of April 18, 1906. Wash.: Carnegie Inst., 1908. Vol. 1. 451 p. (Carnegie Inst. Publ.; N 87).
- Makarov V.I., Solovyeva L.I.* Intercrossing crustal structure and the problem of manifestation of its deep-seated elements on the surface. — In: Proc. of the First annu. W.T. Pecora mem. symp., Oct. 1975, Sioux Falls (S. Dak.). Wash., 1977, p. 319–337. (Geol. Surv. Prof. Pap.; N 1015).
- McDougall J., Wensink H.* Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene-Pleistocene lavas in Iceland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1966, vol. 1, N 4, p. 232–236.
- McKee E.H., Noble D.C., Silberman M.L.* Middle Miocene hiatus in volcanic activity in the Great Basin area of the western United States. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 8, N 2, p. 93–96.
- Meade B.K.* Horizontal crustal movements in the United States. Wash.: Coast and Geodetic Surv., 1963. 25 p.
- Nason R.D.* Fault creep and earthquakes on the San Andreas Fault. — In: Proc. of the conf. on tecton. probl. of the San Andreas Fault System. Stanford, 1973, p. 275–285.
- Nolan T.B.* The Basin and Range province in Utah, Nevada and California. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1943, N 197-D, p. 141–196.
- Palmason G., Saemundsson K.* Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1974, vol. 2, p. 25–50.
- Pavoni N.* Die nordanatolische Horizontalverschiebung. — *Geol. Rdsch.*, 1961, Bd. 51, H. 1, S. 122–139.
- Pavoni N.* Aktive Horizontalverschiebungszonen der Erdkruste. — *Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. und Ing.*, 1964, Bd. 31, N 80, S. 54–78.
- Pevnev A.K., Guseva T.V., Odinev N.N., Saprykin G.V.* Regularities of the deformations of the Earth's crust at the joint of the Pamirs and Tien Shan. — *Tectonophysics*, 1975, vol. 29, N 1/4, p. 429–438.
- Pevnev A.K., Odinev N.N., Guseva T.V. et al.* Surface deformation over the Garm geodynamic polygon. — *Tectonophysics*, 1979, vol. 52, p. 203–209.
- Plafker G.* Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics. — *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, N 5, p. 901–925.
- Proceedings of conference on geologic problems of San Andreas Fault System. Stanford, 1968. 377 p.
- Ramberg J.B., Gray D.F., Reynolds R.G.H.* Tectonic evolution of the FAMOUS area of the Mid-Atlantic Ridge, lat. 35°50' to 37°20' N. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 5, p. 609–620.
- Read H.F.* The California earthquake of April 18, 1906. Wash.: Carnegie Inst., 1910. Vol. 2. 192 p. (Carnegie Inst. Publ.; N 87).
- Roger T.H., Nason R.D.* Active faulting in the Hollister area. — In: Proc. of conf. on geol. probl. of San Andreas Fault System. Stanford, 1968, p. 42–45.
- Rona P.A.* Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, seafloor spreading and eustasy inferred from the Central North Atlantic. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973a, vol. 84, N 9, p. 2851–2872.
- Rona P.A.* World wide unconformities in marine sediments related to eustatic changes of sea level. — *Nature. Phys. Sci.*, 1973b, vol. 244, p. 25–26.
- Saemundsson K.* Evolution of the axial rift zone in Northern Iceland and the Tjornes fracture zone. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 4, p. 495–504.
- Sage O., jun.* Paleocene geography of the Los Angeles Region. — In: Proc. of the conf. on tecton. probl. of the San Andreas Fault System. Stanford, 1973, p. 348–357.
- Savage J.C., Prescott W.H., Kinoshita W.T.* Geodimeter measurements along the San Andreas Fault. — In: Proc. of conf. on tecton. probl. of San Andreas Fault System. Stanford, 1973, p. 44–53.
- Scholz C.H., Fitch T.J.* Strain accumulation along the San Andreas Fault. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, p. 6649.
- Scholz C.H., Fitch T.J.* Strain and creep in central California. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, p. 4447.
- Sharp R.V.* San Jacinto fault zone in the Peninsular Ranges of southern California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1967, vol. 78, N 6, p. 705–730.
- Steh K.E.* Prehistoric large earthquakes by slip on the San Andreas Fault at Palmett Creek, California. — *J. Geophys. Res.*, 1978, vol. 83, N 138, p. 3907–3939.
- Snyder W.S., Dickinson W.R., Silberman M.L.* Tectonic implication of space-time patterns of Cenozoic magmatism in the Western United States. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 32, p. 91–106.
- Stewart J.H., Moore W.J., Ziets J.* East-west pattern of Cenozoic igneous rocks, aeromagnetic anomalies, and mineral deposits, Nevada and Utah. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 1, p. 67–77.
- Tatar Ju.* Tectonic structures along the North Anatolian Fault zone, northeast of Refahiys (Erzincan). — *Tectonophysics*, 1975, vol. 29, N 1/4, p. 401–409.
- Tewari A.P.* On the Upper Tertiary deposits of Ladakh Himalayas and correlation of various

- geotectonic units of Ladakh with those of the Kumaon-Tibet region. — In: Intern. geol. Congr., rep. of the XXII sess. New Delhi, 1964, pt 2, p. 37–58.
- Thompson G.A., Burke D.B.* Regional geophysics of the Basin and Range Province. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1974, vol. 2, p. 213–238.
- Toksöz M.N., Arpat E., Saroglu F.* East Anatolian earthquake of 24 November 1976. — Nature, 1977, vol. 270, N 5636, p. 423–425.
- Walker G.P.L.* Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts of Eastern Iceland. — J. Geol., 1960, vol. 68, N 5, p. 515–528.
- Walker G.P.L.* Evidence of crustal drift from Icelandic geology. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1965, vol. 258, p. 199–204.
- Wallace R.E.* Earthquake of August 19, 1966: Varto area, Eastern Turkey. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968a, vol. 58, N 1, p. 11–45.
- Wallace R.E.* Notes on stream channels offset by the San Andreas Fault, southern Coast Ranges, California. — In: Proc. of conf. on geol. probl. of San Andreas Fault System. Stanford, 1968b, p. 6–20.
- Wallace R.E.* Earthquake recurrence intervals on the San Andreas Fault. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 10, p. 2875–2890.
- Ward P.L.* New interpretation of the geology of Iceland. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 11, p. 2991–3012.

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. Волčkова)	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

CONTENTS

Introduction (<i>V.I. Makarov</i>)	3
Chapter I	
Review of methods of correlation between neotectonic events (<i>V.I. Makarov</i>)	8
Chapter II	
Short-lived changes in tectonic activity (<i>V.G. Trifonov</i>)	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 (<i>N. V. Lukina, G.I. Volchkova</i>)	24
Methodological peculiarities in studying neotectonic movements of mountain countries in the Black Sea-Caspian Sea regions (<i>N. V. Lukina</i>)	33
The Soviet part of the Carpathians and Forecarpathian (<i>N. V. Lukina</i>)	37
The Crimea (<i>N. V. Lukina</i>)	48
The Caucasus (<i>N. V. Lukina</i>)	58
Kopet Dagh (<i>N. V. Lukina</i>)	80
Chapter IV	
Neotectonic events in ancient folded areas of Alpine-Asian orogenic belt (<i>V.I. Makarov</i>)	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 (<i>N. V. Lukina, V.I. Makarov, V.G. Trifonov</i>)	130
Chapter VI	
Some problems of global correlation between neotectonic events (<i>V.G. Trifonov</i>)	135
Conclusions (<i>V.G. Trifonov, V.I. Makarov</i>)	151
Bibliography	155

Нина Владимировна Лукина
Владимир Иванович Макаров
Владимир Георгиевич Трифонов
Галина Ивановна Волчкова

**КОРРЕЛЯЦИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ
НОВЕЙШЕГО ЭТАПА
РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ**

Труды, вып. 399

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор *И.С. Сидоров*
Редактор издательства *Л.С. Тапельзон*
Художник *А.А. Кущенко*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технические редакторы *Н.М. Бурова,*
И.И. Джигоева
Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор осуществлен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28920

Подписано к печати 15.07.85. Т—01171
Формат 70х100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 14,3+0,8 вкл. Усл.кр.-отт. 15,3. Уч.-изд.л. 17,6
Тираж 850 экз. Тип. зак. 466
Цена 2р. 70к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Готовятся к печати книги:

История нефтегазообразования и нефтегазонакопления на востоке Сибирской платформы

1986. 12л. 1р. 80к.

В монографии описано геологическое строение и нефтегазоносность системы мезозойских депрессий. С генетических позиций рассмотрена история нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Показано, что современный структурный план восточной окраины Сибирской платформы сформировался на рубеже позднего мела и палеогена, когда образовались покровно-надвиговые структуры.

Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии (биостратиграфия и корреляция).

1986. 16л. 2р. 40к.

В монографии содержатся описания пограничных отложений карбона и перми Урала и Средней Азии, предложены стратотипические разрезы всех фузулинидовых зон среди пограничных отложений карбона и перми, охарактеризованы аммоноидеи и конодонты. Книга представляет интерес для широкого круга стратиграфов и палеонтологов.

2р. 70 к.

