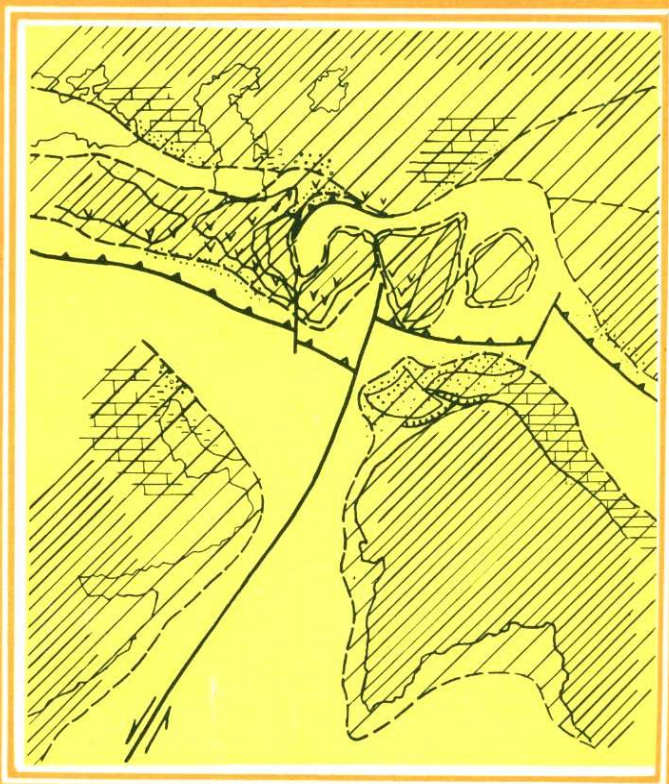


И.М.Сборщиков

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОКЕАНА ТЕТИС



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

И.М.Сборщиков

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОКЕАНА ТЕТИС

4930
Ответственный редактор
доктор географических наук
А.В. ЖИВАГО



МОСКВА "НАУКА"
1988

Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис /
И.М. Сборщиков. — М.: Наука, 1988. — 205 с. —
ISBN-5-02-002027-3

На основе комплексного использования данных по геологическому строению суши и дна океана рассматривается история восточной части океана Тетис на протяжении мезозоя и кайнозоя. Дается кинематическая схема взаимодействия литосферных плит: Евразийской, Аравийской и Индийской (на протяжении последних 160 млн лет). Показано, что важнейшие события, обусловленные кинематикой этих плит, увязываются с геологическими данными по Альпийскому поясу. Сделаны некоторые выводы об особенностях развития зоны коллизии.

Табл. 6. Ил. 64. Библиогр.: 312 назв.

Рецензенты:

А.А. Белов, В.Г. Казьмин

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия произошла коренная переоценка основных положений геотектоники и теоретической геологии, изменились сами методические приемы этих наук. Эти изменения связаны в первую очередь с разработкой концепции тектоники литосферных плит, завоевавшей сейчас уже достаточно много сторонников среди исследователей, занимающихся науками о Земле. Сама история этого кардинального изменения в мышлении уже становится предметом специального рассмотрения как пример серьезного научного переворота или даже революции. Новый подход базируется на комплексном использовании разнообразных данных и дает возможность геологам перейти к обоснованным реконструкциям прошлого уже не на качественном, а на количественном уровне.

С давних пор особые интересы геологов-тектонистов были связаны со складчатыми поясами, их историей, природой складкообразующих сил в них и т.п. Известная геосинклинальная схема, сыгравшая несомненно большую положительную роль в развитии геологической науки, во многом предопределяла и подход к изучению складчатых зон. На протяжении долгих лет в фокусе дискуссий была проблема приоритета горизонтальных или вертикальных сил в процессе деформаций этих областей. Вертикалисты, естественно, вынуждены опираться на постулаты фиксизма. Поиски причин складкообразовательных и других движений только внутри какой-то геосинклинальной области в виде механизмов, действующих только в вертикальном направлении, конечно, сужали, ограничивали кругозор геологов, лишали возможности координировать различные события и нарисовать единую динамическую картину. Несмотря на отдельные интересные результаты по деталям строения складчатых и разрывных структур, на возможность физико-механической интерпретации некоторых частных тектонических форм, в целом это направление для создания общей теории тектогенеза, по-видимому, бесперспективно, а идеи, положенные в его основу, не выдерживают проверки все новыми и новыми фактами.

Наряду с этим давно уже развивались представления о крупномасштабных горизонтальных движениях земной коры, т.е. мобилистские идеи в тех или иных формах. В наиболее ярком виде, с попыткой привлечения разнообразных геолого-геофизических данных, они впервые были отражены в работах А. Вегенера и поддержаны затем некоторыми выдающимися геологами. Подтверждением возможности крупных горизонтальных смещений служили выявленные в складча-

тых областях шарьяжи, а также данные о протяженных сдвигах большой амплитуды.

С появлением и широким распространением концепции тектоники литосферных плит начал складываться новый подход к анализу тектонических событий в геосинклинальных зонах. Примечательно прежде всего оформление представлений о латеральной структурной и магматической зональности, т.е. о возможности формирования различных вещественных комплексов одновременно в различных частях пояса и о последующем их сближении и тектоническом смешении [Зоненшайн и др., 1976]. Стали выделять несколько типов взаимодействия плит, порождавших соответствующие горно-складчатые пояса различного строения, многие аналоги которых можно выделить в современной структуре [Дьюи, Берд, 1974; Dickinson, 1971; и др.]. Построена не только убедительная современная геодинамическая картина Земли, но также выполнен ряд глобальных палеореконструкций, обоснованных огромным фактическим материалом [Smith et al., 1973; Зоненшайн, Городницкий, 1978; и др.]. Само образование геосинклинальной складчатости, надвигов и шарьяжей офиолитов получило убедительное объяснение (и приобрело определенный физический смысл) с позиций взаимодействия плит литосферы [Сорохтин, 1974].

Несмотря на ряд успешных попыток расшифровки тектонической истории конкретных регионов на основе модели плит, схематизм большинства построений нередко заслуживает справедливых упреков. Широкое распространение представления о развитии Альпийско-Гималайского складчатого пояса как результате сближения крупнейших литосферных плит повлекло за собой немало попыток рассмотреть и проанализировать тектонические процессы в этой области с мобилистских позиций. Основы такого подхода заложены уже в известной работе А.В. Пейве [1969]. В целом ряде работ рассматривается строение лучше изученной Средиземноморской части пояса [Smith, 1971; Hsü, 1971; Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al., 1977]. Среди них особо следует отметить исследования Дж. Дьюи и Б. Бижудюваля с соавторами. В первом из них проведен серьезный анализ обширного комплекса геологических данных в плане их увязки с выводами об относительных смещениях Евразии и Африки (установленных по полосовым аномалиям Атлантики). В этой работе впервые высказываются и подкрепляются геологическим материалом некоторые весьма существенные положения, характеризующие обстановку в зоне столкновения континентальных плит. Заслуживает внимания и сам методический подход к анализу тектонических явлений, базирующийся на самых современных принципах и соответствующих данных.

Если же говорить о восточной части Альпийского пояса, то сколько-нибудь полной картины развития событий в мезозое—кайнозое для этой территории пока дано не было, несмотря на целый ряд весьма интересных тектонических исследований. Так, анализ строения офиолитовой серии в различных частях Альпийского пояса был проведен А.Л. Книппером [1975], сделавшим в соответствии с этим определенные выводы о строении и развитии Тетиса на качественном уровне.

Мобилистские представления развиваются в работах ряда исследователей Кавказа и Закавказья [Гамкрелидзе, 1977; Адамия и др., 1977, 1981, 1982], предлагающих новые схемы интерпретации геологических данных по этому региону. Однако идея и принципы кинематического анализа тектоники плит (в первую очередь их количественная сторона) не отражены в большинстве построений, касающихся геологического прошлого этого региона.

Большие успехи, связанные с изучением новейшей тектонической активности, и в первую очередь сейсмичности, способствовали созданию ряда схем мгновенной кинематики плит по восточной части Альпийского пояса, наиболее известные из которых принадлежат Д. Маккензи [McKenzie, 1972] и А. Наврузи [Nowroosi, 1972]. Эти схемы, несомненно, могут служить основой современного кинематического анализа, но во многих отношениях требуют существенных доработок. В них, в частности, не полностью учтены многочисленные данные по фокальным механизмам землетрясений, в том числе и обобщенные в работах Л.М. Балакиной с соавторами [1972], Е.И. Широковой [1977] и др. Много новых материалов получено в процессе изучения новейших дислокаций на территории Ирана, советской Средней Азии, Памира [Berberian, 1976; Трифонов и др., 1978; Певнев и др., 1978; и др.]. По-новому и интересно рассматривают современную кинематику с позиций тектоники плит П. Молнер и П. Тапонье [Molnar, Tarronnier, 1975, 1978]. Они впервые ясно обрисовали роль Индостанского клина в процессе перемещения различных блоков в стороны от него, четко определили место и значение ряда крупных сдвиговых нарушений. Вместе с тем они придают большое (и, на взгляд автора, преувеличенное) значение пластическим деформациям, особенно подчеркиваемым при рассмотрении структуры Тибета. Следует отметить также появление уточненной модели строения Загроса, основанной на геолого-геофизических данных [Bird, 1978]. В ней обращается внимание на самостоятельное значение следа прошлой зоны субдукции и современной активной надвиговой границы в структуре Загроса.

Имеется несколько работ, обращающихся к анализу палеотектонической ситуации на востоке Тетиса. Так, М. Берберян и Г. Кинг [Berberian, King, 1981] предлагают серию фанерозойских реконструкций для территории Ирана. На них отражены в большей степени седиментационные, чем тектонические, условия, а сами масштабы горизонтальных перемещений отдельных плит и блоков оценены весьма приближенно. П. Тапонье с соавторами [Tarronnier et al., 1981] и Ж. Булин [Boulin, 1981] предпринимают попытки воссоздать условия образования структур, возникших перед фронтом Индостана. Предлагаемые в этих работах схемы во многом имеют формальный характер, а отдельные выводы, например относительно аналогии в строении Афганистана и Тибета [Tarronnier et al., 1981], могут вызвать недоумение. В целом же для большинства реконструкций по восточной части Альпийского пояса, известных в настоящее время, характерно в первую очередь отсутствие широкого регионального фона, который давал бы представление о масштабах перемещения крупнейших плит,

определявших конфигурацию Тетиса. К тому же часто выпадают из рассмотрения или же трактуются с устаревших позиций многие структурные элементы, например срединные массивы-микроконтиненты от глыбы Лут до Памиро-Хазары. Много неясностей связано с тем, что конкретный геологический материал представлен обычно неполно или односторонне, без должной систематизации и отбора.

Новым серьезным шагом в изучении истории развития альпийских структур явились исследования по советско-французской программе "Тетис", итогом чего явилась серия палеотектонических реконструкций и статей [Dercourt et al., 1985; Ricou et al., 1985; и др.]. Разработана на основе самых современных данных кинематическая схема, детально проанализированы материалы палеомагнитных исследований и использован весь комплекс разнообразных геологических данных, важных для восстановления геодинамических обстановок прошлого. Вошли туда и некоторые материалы настоящей работы, поскольку в программе "Тетис" рассматривался обширный регион от Пиренеев до Памира.

Широкое использование принципов тектоники литосферных плит в приложении к структурам Альпийского пояса само по себе породило немало вопросов, затрагивающих как принципиальные положения концепции, так и касающихся происхождения отдельных геологических объектов. Данная работа и строилась как попытка решения некоторых из этих вопросов.

Прежде всего вызывает большой интерес возможность увязки данных об относительных движениях отдельных плит с историей тектонических процессов в складчатых поясах. Это тем более важно, что возможность такой увязки многими до сих пор ставится под сомнение. Возможно, такая корреляция позволит лучше понять и важнейшие черты альпийской тектоники. Целая серия проблем связана с восточной частью океана Тетис, его размерами, конфигурацией, положением в нем микроконтинентов и т.д. Вероятно, фрагменты океанической коры, существующие ныне в складчатом поясе после закрытия Тетиса, имеют различную природу и историю тектонического становления. Несмотря на то что в целом зависимость движения внутренних блоков от перемещения крупнейших плит казалась достаточно очевидной, кинематика всей этой многокомпонентной и сложной системы представлялась весьма нечеткой.

Чрезвычайно серьезно в настоящее время обсуждается проблема жесткости литосферных плит. Именно в приложении к деформациям континентальных блоков в процессе их столкновения это, по-видимому, особенно актуально. Поэтому анализ материалов по рассматриваемому региону (особенно современной кинематики) кажется достаточно интересным в этом плане.

Таковы в общих чертах проблемы, определяющие направление исследования и его задачи. Главная цель работы состояла в изучении (с помощью принципов тектоники плит) палеотектонических условий, существовавших в пределах восточной части закрывавшегося океана Тетис. Выполнение этой задачи на современном уровне возможно только при привлечении разнообразных данных. Материалы

по геологическому строению восточной части Альпийского пояса (от Кавказа до Гималаев) сопоставлены и увязаны с результатами изучения океанических бассейнов, расположенных южнее. Это позволило не только построить новые тектонические реконструкции, но и установить ряд особенностей развития зоны конвергенции литосферных плит.

Автору довелось в течение нескольких лет (1971—1974 гг.) работать в интереснейшем узле Альпийского пояса, ограниченном территорией Афганистана. Находящаяся в непосредственной близости от Гималаев, втушительной дуги Пенджабского синтаксиса, на стыке крупнейших тектонических элементов, эта территория в геологическом отношении без преувеличения может считаться уникальной.

Материалы, полученные в ходе изучения этой области за последние десятилетия, явились, по существу, основой для настоящей работы. Удалось привлечь некоторые сведения, связанные с дешифрированием космических снимков и составлением структурно-тектонических карт Кавказа, Ирана и других участков Альпийского пояса. Чрезвычайно интересным и полезным оказалось участие автора в Красноморской экспедиции Института океанологии АН СССР на судне "Академик Курчатов" зимой 1979/80 г., в ходе которой выполнен комплекс работ с помощью глубоководного обитаемого аппарата "Пайсис". Сама по себе возможность наблюдать структуры спрединга оказывает огромное влияние на взгляды исследователя и не оставляет никаких сомнений в реальности процесса раскрытия океанического дна, который является одним из важнейших положений концепции тектоники плит. Формирование же Красноморского рифта непосредственно связано с движением Аравийской плиты, а значит и с воздействием ее на структуры Альпийского пояса.

Восточная часть Альпийского пояса выделяется как сложная зона сжатия, и все важнейшие черты мезозойско-кайнозойской тектоники Альпид объясняются сближением фрагментов Гондваны с Евразией. Это положение едва ли кто из геологов осмелится оспаривать в настоящее время. Однако масштабы перемещения отдельных плит (а с ними и континентов), развитие этого процесса в геологическом времени нередко оцениваются по-разному, и поэтому первая задача автора состояла в достоверном определении параметров движения этих плит. Таким образом, воссоздается общий фон, основа для анализа тектонических событий в зоне конвергенции.

Тектоническая ситуация в зоне взаимодействия Индии, Аравии и Евразии определяется не только движениями этих трех плит, несущих крупные материковые массивы. Восточная часть Альпийского пояса представляет собой сложный конгломерат разнообразных по форме и размерам блоков-микроплит, к тому же еще, вероятно, менявших свою конфигурацию в прошлом. Именно перемещения этих многочисленных фрагментов континентальной литосферы, по мнению автора, в основном и обусловили структуру пояса. Необходимо было установить контуры микроплит, выявить типы границ и определить параметры движения отдельных блоков. В настоящей работе все эти вопросы рассматриваются сначала с точки зрения современной кинема-

тической картины. Это некоторое отступление от традиционного в геологии принципа последовательного перехода от древнего к молодому в определенной мере может быть оправдано методологически. Изучение мгновенной (современной) кинематики имеет первостепенное значение для познания тектонических явлений в литосфере. В таких исследованиях используются данные по современной сейсмичности, геоморфологии, неотектонике, дающие живой и, несомненно, наиболее достоверный материал, ценный как актуалистическая модель при обращении к событиям прошлого. Все это и диктует необходимость идти от современных движений к палеотектоническим реконструкциям.

В современных тектонических структурах Альпийского пояса "заложены" основные сведения о геологическом прошлом огромных площадей, в том числе и океана Тетис. Разумеется, не все может быть восстановлено с одинаковой степенью достоверности, и для решения отдельных проблем приходится обращаться к самым разнообразным данным. Первостепенное значение для выявления границ литосферных плит в прошлом имеют характерные комплексы-индикаторы, в особенности магматического происхождения. Эти данные, вместе с анализом структурно-тектонической ситуации, позволяют наметить основные черты взаимодействия палео-микроплит. С помощью геолого-геофизических данных удастся в какой-то степени оценить положение отдельных микроконтинентов в прошлом (по крайней мере их позиции относительно главных материковых массивов).

На основе всех полученных данных построены палеотектонические реконструкции, в которых строго предопределены положения основных плит в соответствии с вычисленными параметрами. Компоновка же внутренних частей Тетиса осуществлена на базе геологических данных, и положение отдельных тектонических элементов здесь не всегда является бесспорным, хотя выбор варианта в большинстве случаев бывает фактически обоснован.

На протяжении многих лет автор был связан с большими исследовательскими коллективами, которым хотелось бы выразить искреннюю признательность. Особенно важны были дружеские и деловые отношения с коллегами в нелегких условиях полевых работ на афганской земле. Плодотворным и интересным было сотрудничество с работниками "Аэрогеологии" (КАЭ 12 и экспедиция N 3). Завершение работы оказалось возможным в значительной степени благодаря вниманию и постоянной поддержке А.С. Монина и А.П. Лисицына. Множество ценных советов и пожеланий было дано В.Г. Казьминим, Д.В. Борисевичем, Е.В. Вержбицким. Важными были постоянные контакты с Л.П. Зоненшайном, оказавшим большое влияние на общее направление исследования, а также на структуру самой работы. Большое значение имело обсуждение различных вопросов с А.П. Книппером, М.Г. Ломизе, Ш.А. Адамия, М.Б. Лордкипанидзе, Л.А. Савостиным, О.Г. Сорохтиным, А.Н. Вардапетяном, А.И. Альмухамедовым, В.В. Матвеенковым, А.А. Шрейдером, а также зарубежными коллегами К. Ле Пишоном, Ж. Деркурором, Л.-Э. Рику, Ж. Буленом и др. Всем им автор выражает большую благодарность.

ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПЛИТ АРАВИИ, ИНДИИ И ЕВРАЗИИ

Разработка концепции тектоники литосферных плит способствовала не только созданию общей модели тектонического развития Земли, но и возможности перехода к построению обоснованных мобилистских реконструкций. Это стало реальным благодаря изучению магнитных свойств горных пород и в первую очередь полосовых магнитных аномалий океанов, первое объяснение которым на основе гипотезы спрединга дали Ф. Вайн и Д. Метьюз [1974]. Их вывод блестяще подтвердился результатами глубоководного бурения, осуществленного с судна "Гломар Челленджер". Это стало почти классическим примером предсказательных возможностей науки. Полосовые аномалии рассматриваются сейчас в качестве изохрон, по которым восстанавливаются былые положения литосферных плит начиная по крайней мере со 150—170 млн лет назад. Магнитные данные в сочетании с главнейшими принципами кинематики жестких плит на сфере служат надежной основой для определения положения континентов и океанов в прошлом. Естественно, все перемещения должны контролироваться другими материалами по геологии, магнитным определениям палеоширот, палеоклиматологии и др. Одним из наиболее убедительных примеров использования полосовых аномалий в качестве изохрон является известная работа В. Питмана и М. Тальвани [Pitman, Talwani, 1972] по Атлантике, результаты которой удачно использованы при довольно детальных реконструкциях (с привлечением многочисленных геологических материалов) западной части Тетиса [Dewey et al., 1973]. История раскрытия Индийского океана рассмотрена в обстоятельной работе Д. Маккензи и И. Слейтера [McKenzie, Sclater, 1971].

Как современная, так и прошлая тектоническая обстановка в восточной части Тетиса в целом определяются характером взаимодействия трех крупных плит: Евразийской, Африканско-Аравийской и Индийской. Для целей настоящей работы важны не столько абсолютные движения, сколько определения перемещений Индии и Аравии относительно условно неподвижной Евразии.

Рассмотрим картину современного расположения литосферных плит. Процессы, происходящие на их границах, находятся в строгом соответствии с характером движения плит. Альпийский складчатый пояс в настоящее время представляет собой очевидную границу поглощения и является ограничением Африканской литосферной плиты с севера. Западным продолжением пояса служит Азоро-Гибралтарская зона разломов, а далее граница Африканской плиты проходит по Срединно-Атлантическому хребту с такими крупными

трансформными разломами, как Вима, Романш, Чейн и др. От точки тройного сочленения Буве на юге, где сходятся Южно-Американская, Африканская и Антарктическая плиты, граница следует по Африканско-Антарктическому и Западно-Индийскому хребтам. Восточнее Мадагаскара находится еще одна точка тройного сочленения Африканской, Антарктической и Индийской плит. К северу от нее Африканская плита отделяется от Индийской по Аравийско-Индийскому хребту. На западе он оборван по разлому Оуэн. По другую сторону от этого разлома, несколько смещаясь к северу, проходит рифтовая система Аденского залива—Красного моря, отчленяющая от Африки Аравийскую плиту. Последняя на северо-западе ограничена хорошо выраженными нарушениями Леванта, которые смыкаются со структурами Альпийского пояса.

Граница Индийской плиты, начиная от упоминавшейся выше точки тройного сочленения, проводится по Центрально-Индийскому и Австрало-Антарктическому срединным хребтам. Далее граница круто поворачивает к северу и с Тихоокеанской плитой сочленение осуществляется уже по чрезвычайно сложно построенной системе островных дуг и желобов комплекса Маккуори и Меланезии. Через причудливой формы узел района моря Банда Индийская плита сочленяется с Индонезийской (Зондской) зоной поглощения, непосредственно примыкающей на севере к структурам восточного замыкания Альпийского пояса в Индокитае.

Линейные магнитные аномалии, изученные в Индийском океане и используемые для реконструкций, соответствуют сравнительно молодой истории. Представления о более ранней истории могут опираться преимущественно на геологические материалы по строению самого Альпийского пояса. В данной работе не ставится задача рассмотреть всю историю Тетиса, а исследуется главным образом стадия сокращения этого обширного океанического бассейна и практически полного его закрытия. В глобальном масштабе этот процесс сочетается с дроблением Гондваны и стремительным движением отдельных ее фрагментов, в промежутках между которыми возникают новые океанические бассейны, прежде всего Атлантический и Индийский океаны. Следует вкратце остановиться на важнейших этапах распада Гондваны.

Начальные этапы раскола южного суперматерика фиксируются по различным как геофизическим, так и геологическим данным. Предполагается, что прежде всего произошло отделение Восточной Гондваны (Мадагаскар, Индия, Антарктика и Австралия) от Африки и Южной Америки, так как в Мозамбикской и Сомалийской котловинах обнаружены древнейшие в Индийском океане аномалии от М-0 до М-22 [Norton, Sclater, 1979]. Определения палеомагнитных полюсов для различных частей Гондваны уже для поздней юры дают существенный разброс, что свидетельствует об уже начавшемся в то время движении. С расколом обычно связывают широко распространенные вулканы Карру, в также появление в Восточной Африке (вдоль побережья) нижнеюрских отложений в фациях открытого моря. Очевидно, на поздний триас—раннюю юру приходится этап максималь-

ного раскрытия мезозойского Тетиса и геологические данные о строении Альпийского пояса хорошо этому соответствуют. После распада Гондваны Тетис начинает сокращаться.

В последующей истории движения отдельных фрагментов Гондваны отмечается несколько важных моментов, тесно связанных с развитием событий в зонах конвергенции. Они отражены в магнитных аномалиях и отмечены рядом исследователей [McKenzie, Sclater, 1971; Sclater, Fisher, 1974; Luyendyk, 1974; Luyendyk Rennick, 1977; McElhinny, 1970; Norton, Sclater, 1979]. В конце раннего мела, очевидно, произошло отделение Африки от Южной Америки, а также, возможно, и отчленение Индийской плиты от Австрало-Антарктической. Окончательное обособление Индии приходится на поздний мел, когда она откальвается и от Мадагаскара. Именно с этим событием связана существенная переориентировка движения. Как показывает изучение линейных магнитных аномалий на востоке Индийского океана, в бассейне Вартон, в интервале времени от 110 до 80 млн лет назад можно предполагать значительный (примерно на 55°) поворот Индийской плиты (относительно Австралии) по часовой стрелке [Larson et al., 1978]. В палеоценовое время существенные изменения связаны с центральной частью Индийского океана. Молодая ось спрединга между Мадагаскаром и Индией скачкообразно сместились к северу, тем самым отделив Сейшельский блок с образованием протяженного трансформного разлома Чагос-Лаккадив, позднее эволюционировавшего в разрыв Вишну [Whitmarsh, 1974 b]. К этому же времени приурочено формирование значительной части той структуры, которая позднее превратилась в асейсмичный хребет Девяностого градуса (Восточно-Индийский хребет). Вопрос о происхождении этого исключительно интересного и важного структурного элемента до сих пор не решен окончательно и, по-видимому, можно только предполагать, что на каком-то этапе в районе хребта существовал трансформный разлом, по которому реализовалась значительная доля смещения между Индией и Австралией. В эоценовое время вновь изменились границы плит. Австралия отделилась от Антарктики и в дальнейшем уже перемещалась как единая плита вместе с Индией. Наконец, в олигоцене Индийский материк столкнулся с Евразией. С этого момента оформляется уже современное направление спрединга в хребте Карлсберг (Аравийско-Индийском), которому соответствует некоторое изменение в ориентировке движения Индийского материка (на север).

История раздвижения южных материков на базе изучения процессов спрединга рассмотрена достаточно подробно в приводившихся выше работах (однако лишь относительные перемещения и только внутри этой ограниченной группы плит). Для того чтобы понять особенности развития восточной части Тетиса, необходимо "привести" движения Африканско-Аравийской и Индийской плит к Евразии.

ПЕРЕМЕЩЕНИЯ АРАВИИ ОТНОСИТЕЛЬНО ЕВРАЗИИ И АФРИКИ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА

Мезозойско-кайнозойская история движения Аравийской плиты к северу разделяется на два этапа. До образования системы рифтов Красного моря и Аденского залива (первый этап) Аравия и Африка двигались совместно, и для этого времени вполне могут быть использованы вычисленные параметры движения Африканской плиты относительно Евразии. Для последующего времени (второй этап) обязательно должна быть введена "поправка" на относительное движение Аравии и Африки. Зона спрединга, разделившая их, обусловила ускоренное смещение Аравийской плиты, а следовательно, и усиление активности на ее северной границе.

Перемещения Африки относительно Евразии устанавливаются на основании движении двух пар плит: Северо-Американской и Евразийской, с одной стороны, Северо-Американской и Африканской — с другой. Основываясь на этих данных, по известным правилам кинематики жестких плит [McKenzie, Morgan, 1969] легко находятся искомые параметры для каждого из интервалов геологического времени. Исходными материалами для восстановления положения названных плит в прошлом являются линейные магнитные аномалии Атлантики. В упоминавшейся работе У. Питмана и М. Тальвани [Pitman, Talwani, 1972] проведен анализ движения плит, связанного с раскрытием Атлантического океана, и определены основные параметры относительных движений Евразии и Африки.

Взаимодействие Евразийской и Африканской плит, начиная с момента первоначального раскрытия Атлантики, не было простым сближением, а имело сложный характер. В течение длительного времени (180—80 млн лет назад) между Африкой и Евразией происходило левостороннее смещение, с которым, как полагают, связан такой интересный факт, как вращение Пиренейского полуострова [Dewey et al., 1973]. В конце раннего мела направление движения изменилось и началось сближение плит с интенсивным сжатием на границе между ними¹. Учитывая положение полюса вращения для этого времени, можно полагать, что закрывающийся Тетис имел клинообразную форму, сужающуюся к западу, и линейные скорости сближения плит характеризовались постоянным нарастанием в восточном направлении.

Аравийская плита отделена от Африканской сравнительно молодыми рифтовыми зонами, образующими уникальное сочленение океанических и континентальных структур в районе знаменитого Афарского треугольника. Помимо Аденского залива и Красного моря, сюда подходит и система Восточно-Африканских рифтов. Процессы рифтогенеза и новообразования океанского дна на месте гигантского раскола континентальной коры казались всегда особенно показательными именно в этом месте, а к кинематике всей этой системы плит и микроплит неоднократно обращались различные исследователи. Помимо

¹ По некоторым данным, в интервале 70-53 млн лет назад происходило обратное (правобокое) смещение Аравии относительно Евразии [Vandenbergh et al., 1978].

Рис. 1. Схема кинематики плит Красноморского региона (по [Francheteau, Le Pichon, 1972])

1 — крупнейшие плиты; 2 — Данакильская и Проблематичная плиты; 3 — оси спрединга и направления движения плит



построения обоснованной кинематической схемы, задача состояла в определении общей величины, скорости и направления раздвига в Красноморско-Аденской зоне. При этом существовали самые различные предположения относительно того, какова доля "чистого" раздвига и новообразования коры в этом регионе.

Первоначально естественным казался путь восстановления исходного положения континентальных блоков на основе совмещения береговых линий или изобат (обычно 500-фатомная изобата), наиболее подходящих в качестве контура континентального склона.

Эта схема, предложенная Д. Маккензи с соавторами [McKenzie et al., 1970], базировалась на параметрах относительного движения трех плит: Аравийской, Нубийской (Африканской) и Сомалийской. Последняя оконтуривалась с запада Восточно-Африканскими рифтами, а с юга, востока и севера — соответствующими срединными хребтами Индийского океана и Аденского залива. Однако Ж. Франшто и К. Ле Пишон обратили внимание на целый ряд вопросов, неудовлетворительно решаемых на основе этой модели. Они, в свою очередь, предложили кинематическую схему с выделением шести плит (рис. 1), обоснованную многочисленными и детальными геологическими материалами.

Весьма важное значение имели исследования в акваториях Красного моря и Аденского залива. По магнитометрическим данным здесь достаточно четко расшифровываются самые последние, молодые, стадии рифтинга. В Аденском заливе уверенно идентифицированы аномалии N 5 [Laughton, 1970], в Красном море установлен самый древний возраст аномалий: 4,5 млн лет на юге и всего лишь 2—3 млн лет на севере, где осевой трог резко сужен [Roeser, 1975]. На некоторых магнитных профилях видно, что скорость спрединга на западном фланге была местами почти на 70% выше, чем на восточном. На основании совмещения магнитных аномалий полускоростное раскрытия за последние 3—4 млн лет оценивается в 0,6—0,7 см/год. Линейные магнитные аномалии прослеживаются лишь в самой центральной части Красноморского рифта. Естественен вопрос, какова

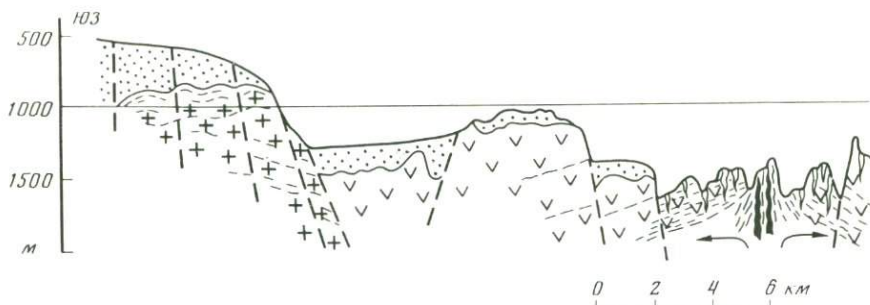


Рис. 2. Профиль через Красноморский рифт в районе 18° с.ш. (по материалам И.Н. Ельникова)

1 — фундамент континентальной коры; 2 — океаническая кора; 3 — экструзивная зона; 4 — осадочный чехол; 5 — разрывные нарушения

истинная величина раздвижения плит и соответствует ли она только полосе развития линейных магнитных аномалий?

В результате батиметрической съемки в рифте Красного моря была составлена схема трансформных разломов [Bäcker et al., 1975]. При этом выявилась интересная особенность — трансформные разломы весьма отчетливо выражены севернее 19° с.ш. и значительно хуже — южнее. Это можно объяснить тем, что на севере спрединг косой, а на юге — строго перпендикулярный к оси рифта, ибо в районе 19° с.ш. рифт несколько меняет свое простирание [Le Pichon, Francheteau и, 1978]. При косом же рифтинге, как отметили Р. Серл и Д. Росс [Searle, Ross, 1975], поперечные зоны и структурно, и по геофизическим данным выражены гораздо лучше, чем при смещении по перпендикулярным рифту разрывам. Быть может, этим же объясняется четкая картина линейных аномалий южнее 19° с.ш. в отличие от более северных районов. Полюс вращения, определенный по простиранию трансформных разломов, не соответствует полюсу, вычисленному на основании совмещения магнитных аномалий (южнее 19° с.ш.). Наиболее естественно это различие объяснить тем, что севернее и южнее 19° с.ш. соприкасаются разные пары плит. Тем самым подтверждается правомочность сделанного ранее [Ле Пишон и др., 1977] предположения о существовании самостоятельной Северо-Данакильской плиты. Таким образом, на севере по зоне рифта соприкасаются плиты Нубии и Аравии, а на юге — Данаклия и Аравии (см. рис. 1).

Полюс, определенный исходя из простираний трансформных разломов, практически совпадает с тем, что определен Д. Маккензи [McKenzie et al., 1970] по совмещению контуров береговых линий. Поэтому предполагается [Le Pichon, Francheteau, 1978], что не было существенного изменения в направлении относительного движения смежных плит (Аравии и Нубии) от самых ранних стадий заложения рифта до настоящего времени. На основании окончательной реконструкции положения плит Красноморского региона делается весьма важный вывод о том, что общая ширина раскрытия существенно меньше той величины, которая определяется обычно по совмещению береговых линий.

Морские исследования были продолжены экспедицией Института океанологии АН СССР в Красном море зимой 1979/80 г. Кроме обычной программы работ на надводных судах (батиметрическая съемка, магнитометрия, сейсмопрофилирование), была проведена серия успешных погружений на подводном обитаемом аппарате "Пайсис". В результате экспедиции не только получены прямые ("визуальные") подтверждения раздвижения литосферных плит и новообразования океанической коры, но также выявлены интересные детали строения центральной части рифта (рифтовой долины) (рис. 2), дающие дополнительный материал для оценки направленности и интенсивности движения Аравии относительно Африки. Поэтому ниже приведены краткие сведения об этих работах.

В поперечном сечении Красноморского рифта на изучавшейся площади (район 18° с.ш.) отчетливо выделяются следующие крупные структурные элементы: 1) верхняя ступень (до глубины 600 м); 2) основной уступ высотой около 600—700 м; 3) нижняя ступень (глубины 1200—1300 м), осложненная иногда небольшими возвышенностями (местами выделяется до трех разноуровневых ступеней); 4) краевые горы, обрамляющие рифтовую долину и представленные как отдельными вершинами, так и рядом ступенчатых уступов; 5) рифтовая долина со сложным рельефом и максимальными глубинами (до 1850 м). Рифтовая долина ограничена крутыми обрывами, причем наиболее ярко выражена вертикальная "стенка" по северу-восточному борту, в то время как на юго-западе выделяется серия относительно коротких уступов меньшей высоты. Основные формы рельефа рифтовой долины представлены изолированными возвышенностями, горными вершинами, лишь местами объединяющимися в продольные гряды. Хорошо видны несколько поперечных элементов рельефа в виде пологих уступов, перегибов склонов, локальных депрессий. Одна такая структура в северной части полигона пересекает всю рифтовую долину другие же выражены только на юго-западном ее фланге.

В осевой части рифтовой долины зафиксированы самые разнообразные формы проявления молодого базальтового вулканизма. При этом четко установлено, что центральная (экструзивная) зона в отличие от района Атлантики и Тихого океана [Ballard, Andel, 1977; Luyendyk,

Macdonald, 1977] характеризуется ярким проявлением тектонических форм в виде уступов, очевидно, сбросового происхождения [Сборщиков и др., 1981]. Вероятно, это связано с тем, что в Красном море при очень малой скорости раздвижения вулканические продукты, поступающие в малом объеме, даже в самой оси спрединга не успевали нивелировать тектонические структуры, возникавшие при раздвиге. По обе стороны от экструзивной зоны следы растяжения выражены особенно эффектно в виде многочисленных зияющих трещин-гьяров. Сами проявления современного вулканизма, так же как и в других низкоскоростных океанических рифтах, представлены не непрерывной полосой, а отдельными изолированными выходами. На изученном полигоне они образуют левосторонне-эшелонированную систему, в целом несколько косо ориентированную по отношению к общему простиранию рифта. Это можно было бы связать с изменением направления спрединга, в результате чего молодые структуры оказываются секущими по отношению к более древним, если бы такому выводу не противоречили данные о простирании большинства структур растяжения. При непосредственных наблюдениях на дне было установлено, что и трещины, и сбросовые уступы ориентированы параллельно простиранию всего рифта. Следовательно, данных об изменении направления спрединга нет, что соответствует выводу о постоянном направлении смещения Аравии относительно Африки. Возникает предположение, что закономерный структурный рисунок осевой зоны с кулисообразным смещением отдельных ее отрезков в одном направлении связан с асимметрией спрединга [Сборщиков, Литвин, 1982]. Очевидно, зона раскрытия по простиранию долины несколько смещается в сторону плиты, отодвигавшейся с большей скоростью, т.е. к юго-западу. Работы, проведенные на нис "Профессор Штокман", показали, что рифтовая зона на участке между 17 и 19° с.ш. состоит из нескольких таких кулисных систем, разделенных трансформными нарушениями.

Несмотря на то что Африкано-Аравийская рифтовая система в целом относительно молодая структура, современный облик которой оформился в неогене-антропогене, определенные признаки растяжения в этом районе уверенно отмечены и для более раннего времени [Милановский, 1974; Казьмин, 1976, 1978]. Все рифтовые зоны этой системы заложилась на позднепротерозойском платформенном основании и, вероятно, в значительной степени унаследовали древние структурные простирания [Исаев, Разваляев, 1977].

Первые признаки растяжения в Красноморско-Аденском регионе отмечаются для эоцена. Эти процессы сопровождалась мощным вулканизмом на территории современной Эфиопии. На основании изучения магматизма в Афаре предполагается, что вначале (от 25 до 4 млн лет назад) происходил континентальный рифтинг и только 4—3,5 млн лет назад началось образование океанической коры [Varet, Varet, 1977]. В миоцене в узком и протяженном Красноморском грабене уже существовал морской бассейн, соединявшийся со Средиземноморским. Периоды почти полного высыхания, установленные для Средиземного моря, отмечены и для этого бассейна, где они про-

явились в накоплении толщ эвапоритов, достигающих, как полагают, мощности до 3 км. С плиоцена начинается современный этап спрединга, приведший к формированию настоящей океанической коры, занимающей центральную часть рифта Красного моря и Аденского залива.

Таким образом, следует заключить, что основной процесс наращивания коры в Красном море связан с раздвижением Аравийской и Нубийской плит. Все материалы в совокупности позволяют описать относительные движения этих плит в виде вращения вокруг полюса с координатами $36,5^\circ$ с.ш. и $18,0^\circ$ в.д. на угол $3,25^\circ$ [McKenzie et al., 1970]. Эти данные и приняты при вычислении относительных положений плит.

ПАРАМЕТРЫ ДВИЖЕНИЯ ИНДИИ И АРАВИИ ОТНОСИТЕЛЬНО ЕВРАЗИИ

В настоящее время имеется уже довольно значительное количество определений относительных положений плит Индии, Аравии и Евразии, основанных на данных по изучению магнитных аномалий Атлантического и Индийского океанов [McKenzie, Sclater, 1971; Sclater, Fisher, 1974; Johnson et al., 1976; Сборщиков, 1981; и др.]. В ряде работ уже использовались параметры относительных движений Африки и Евразии для анализа тектонической ситуации в зоне их взаимодействия [Dewey et al., 1973; Ле Пишон и др., 1977]. На основе опубликованных данных через системы пар плит можно пересчитать и параметры движения Индии относительно Евразии. В данной работе используются материалы французских исследователей [Patriat et al., 1982] (табл. 1), определивших параметры конечных вращений Африки относительно Евразии и Индии относительно Африки для отдельных моментов времени (аномалии 5, 13, 24, 34, M_0), а также привлекаются данные других исследователей [Norton, Sclater, 1979; McKenzie et al., 1970].

На основе всех этих материалов были вычислены дифференциальные полюса вращения Аравии и Индии относительно Евразии для интервалов времени, определяемых перечисленными (наиболее хорошо идентифицируемыми) магнитными аномалиями, а также соответствующие скорости (табл. 2, 3; см. рис. 6). Все вычисления осуществлялись на ЭВМ HP-3000 по программам, разработанным (или модифицированным) в Институте океанологии АН СССР Л.А. Савостиным.

Приведенные данные показывают, насколько различаются пути движения Аравии и Индии при сближении их с Евразией. Общее между ними, пожалуй, только отчетливое изменение в направлении движения, которое приурочено к границе мезозоя и кайнозоя. Однако скорости движения на протяжении всего рассматриваемого времени были больше у Индийской плиты, чем у Аравийской, и это особенно заметно для кайнозоя. Следует также обратить внимание на положение полюсов вращения Индийской плиты начиная с позднего мела и до настоящего времени. Они располагались так, что западный фланг

¹ По шкале Ж. Лабрека [LaBrecque et al., 1977] их возраст соответствует 9, 35, 56, 80 и 115 млн лет.

Таблица 1

Параметры конечных вращений плит Индии, Африки и Евразии
(по [Patriat et al., 1982])

Время, млн лет	Индия/Африка			Евразия/Африка		
	Полюс		Угол,°	Полюс		Угол,°
	Широта	Долгота		Широта	Долгота	
0—9	14,0° с.ш.	46,7° в.д.	6,7	29,8° с.ш.	1,6° з.д.	3,5
0—35	11,3	51,6	21,4	24,9	16,4	4,9
0—56	15,9	38,6	31,1	34,4	16,0	10,4
0—80	17,9	24,9	54,5	33,6	14,1	16,0
0—120	24,5	33,5	59,0	45,1	5,1	30,0
0—160	29,6	36,1	56,8	53,9	1,5	48,3

Таблица 2

Линейные скорости движения плит Аравии и Индии
относительно Евразии, см/год

Время, млн лет	Аравия/Евразия (район Багдада)	Индия/Евразия	
		район Карачи	район Катманду
0—9	2,3	5,6	6,5
9—35	0,6	2,7	4,7
35—56	2,3	5,0	5,6
56—80	1,7	12,2	12,2
80—120	2,4	4,9	4,9
120—160	4,2	5,0	5,0

Таблица 3

Параметры дифференциальных вращений плит Индии,
Аравии и Евразии

Время, млн лет	Аравия/Евразия				Угол,°
	Евразийская система		Аравийская система		
	Полюс		Полюс		
	Широта	Долгота	Широта	Долгота	
0—9	29,8° с.ш.	1,6° з.д.	29,8° с.ш.	1,6° з.д.	—3,5
9—35	11,8	44,3	9,8	42,9	—1,7
35—56	42,6	14,5	42,7	16,5	—5,6
56—80	31,6	10,9	32,4	10,3	—5,6
80—120	53,3	17,8° в.д.	58,6	4,4° в.д.	—14,9
120—160	63,6	20,1	68,4	6,6° з.д.	—19,3

Таблица 3 (окончание)

Время, млн лет	Индия / Евразия				
	Евразийская система		Индийская система		Угол, °
	Полюс		Полюс		
	Широта	Долгота	Широта	Долгота	
0—9	20,9° с.ш.	32,0° в.д.	20,9° с.ш.	32,0° в.д.	—8,5
9—35	10,8	45,3	12,8	46,7	—15,3
35—56	36,0	22,0	27,1	15,1	—11,4
56—80	30,5	0,7	12,8	2,3	—35,3
80—120	41,1	38,7	31,2	10,3 з.д.	—19,4
120—160	67,1	83,7	5,6	35,6 "	—21,3

плиты двигался медленнее (и временами существенно), чем восточный, что, вероятно, должно было отразиться на структурной ситуации, возникшей на разных участках зоны коллизии.

Таким образом, относительные перемещения плит Афро-Аравии, Индии и Евразии могут быть воспроизведены на основе имеющихся данных. Прежде чем перейти к рассмотрению взаимодействия всех трех плит, следует остановиться на вопросе строения весьма важной пограничной зоны между Индией и Аравией.

ГРАНИЦА АРАВИЙСКОЙ И ИНДИЙСКОЙ ПЛИТ

Граница Аравийской и Индийской плит в настоящее время выражена в виде протяженной зоны, известной как разлом Оуэн. Эта система нарушений обычно рассматривается как одна из классических примеров трансформного разлома [Уилсон, 1974], поскольку смещает почти на 250 км рифтовые зоны Красноморско-Аденской системы и хребет Карлсберг (рис. 3). Вместе с тем известны соображения о том, что система Оуэн не вписывается в рамки классических положений тектоники плит [Савельева, 1981]. Самая южная часть этой протяженной зоны выделяется в виде узкого хребта Чейн шириной около 30 км и длиной до 500 км при высоте 1—2 км. Там, где Оуэн пересекает срединные хребты, рельеф зоны характеризуется системой чередующихся узких гребней и разделяющих их ложбин [Канаев, 1979]. Ширина отдельных форм рельефа до 35 км, а глубина 3,5—4,5 км. Здесь же располагается и максимальная глубина всей зоны — 5803 м (впадина Уитли), находящаяся на стыке с рифтовой долиной Срединно-Аденского хребта. На южном отрезке присутствуют отдельные изолированные горы, крупнейшей из которых является гора Эррор, сложенная, как показали подводные исследования, породами океанической коры [Лисицын и др., 1984].

Севернее зона Оуэн выражена в виде цепочки удлиненных горных гряд. При общей северной и северо-восточной ориентировке этих возвышенностей отмечается и отклонение простирания гряд от общего

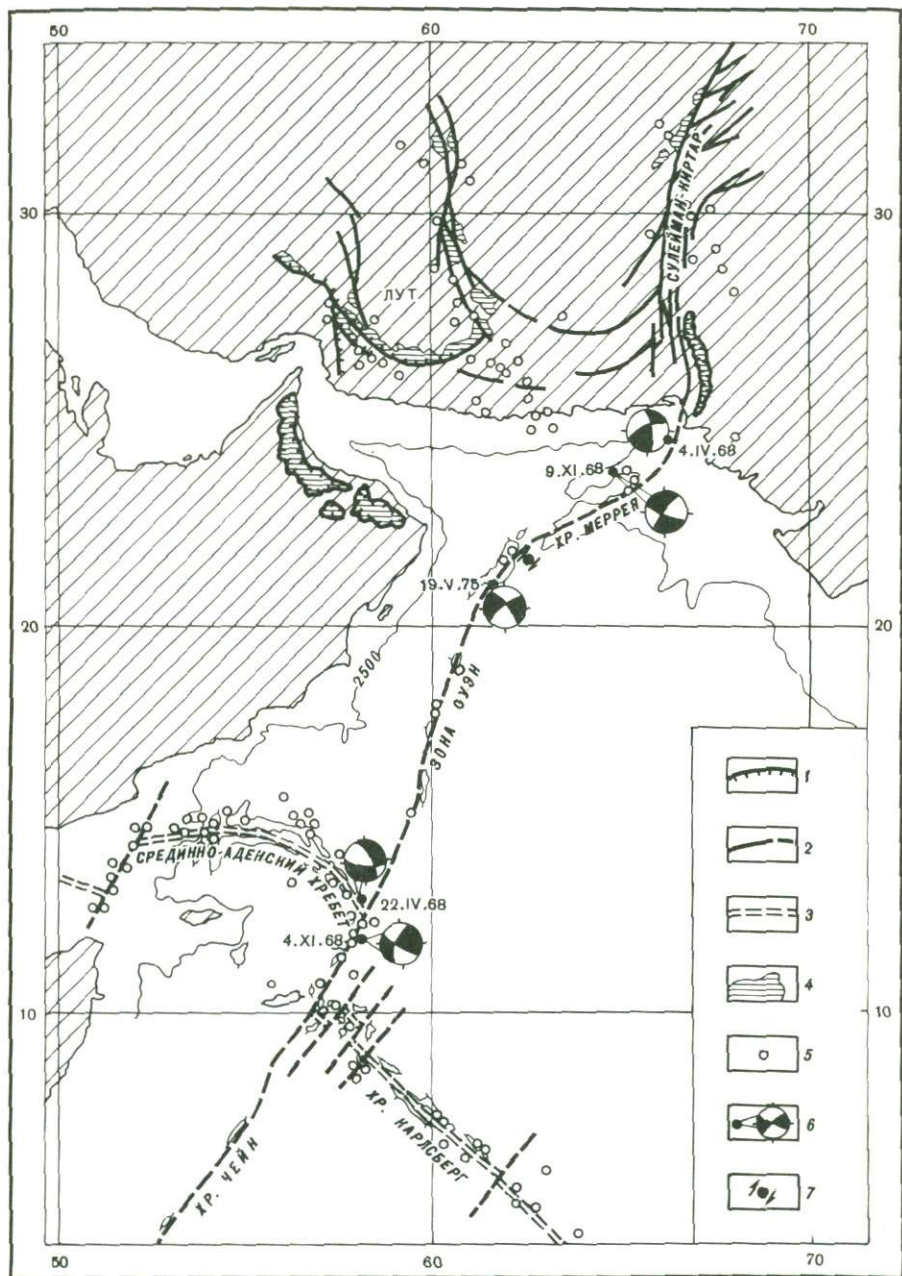
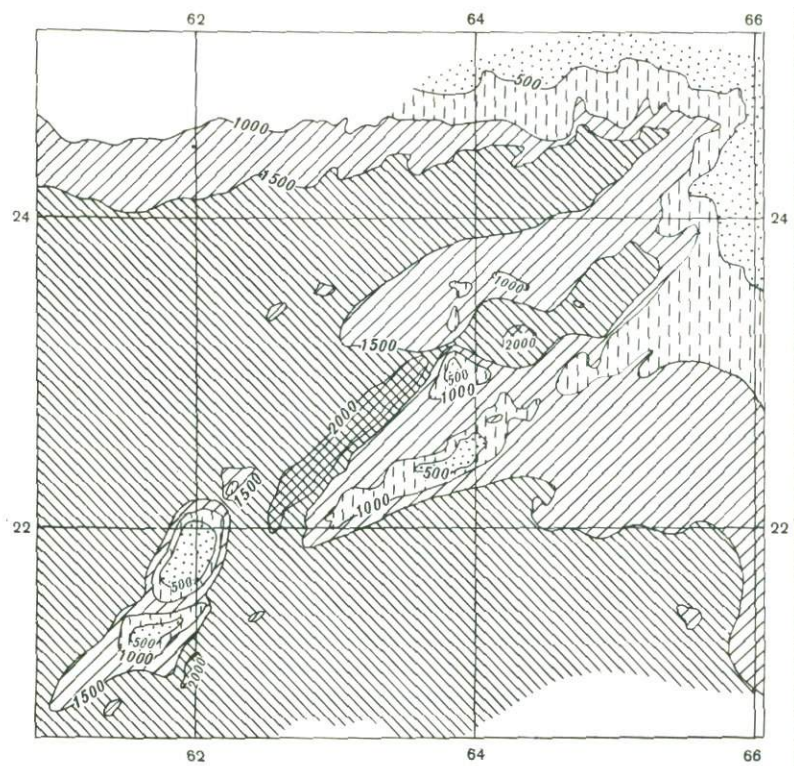


Рис. 3. Структуры северной части Аравийского моря и прилегающих районов Альпийского пояса

1 — надвиги; 2 — прочие разрывные нарушения; 3 — рифтовые долины срединных хребтов; 4 — офиолиты; 5 — эпицентры землетрясений; 6 — эпицентры наиболее крупных землетрясений (даты и механизмы очагов, по данным автора); 7 — механизм очага землетрясения, по данным А. Сайкса [Sykes, 1968]



4. Батиметрическая карта северной части Аравийского моря (хребет Меррея [Matthews, 1966])

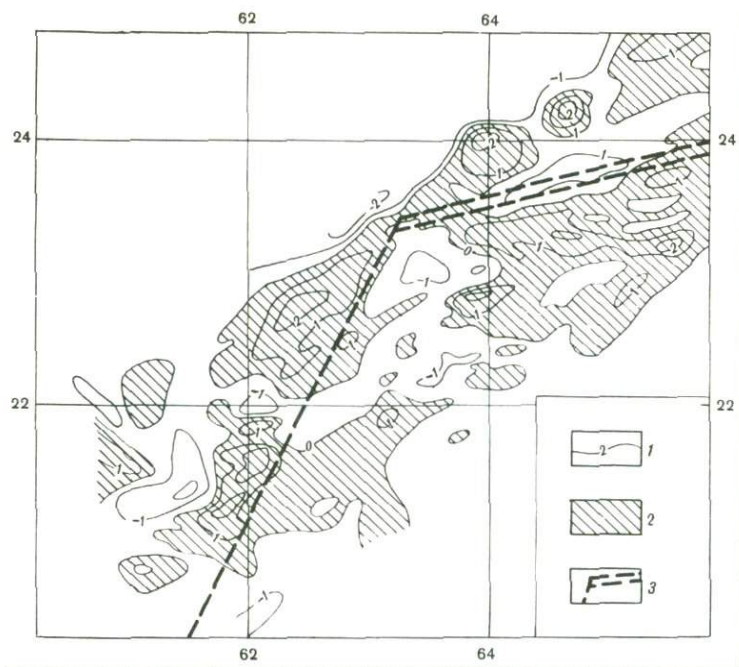
правления в ту или иную сторону, местами они располагаются элонированно [Matthews, 1966]. Значительно усложняется строение Оуэн в месте ее приближения к материковому склону (рис. 4). После работ английских экспедиций 60-х годов выделяется хребет Меррея, состоящий из нескольких структур. В юго-западной его части располагается горный массив с глубинами до 291 м, представленный мя округлыми пологовершинными горами. На севере хорошо выклен пологий, несколько выгнутый в плане вал с почти плоской зерхностью, над которой возвышаются отдельные пики. Юго-восный хребет протягивается на 170 км при ширине 25 км и высоте —2 км (минимальная глубина 346 м) и подходит к материковому юну. Вдоль подножия этого хребта с северо-запада хорошо выражен тоб шириной до 35 км, с крутыми склонами, пологим днищем, бина которого достигает 4286 км. Весьма существенно, что по тиметрическим данным все эти три формы рельефа отчетливо проживаются на материковом склоне и тем самым связь Меррея с тинентальными структурами представляется достаточно четкой. дводные фотографии указывают на очевидные выходы коренных

пород на хребте. Осадки, по-видимому, отсутствуют и на участках крутых склонов.

Сложное строение хребта Меррея находит отражение и в геофизических полях (рис. 5). На имеющихся магнитометрических картах [Barker, 1966; Taylor, 1968] выделяются многочисленные, чаще всего изометричные или слегка удлинённые аномалии, ориентированные как в соответствии с простираем хребта, так и под углом к нему. Магнитологи высказали предположение, что две удлинённые аномалии, располагающиеся по разные стороны от желоба, быть может, относятся к разряду симметричных. Это дало основание Д. Маккензи и И. Слейтеру [McKenzie, Sclater, 1971] предположить существование вдоль оси желоба дополнительного рифта Далримпл. Такое предположение, бесспорно, интересно, хотя пока к нему следует относиться с большой осторожностью, учитывая, что аномалий всего две, да и выражены они не очень отчетливо. С кинематической точки зрения остается неясной возможность увязки этой зоны раскрытия с расположенными южнее рифтами (Красноморско-Аденской системы), а также с континентальными структурами.

Разнообразные геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что разрыв Оуэн разделяет кору резко различного состава и строения [Геолого-геофизический..., 1975; Савельева, 1981]. Как активная современная тектоническая граница, эта зона отчетливо проявляется в сейсмичности. Вдоль нарушения прослеживается цепочка мелкофокусных землетрясений. Южная часть зоны (хребет Чейн) асейсмична. Это вполне объяснимо с точки зрения механизма образования трансформных разломов, поскольку ветвь за пределами срединного хребта является отмершей, утратившей активность. Механизмы землетрясений, зарегистрированных между смещенными хребтами, дают вполне четкую и закономерную картину левого сдвига (см. рис. 3). Однако по другую сторону, т.е. к северу от рифта, разлом не теряет своей активности и для него по фокальным механизмам также устанавливаются левосдвиговые подвижки. Такое отклонение от схемы можно объяснить только более высокой скоростью спрединга на хребте Карлсберг в сравнении с Аденским рифтом.

Чрезвычайно неожиданно выявление в районе хребта Меррея землетрясений с правосдвиговым механизмом, одно из которых установлено А. Сайксом [Sykes, 1968, 1970], а второе — автором. Этот аномальный участок в региональном плане выделяется очень резким изгибом простираения всей зоны нарушений, определяющей положение границы между Индийской и Аравийской плитами. С позиций кинематики жестких плит в таком месте при левом сдвиге должно возникать только дополнительное сжатие. Фактически же имеются достаточно надежные данные о том, что в Далримпле происходит растяжение в направлении, близком к меридиональному. Это установлено на основании детальных сейсмических исследований, выявивших здесь характерные листрические сбросы [White, 1984]. Невязки по границе между Аравийской и Индийской плитами могут иметь различную природу. Большой интерес вызывают, в частности, данные о деформациях внутри Индийской плиты. Независимо от того, считать ли их зона-



Магнитометрическая карта хребта Меррея (по [Barker, 1966])
 изолинии магнитного поля (через 100 γ), 2 — положительные аномалии, 3 — предполагае-
 фт

оддвиг или просто сдвигами, они, очевидно, свидетельствуют
 имном перемещении частей плиты, а значит и об усложнении
 ции на границах, которые принято считать едиными. В связи
 ем этим особое значение имеет трактовка природы Оманской
 эвны. Действительно ли она представляет собой остаток бывшего
 а Тетис с корой верхнемелового возраста [Hutchison et al., 1981], а
 ляется новообразованной зоной "косого" раскрытия типа Бис-
 :ого залива? Пока это может быть высказано в сугубо предпо-
 тельной форме.

за Оузн в своей северной части непосредственно переходит
 ту Сулейман-Киртара (вероятнее всего, на продолжение разры-
 Юрнач-Нал и далее Мукуро-Чаманского), где четко фиксируются
 торонние подвижки.

сомненно, что современная граница между Аравийской и Ин-
 сой плитами построена достаточно сложно, в целом она, очевид-
 мет характер трансформного разлома. В настоящее время вдоль
 цы преобладают сдвиги. Учитывая некоторые данные (батимет-
 магнитометрию), можно предполагать весьма своеобразную
 турную ситуацию на этой границе в прошлом.

соответствии с вычисленными полюсами и углами поворота
 (см. табл. 3) с помощью графопостроителя вычерчены положе-
 Аравии и Индии (в контурах современных береговых линий этих

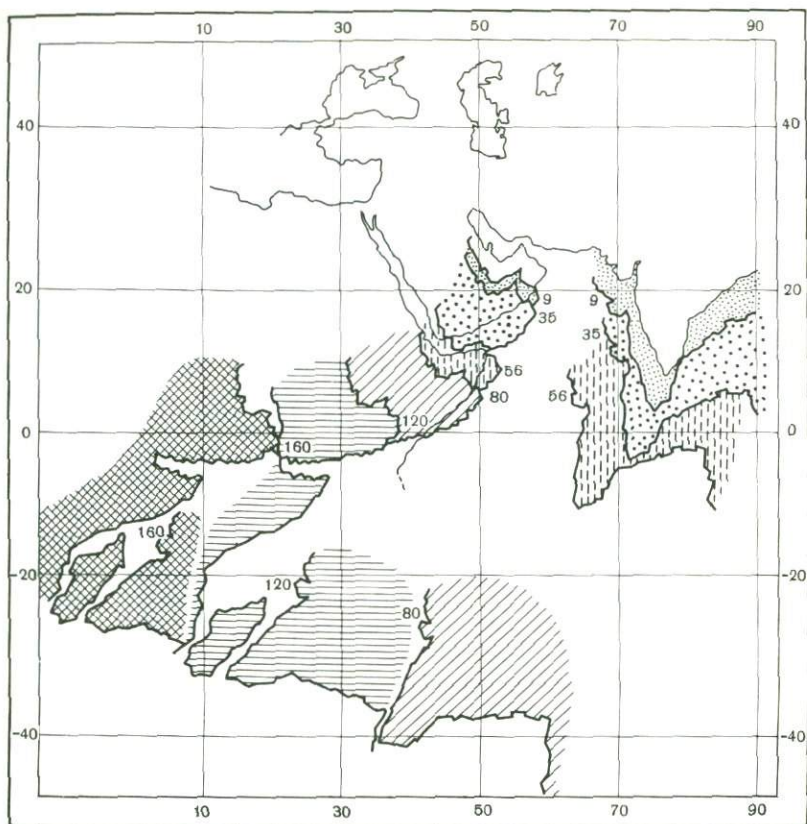


Рис. 6. Схема взаимного положения плит Аравии, Индии и Евразии в разное геологическое время

Цифры — время (млн лет назад)

континентальных блоков) для отдельных моментов геологической истории (рис. 6). Прежде всего четко устанавливаются огромные масштабы поглощения литосферы при сближении Аравийской и Индийской плит с Евразийской. Разумеется, границу поглощения, отвечающую современному Альпийскому поясу, нельзя представить в виде одиночной зоны Беньюфа. По-видимому, она была представлена несколькими такими зонами, разделенными микроконтинентами, островными дугами. Особенности кинематики этой сложной мозаики микроплит будут посвящены последующие главы.

Выше было обращено внимание на то, насколько неравномерным было смещение плит Аравии и Индии относительно Евразии. Индийская плита все время двигалась с гораздо большей скоростью и прошла соответственно заметно больший путь. Это особенно заметно для кайнозоя, когда продвижение Индии к северу составило 5,5, а Аравии около 1,7 тыс. км. Столь резкое различие в параметрах движения, естественно, должно найти отражение в очень крупном левостороннем смещении по границе этих двух плит. Структурным прояв-

лением такого смещения и является зона Оуэн в Аравийском море. Вдоль этой зоны и на ее непосредственном продолжении на континенте отмечаются современные сдвиговые подвижки. В прошлом в зависимости от ориентировки границы вдоль нее могли возникать компоненты сжатия или растяжения, но все это происходило, несомненно, на фоне преобладающего сдвигового смещения.

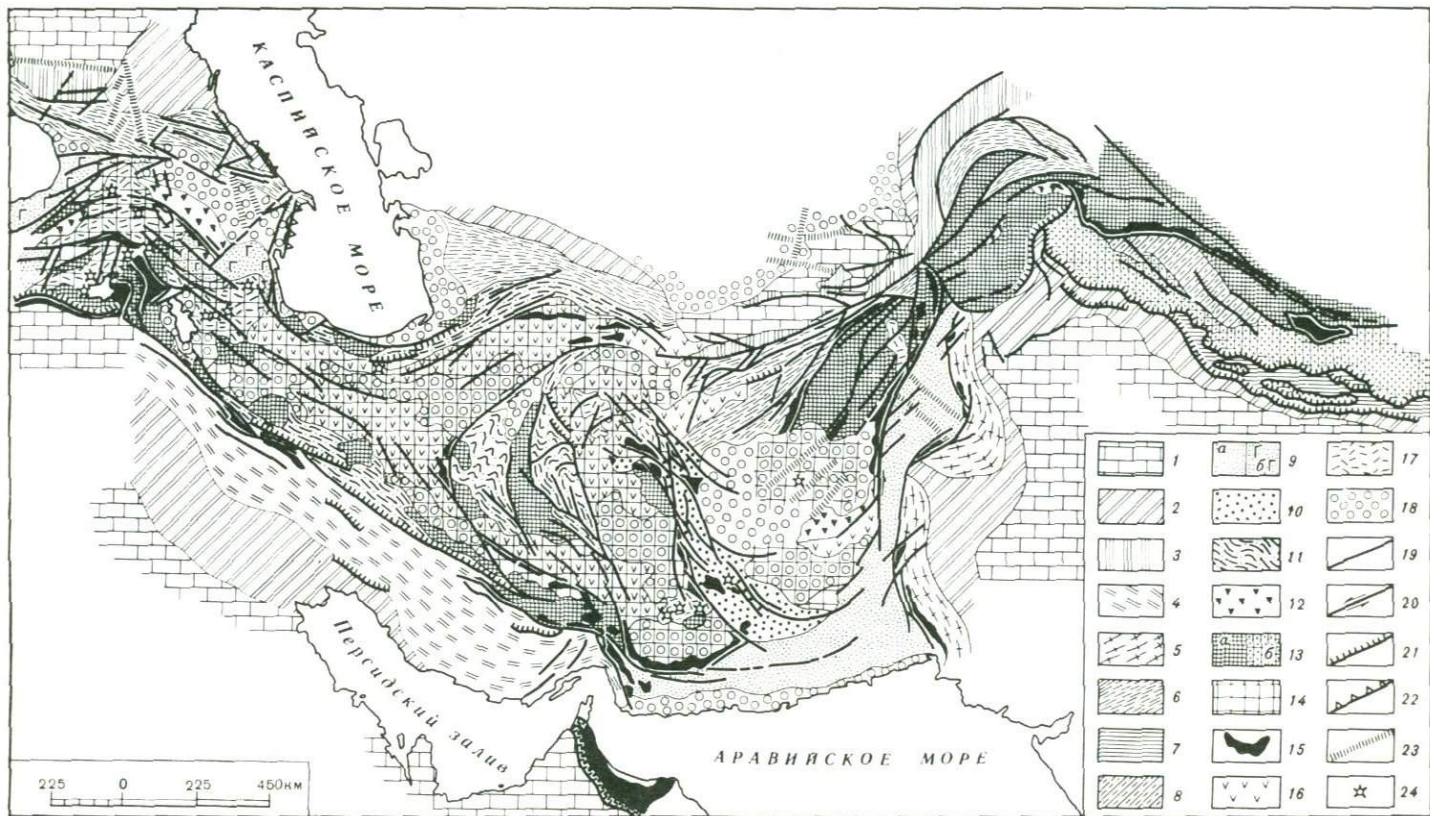
Как в мезозое, так и в кайнозое заметно менялась и скорость относительных движений плит. Интервал максимально быстрого смещения Индии соответствует времени 80—56 млн лет назад, когда скорость достигала 12,2 см/год. Очень характерен резкий рубеж на границе интервала 35—9 млн лет назад, с которым связано понижение скорости движения, что, вероятно, объясняется коллизией континентального массива Индостана с Евразией. Несколько изменилось и направление движения (с северо-восточного на северное).

В это же время особенно четко выявились различия в структурной обстановке по разные стороны от Индостанского клина (Пенджабского синтаксиса). Это обусловлено как самой формой Индостана (или Большой Индии, как часто называют блок, в который включается и часть литосферы, предположительно пододвинутой под Тибет [Veevers et al., 1975]), так и положением полюса вращения Индийской плиты, при котором восточный фланг ее двигался быстрее западного. Если на восточном фланге происходит практически чисто фронтальное сжатие, то на западе взаимодействие на границе идет под значительным углом, да еще и с меньшей линейной скоростью. Таким образом, кажется вполне закономерным, что район Афганистана и Пакистана по своей тектонической структуре должен заметно отличаться от сооружений Гималаев, Каракорума, Памира. Для Аравийской плиты (начиная с 80 млн лет назад, когда началось ее отчетливое сближение с Евразией) примечателен относительно "высокоскоростной" интервал 56—35 млн лет назад, и ему, вероятно, должны также соответствовать какие-то заметные геологические события. Необходимо также отметить некоторое ускорение движения как Аравии, так и Индии на последнем этапе, начавшемся 9 млн лет назад.

Глава 2

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

Строение огромнейшего региона от Кавказа до Гималаев известно по многочисленным публикациям. Сведение их воедино само по себе представляет весьма сложную задачу, причем всегда стоит вопрос, по какому же принципу должно вестись обобщение. Обычно отбор материала, его систематизация и изложение как бы predeterminedены идеологической основой работы, и это кажется естественным. Вместе с тем хотелось бы, чтобы полевые геологические наблюдения предстали перед читателем в своем первоизданном и, по возможности, достаточно полном виде. В этом случае, правда, существует опас-



ность того, что за частностями может укрыться нечто главное, но все же автор сознательно шел на этот риск с тем, чтобы дать общее "площадное" описание структур, среди которых читатель мог бы найти любой интересующий его объект, а соответственно и оценить достоверность предлагаемых построений. Отдельные участки изучены далеко неравнозначно, и это, естественно, создает свои дополнительные трудности, но все же наиболее логичным казался путь единого последовательного описания всех структур подряд.

Ниже дается общая схема строения рассматриваемой части Альпийского пояса и предполагается, что желающие могут обратиться и к подробным сводкам по тектонике, например работам В.Е. Хаина [1969], Ю.С. Перфильева с соавторами [1973] и др. На этом фоне несколько более развернуто приводится описание структур Афганистана, недостаточно еще известных широкому кругу геологов и лучше знакомых автору по личным наблюдениям. Несмотря на то что афганский отрезок пояса весьма своеобразен, а во многих отношениях и просто уникален, в его пределах могут быть прослежены все важнейшие зоны и области, типичные для Альпийского пояса.

Следует учитывать, что геологическое изучение Афганистана началось сравнительно недавно. Современные представления о тектонической структуре этой территории сложились в результате работ ряда исследователей из разных стран. Наиболее ранние сведения о строении территории Афганистана связаны с именами английских исследователей конца XIX—начала XX вв. К. Грисбах и Г. Гайдена, давших первые сведения об отдельных тектонических формах, различной степени метаморфизма некоторых комплексов, а также о возможном проявлении разновозрастной складчатости в центральной части страны. Известны и работы Р. Фюрона [Furon, 1936, 1941], в которых приводятся как описания конкретных тектонических структур, так и выводы об их возрастном и пространственном сопоставлении с другими регионами.

Большой вклад в познание региональной тектоники Афганистана внесли немецкие геологи Р. Вулфарт, О. Ганс, Д. Вейперт, Г. Андрицкий, Г. Витекинд, Г. Блюмель и др. Основным итогом нескольких лет работы немецкой геологической миссии явились первая достаточно детальная геологическая карта юга Афганистана [Geological map of Central..., 1972], ряд тектонических схем и геофизических карт



Рис. 7. Тектоническая схема восточной части Альпийского пояса (использованы данные В.Е. Хаина, И.П. Гамкрелидзе, Дж. Штеклина, А. Набави, А. Гансера и др.)

1 — платформенные области, ограничивающие пояс с севера; 2 — предгорные краевые депрессии; 3 — реликты герцинских складчатых сооружений; 4, 5 — складчатые зоны на пассивной окраине континентов; 4 — система Загрос, 5 — система Сулейман-Киртара; 6 — краевые складчатые системы пояса; 7 — зона Низких Гималаев; 8 — Гималаи Тетиса; 9 — "внутренние" прогибы; а — терригенные, б — вулканогенные; 10 — Восточно-Иранский флишевый прогиб; 11 — погруженные части срединных массивов; 12 — юрско-меловые известково-щелочные серии; 13 — выходы фундамента континентальных блоков; а — в срединных массивах, б — на окраине плиты Индостана; 14 — континентальные блоки под чехлом молодых отложений; 15 — офиолитовые швы; 16 — третичные известково-щелочные серии; 17 — четвертичные вулканы; 18 — неоген-четвертичные впадины; 19 — разрывы; 20 — сдвиги; 21 — надвиги; 22 — сбросы; 23 — "скрытые" тектонические нарушения; 24 — современные вулканы

[Final report..., 1967]. Следует отметить насыщенность всех этих материалов структурными данными, тщательно обоснованными дешифрированием аэрофотоснимков. И если многие геологические представления впоследствии претерпели существенные изменения, то структурная их сторона сохранила свою ценность и поныне. По существу, впервые немецкие геологи четко выделили в пределах Афганистана ряд крупных блоков, отвечающих важнейшим тектоническим зонам, указав на возможность существования горизонтальных подвижек на границах между ними. Французские геологи А.Ф. Лаппаран, Г. Меннесье, Г. Ланг в течение ряда лет изучали различные проблемы геологии Афганистана. В работах Г. Меннесье, в частности, высказаны интересные мысли о тектонике Кабульской провинции, особенно докембрийских толщ, а Г. Лангу мы обязаны детальными сведениями о палеогеновых толщах Центрального Афганистана. Много сделано для расшифровки строения сложнейшего узла на северо-востоке Афганистана итальянским геологом А. Дезио.

Планомерное геологическое изучение всей страны было проведено в процессе многолетних работ (начиная с 1958 г.) большого коллектива советских специалистов в содружестве с афганскими коллегами. На севере Афганистана велись исследования группы геологов-нефтяников. Помимо специализированных поисковых и разведочных работ, здесь выполнен большой объем разномасштабных съемок, послуживших основой для составления сводных карт. Благодаря исследованиям В.И. Браташа, С.В. Егупова, В.В. Печникова, В.Ф. Рощина, Ф.П. Пантелеева, И.В. Скворцова, К.А. Клещева, Ф.У. Ахмедзянова, В.И. Дидуры, В.И. Савченко и других Северный Афганистан уже в конце 60-х годов был достаточно полно и всесторонне изученной территорией. Геолого-геофизические материалы позволили выявить крупнейшие блоки-ступени в фундаменте Туранской плиты, были подробно охарактеризованы мощные зоны разрывных нарушений, установлено большое количество локальных структур.

Параллельно с этими работами геологическую съемку в других частях страны проводили К.Я. Михайлов, В.П. Колчанов, М.А. Чальян, Ю.М. Довгаль, В.С. Ногалев, В.М. Моралев, Г.Г. Семенов и др. С 70-х годов начались работы по созданию сводной геологической карты Афганистана масштаба 1:500 000, в итоге которых получены и систематизированы обширные материалы многолетних исследований. В этой работе приняли участие В.И. Дронов, С.М. Калимулин, К.Ф. Стажило-Алексеев, А.Х. Кафарский, И.И. Сонин, В.П. Феоктистов, Ш.Ш. Деникаев, В.П. Аверьянов, И.В. Пыжьянов, Ю.М. Кошелев, Г.С. Логинов, С.С. Карапетов, автор и др. Только совместные усилия всех этих и многих других геологов позволили создать обобщающее представление о геологии одного из сложнейших участков Альпийского пояса. Результаты обобщения нашли отражение в ряде публикаций [Geology..., 1973; Геология..., 1980]. В течение ряда лет был тесно связан с работами съемочной группы профессор МГУ В.И. Славин, внесший немалый вклад в дело изучения геологии Афганистана. С афганской стороны постоянную и большую помощь исследованиям оказывали С.Х. Мирзод, Д. Абдулло, С. Салах.

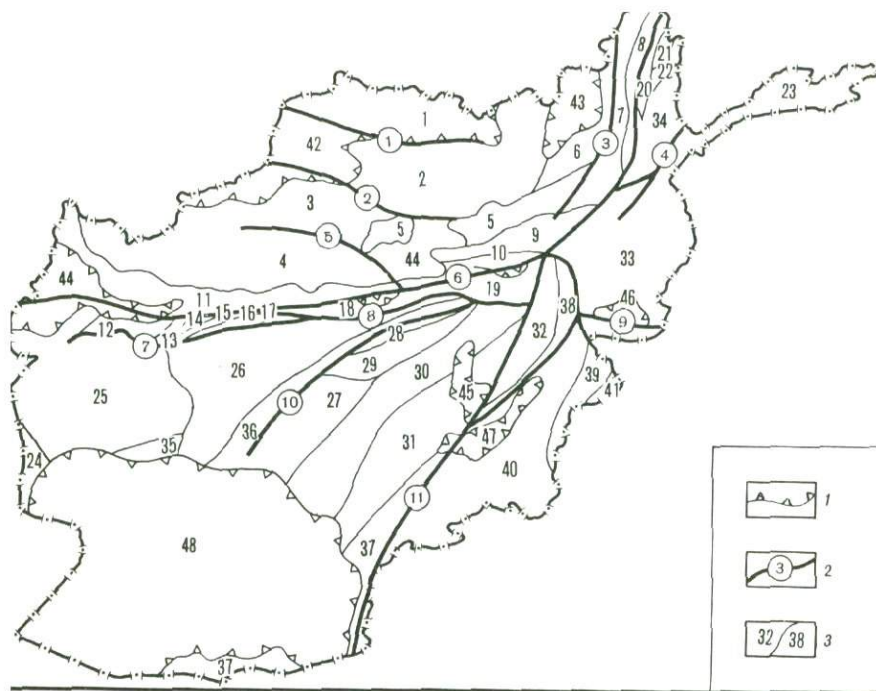


Рис. 8. Схема расположения тектонических структур Афганистана

1 — границы впадин; 2 — главнейшие разрывные нарушения и их номера, крупнейшие разрывы (цифры в кругах: 1 — Альбурз-Мармульский, 2 — Доши-Мирзаваланский, 3 — Хенжванский, 4 — Зebakский, 5 — Банди-Туркестанский, 6 — Герирудский, 7 — Карганауский, 8 — Банди-Баянский, 9 — Саробийский, 10 — Гильмендский, 11 — Мукуро-Чаманский); 3 — границы и номера тектонических структур

Северное ограничение пояса (Туранская плита): 1 — Мазари-Шарифская ступень, 2 — Северо-Афганская ступень, 3 — Меймененская ступень, 4 — Мургаб-Герирудский блок. Структуры сочленения Евразийской плиты и внутренних зон Альпийского пояса: 5—11 — зоны и системы герцинид Бадахшана и Западного Гиндукуша: 5 — Сурхоб, 6 — Джавай, 7 — Файзабад, 8 — Хазрат-Султан, 9 — Западный Гиндукуш, 10 — Бамиан, 11 — краевой выступ Фируз-Кох; 12—23 — система киммерид Центрального Афганистана: 12 — блок Хазорсанг, 13 — зона Руде-Кафган, 14 — зона Хафт-кала, 15 — зона Ходжа-Мурод, 16 — зона Нальбандон, 17 — зона Карганау, 18 — блок Банди-Баян, 19 — зона Туркман, 20 — зона Шива, 21 — блок Танги-Шив, 22 — зона Нах-чипар, 23 — зона Вахан. Мозаика внутренних зон и блоков (срединных массивов): 24 — Восточно-Иранский флишевый прогиб; 25, 26 — Фарахрудский прогиб; 25 — зона Шинданд, 26 — зона Харутруд; 27—31: Гильменд-Аргандабский массив: 27 — зона Гильменд, 28 — блок Вараз, 29 — блок Башланг, 30 — зона Тири, 31 — зона Аргандаб; 32 — Кабульский массив; 33 — Нуристанский массив; 34 — Южно-Бадахшанский массив. Офиолитовые швы: 35 — Фарах, 36 — Хашруд, 37 — Тарнак, 38 — Альтимур, 39 — Кветта-Хост. Окраина плиты Индостана: 40 — прогиб Катаваз, 41 — поднятие Сулейман-Киргара. Неоген-четвертичные наложенные впадины: 42 — Приамударьинская, 43 — Кулябский прогиб, 44 — Срединно-Афганские, 45 — Дашти-Наварская, 46 — Желалабалская, 47 — Аби-Истадайская, 48 — Сейстанская

Выдержанная продольная зональность тектонических структур является наиболее характерной чертой Альпийского пояса в целом. На рассматриваемой территории с севера на юг происходит последовательная смена областей различного строения, что отмечено в целом ряде работ [Славин, Мирзод, 1969; Казьмин, Кулаков, 1969; Перфильев

и др., 1973]. Вместе с тем здесь находится большое число чрезвычайно сложных участков, зон, в какой-то мере нарушающих этот единообразный структурный план. Хорошо известно своеобразие мозаичной структуры Средиземноморья с ее причудливым рисунком, образованным сочетанием разнообразных по форме складчатых дуг. Их конфигурация не случайно заставляла обратиться к знаменитым в свое время построениям Р. Ван-Беммелена. Анализ структурного плана этой области привел К.А. Де Джонга [1976] к выводу о большом разнообразии тектонического "переноса", возникающего в результате наложения нескольких тектонических фаз с разным механизмом деформаций.

Наиболее существенной чертой строения средневосточного отрезка пояса, пожалуй, является наличие здесь внутренних, относительно устойчивых, и внешних, сильно деформированных, зон. Эта картина осложнена разнообразными по происхождению и структурной выраженности поперечными элементами (рис. 7.8). В состав пояса здесь включены чрезвычайно разнородные образования, прошедшие длительный путь геологической истории и объединенные в одну систему, по существу, только на заключительных этапах развития.

ОКРАИНА ЕВРАЗИИ

Структуры восточной части Альпийского пояса на севере обрамляются эпигерцинскими платформенными областями. В районе Предкавказья — это Скифская, а далее к востоку, на территории советской Средней Азии и прилегающих районов Афганистана — Туранская плита.

Обширное пространство Северного Афганистана от отрогов хребтов Сафедкох (Фирозкох), Гиндукуш и предгорий Бадахшана до р. Амударьи — регион с четко выраженным платформенным типом строения. В пределах этой территории выделяется складчатое основание (доюрское) и осадочный, полого лежащий чехол (юрско-палеогеновый). Учитывая, что под осадочный чехол погружаются герцинские структуры, выходящие по окраинам плиты, возраст складчатого основания принимается герцинским. Однако на отдельных участках, по-видимому, вслед за герцинским циклом возникли достаточно мощные триасовые прогибы, замкнувшиеся уже после киммерийской складчатости. Таким образом, основание платформы, вероятно, гетерогенно. Следует отметить, однако, что сложный вопрос о положении триасового (в некоторых районах — пермско-триасового) комплекса представляет собой до сих пор не решенную окончательно проблему геологии Туранской плиты.

Очень часто в отношении значительных территорий Средней Азии употреблялось понятие "эпиплатформенная орогеническая область" [Туаев, 1964; Браташ и др., 1970]. Оно было введено в связи с серьезной перестройкой ряда участков, проявлявшейся в новейшее время как в интенсивных вертикальных подвижках, так и в складчатых деформациях. По существу вся южная часть Туранской плиты, прилегающая к сооружениям Альпийского пояса в Афганистане, испытывает

очень активное современное поднятие и сейчас является высокогорной, интенсивно расчлененной областью. Несомненно здесь и горизонтальные подвижки по разломам. В то же время севернее, в бассейне Амударьи, та же самая плита имеет погруженный фундамент и в рельефе представляет собой низменную равнину. Процесс воздымания окраины Туранской плиты вполне сопоставим с интенсивным ростом таких сооружений, как Памир, Гималаи (в несколько меньшем масштабе). С позиций концепции тектоники плит эти своеобразные явления, по-видимому, могут найти вполне удовлетворительное объяснение (см. ниже).

В пределах Туранской плиты на территории Афганистана выделяется несколько тектонических блоков-ступеней, отличающихся различной глубиной залегания фундамента, а также общим строением осадочного чехла. Важнейшие структуры этой области впервые были показаны на схеме тектонического районирования, составленной в результате исследований большой группы советских геологов-нефтяников ([Браташ и др., 1970], Ф.У. Ахмедзянов, Б.И. Браташ, В.И. Дидура, В.Н. Савченко и др.). В настоящей работе эта схема уточнена в соответствии с данными, касающимися зоны сочленения плиты со складчатыми сооружениями альпийского пояса.

Общее строение плиты характеризуется погружением ступеней с юга на север. При этом в пределах каждой отдельно взятой ступени складчатое основание наклонено к югу. Границами между ступенями служат крупные разрывные нарушения или системы разломов, фиксируемые при помощи геологических наблюдений или по геофизическим данным (см. рис. 8).

Герирудский разрыв с юга и мощная система дислокаций, протягивающихся из района селения Яковланг и хребта Банди-Туркестан, ограничивают крупный Мургаб-Герирудский блок Туранской плиты. Крайним на юго-востоке в этой системе нарушений выступает Яковлангский грабен. В плане он клинообразно расширяется (до 15 км) к Герируду, а в разрезе представляет собой асимметричную структуру. Ограничивающий его с юго-запада сброс является основным. По нему приведены в соприкосновение триасовые и неогеновые отложения, и вертикальное перемещение здесь составляет не менее 800—1000 м. Именно у юго-западного борта находится наиболее погруженная часть грабена, днище которого постепенно воздымается на восток-северо-восток. И уже чисто условным ограничением другого борта служит система малоамплитудных трещин вдоль долины р. Банди-Амир. При приближении к основному Герирудскому разлому грабен изгибается к востоку и его продолжением служит приразломная наложенная впадина.

Продолжением структуры Яковлангского грабена в северо-западном направлении является группа разрывных нарушений, которые, постепенно приобретая близкие к широтным простирания, смыкаются с поднятием Банди-Туркестан. Это сооружение антиклинорного типа, в общих контурах совпадающее с одноименным хребтом на севере Афганистана. В поднятии вскрываются мощные (до 4000 м) триасовые образования, деформированные предмеловой складчатостью

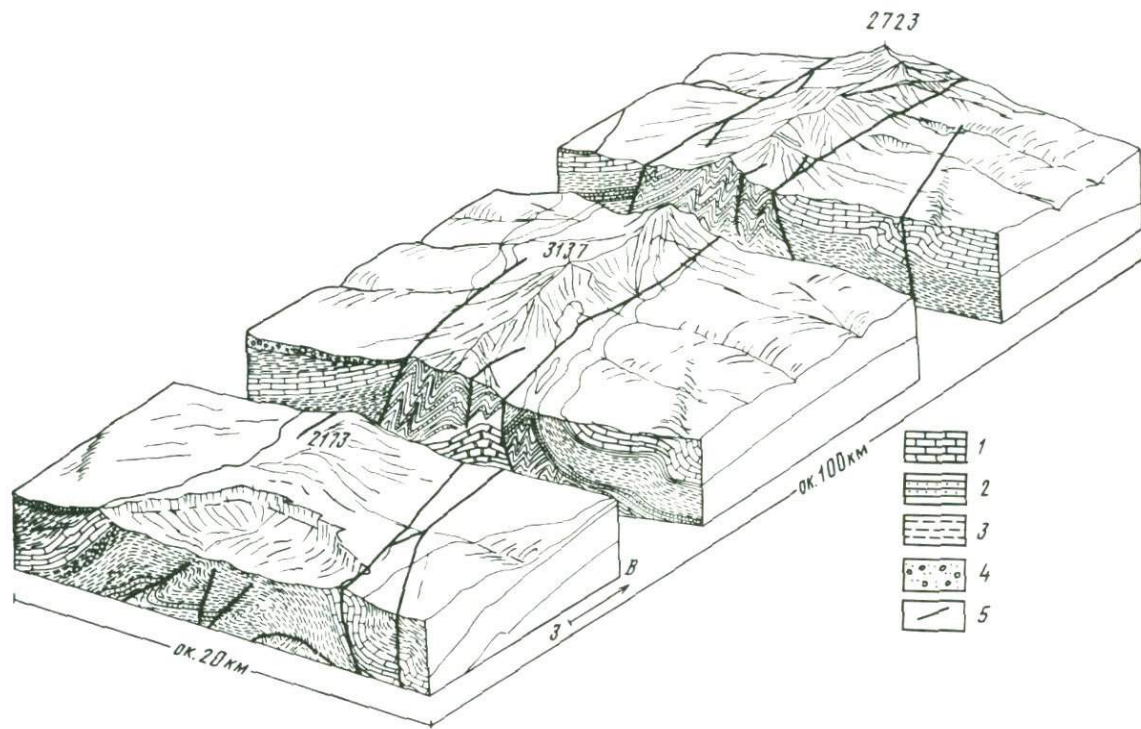


Рис. 9. Блок-диаграмма поднятия Банди-Туркестан

1 — известняки; 2 — песчано-глинистые толщи; 3 — глинистые сланцы; 4 — конгломераты; 5 — разрывы

(с соответствующим резким структурным несогласием между триасом и мелом).

В ядре Банди-Туркестана вскрываются пермские и триасовые отложения, принадлежащие комплексу складчатого основания Туранской плиты. Выступ основания ограничен с севера и юга разрывными нарушениями, что придает общей структуре облик горст-антиклинали (рис. 9). Складчатые дислокации в ядре довольно четко подчиняются принципу компетентности. Пластичные аргиллитовые образования триаса смяты в разнообразные и нередко очень сложные складки. Часто встречаются пачки вертикально стоящих пластов, зоны изоклинального смятия. Там, где появляются сколько-нибудь значительные по мощности пачки моноклинальных песчаниковых пород, структура существенно упрощается, видны довольно пологие складки с углами падения крыльев $20-40^\circ$, спокойными перегибами замков и плавно ундулирующими шарнирами. В западной же части выступа, где из-под триасовых выходят пермские песчаники, обычно почти горизонтальное залегание пластов. Общее простирание складчатости — субширотное с отклонением на отдельных участках до северо-восточного и северо-западного. Ряд продольных разрывных нарушений осложняет эти пликативные дислокации ядра. На востоке структура хребта Банди-Туркестан замыкается в клинообразном блоке, ограниченном сходящимися разрывами. На западе толщи, слагающие ядро горст-антиклинали, образуют тупое периклинальное окончание, и далее, уже по меловым отложениям, на продолжении хребта Банди-Туркестан проявляется крупная коробчатая антиклиналь.

Мургаб-Герирудский блок представляет собой относительно просто построенный участок Туранской плиты (см. рис. 8). В центральной его части выделяется очень пологое валообразное поднятие северо-восточного простирания. Это типично платформенная по своему облику структура вырисовывается по выходам на поверхность относительно глубоких горизонтов осадочного чехла, а в центральной его части вскрывается комплекс основания (триасовые отложения). Параллельно поднятию протягивается прямолинейная зона, контролирующая положение серии молодых интрузивных образований в теле блока.

В целом горизонтальное или очень пологое залегание чехла Мургаб-Герирудского блока нарушается лишь рядом очень характерных складок. Часть из них приурочена к краям валообразного поднятия, но большинство сосредоточено на западе блока. При этом некоторые складки служат как бы естественным продолжением в юго-западном направлении структуры Банди-Туркестана, в основном же они подходят косо к выступу складчатого комплекса основания. Облик рассматриваемых дислокаций ближе всего к флексуобразным складкам. На смыкающих крыльях пласты залегают очень круто, почти вертикально, а порой и с запрокидыванием, в то время как поднятые и опущенные крылья характеризуются очень пологим, нередко почти горизонтальным положением. Амплитуда вертикального смещения по флексурам обычно достигает $200-300$ м, но в ряде случаев значительно превышает эти цифры. Все складки вытянуты в виде

параллельной серии на северо-восток, достигая по простиранию десятков километров.

Рассмотренные флексурные складки имеют некоторые отличительные черты. Прежде всего характерны разрывные нарушения, осложняющие их смыкающие крылья. Это обычно пологие взбросы, смещение по которым происходит от нижнего крыла флексуры к верхнему. Это обстоятельство противоречит широко принятому представлению, согласно которому любой флексуобразный перегиб слоев (особенно в платформенных регионах) рассматривается как надблоковая дислокация. В случае блоковой ("штамповой") деформации следовало бы ожидать обратного смещения по разрыву. Кроме того, есть все основания предполагать, что флексуры локализируются только в меловых толщах. Исключительно выдержанные по простиранию в пределах Мургаб-Герирудского блока, они совершенно не прослеживаются в комплексе основания, вскрываемом в поднятии Банди-Туркестан. Таким образом, нет никаких данных рассматривать серию параллельных флексур как результат каких-либо нарушений фундамента. По-видимому, это своеобразные складки чехла, деформировавшиеся независимо от основания. Систему флексур можно расценивать как условное ограничение Мургаб-Герирудского блока на северо-западе. На западе и северо-западе меловые толщи чехла перекрываются молодыми терригенными отложениями, выполняющими очень пологие прогибы — Коларинский и Кайсарский.

Меймененская ступень располагается к северу от Мургаб-Герирудского блока и в целом вытянута в северо-западном направлении. На тектонической схеме В.И. Браташа и др. [1970] была выделена лишь западная часть ступени в качестве Меймененского выступа. Северным ограничением ступени служит мощная система разрывных нарушений Доши-Мирзавалан. На юго-востоке Меймененская ступень сочленяется с герцинскими сооружениями Гиндукуша, которые "вклиниваются" в тело плиты в виде своеобразного поперечного структурного элемента — Сурхобского выступа. В северо-западном направлении структуры ступени погружаются под Мургабскую впадину, располагающуюся уже в пределах СССР. Данные бурения и гравиметрические исследования позволяют предполагать, что это погружение происходит уступообразно [Браташ и др., 1970].

Складчатое основание в пределах Меймененской ступени характеризуется относительно неглубоким залеганием. Об этом свидетельствуют и геофизические материалы, и то, что в целом ряде мест палеозойские и триасовые отложения выходят на поверхность, обнажаясь в осевых частях антиклинальных и горстообразных структур. Можно уверенно говорить о том, что основание в пределах большей части Меймененской ступени сложено складчатыми комплексами герциниид и лишь на западе и северо-западе широко распространены терригенные образования мощных триасовых прогибов, замкнувшихся в результате киммерийской складчатости.

Осадочный чехол ступени в отличие от смежных районов начинается с юрских отложений. Терригенная угленосная формация этого возраста распространена локально, выполняя, очевидно, ряд

межгорных впадин континентального типа. Так же повсеместно, сильно варьируя по мощности, развиты и грубообломочные красноцветы мела. И только верхнемеловые образования, налегая на разновозрастные толщи, единым плащом перекрывают огромные пространства плиты.

Основные структуры в пределах Меймененской ступени характеризуются устойчивыми субширотными и северо-восточными простираниями. Это направление, очевидно, диктуется ориентировкой структур фундамента и подчеркивается серией параллельных продольных нарушений, по которым в отдельных блоках выведены на поверхность складчатые толщи основания.

Сурхобский выступ. Герцинские складчатые комплексы северного Гиндукуша, дугообразно изгибаясь южнее г. Пули-Хумри, глубоко "вклиниваются" в тело плиты¹. Отдельные выходы основания вместе с деформированным осадочным чехлом образуют систему дислокаций, занимающих поперечное положение по отношению к зоне сочленения Туранской плиты и окаймляющих ее с юго-востока складчатых сооружений. Северная граница Сурхобского выступа условно проведена в соответствии с контурами выходов складчатого основания (и нижних горизонтов осадочного чехла), учитывая также распространение характерных субширотных складчатых и разрывных дислокаций. На северо-западе структуры выступа отчетливо прослеживаются до долины р. Балх, хотя их влияние, несомненно, ощущается и далее, почти вплоть до г. Меймене.

Структура комплексов основания в пределах выступа характеризуется интенсивной складчатостью в пластичных толщах венда — ордовика и формациях верхнего палеозоя. Здесь преобладают линейные, сильно сжатые и, как правило, мелкие дислокации.

Несмотря на то что в современной структуре приходится иметь дело с системой блоков, несомненно сдвинутых относительно первоначального положения, можно составить общее представление об ориентировке складчатых структур палеозойских образований. В большинстве случаев складки простираются в северо-западном, иногда почти меридиональном направлении, лишь местами отклоняясь до широтного. Таким образом, они занимают несколько секущее положение по отношению к основной ориентировке Сурхобского выступа и этим существенно отличаются от дислокаций более молодых отложений.

Промежуточное (между фундаментом и чехлом) положение триасового комплекса подчеркивается не только его формационными, но и структурными особенностями. Повсеместно, где выходят триасовые терригенные отложения, их отличает невысокая степень дислоцированности. Нередко наблюдается очень пологое, практически горизонтальное залегание пластов. Но даже там, где наблюдаются углы падения 20—40° (редко до 60°), структура представлена спокойными крупными складчатыми формами с очень плавными перегибами замковых частей.

¹Строение самих герцинских структур рассматривается ниже. Здесь же дается характеристика выступа как части платформенной области с хорошо развитым чехлом.

Для строения платформенного чехла характерна сравнительная простота. На фоне практически горизонтально залегающих пластов намечаются перегибы, по которым вырисовываются плавные мульды, неглубокие сундучные складки, купола и флексуры (рис. 10). Большинство из них ориентируется в соответствии с общим простиранием Сурхобского выступа. В ряде мест отмечается отчетливый срывной характер дислокаций чехла. Так, в районе селения Доаб-Улюсвали в эрозионном окне наблюдается контакт меловых и подстилающих их триасовых отложений. Меловые известняки срезают различные горизонты триаса, а к почти горизонтальному контакту приурочена зона брекчирования. В меловых отложениях в этом месте прослеживается серия флексурных складок, простирающихся в северо-западном направлении. Тектонический контакт, очевидно, является базальной плоскостью срыва, по которой чехол "соскользнул" с основания и смялся независимо. Верхние горизонты триаса частично вовлечены в деформации при скольжении, в результате чего возникли небольшие дисгармоничные складочки. В качестве другого примера приводится относительно небольшая флексуобразная складка, отчетливо затухающая книзу. Эти наблюдения в совокупности с приведенными выше данными о строении Мургаб-Герирудского блока свидетельствуют о широком развитии складок срыва по южной окраине Туранской плиты. Подобная интерпретация структуры чехла находит подтверждение и в других материалах [Мирзод и др., 1968].

Разрывные нарушения играют большую роль в структуре Сурхобского выступа. Именно вытянутые в северо-западном направлении разрывы, формирующие систему узких продольных блоков, в основном-то и определяют тектонический облик выступа. Целая серия субпараллельных дугообразных надвигов наблюдается в бассейне р. Сурхоб. По ним нередко фиксируется надвигание древних (включая верхнепалеозойские) отложений на молодые, вплоть до неогеновых. Общее направление надвигания — с севера на юг, а амплитуда смещения нередко достигает 3—4 км. Кроме надвигов, широко развиты разрывы типа сдвигов, по которым местами отчетливо определяются правосторонние подвижки. Не менее многочисленны и обычные сбросы. Ограниченные ими односторонние или нормальные грабены, как правило, выполнены грубообломочными неогеновыми толщами.

Северо-Афганская ступень протягивается в близком к широтному направлении, отклоняясь от смежной Мазари-Шарифской ступени крупным нарушением глубокого заложения — Альбурз-Мармульским разломом. Первоначально Северо-Афганская ступень выделялась как крупный выступ складчатого основания [Браташ и др., 1970]. Эта территория, по всей видимости, состоит из серии разноуровневых блоков, что подтверждается данными аэромагнитной съемки.

В центральной части ступени выделяется так называемый Ширамский блок, представляющий собой крупное сводовое поднятие, соответствующее, очевидно, выступу складчатого основания. В центре блока выделяется серия локальных и довольно крутых (углы падения юго-восточных крыльев достигают 65—75°) складок, отличаю-

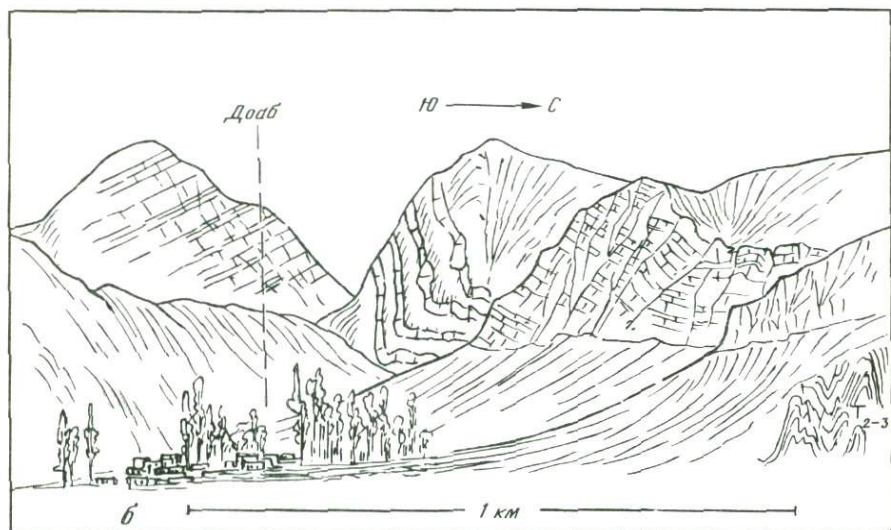
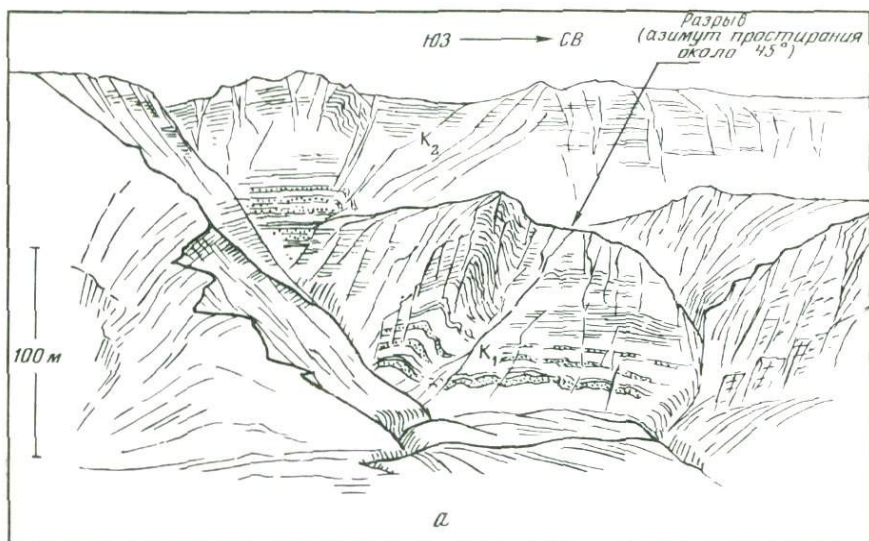


Рис. 10. Флексурные складки в меловых отложениях, слагающих чехол Туранской плиты в долине Сурхоб (а) и вблизи селения Доаб (б)

щихся необычным северо-восточным простиранием. Кроме этого, известны также и другие, относительно пологие и вытянутые преимущественно в широтном направлении антиклинальные структуры.

К западу от Ширамского блока складчатое основание, по-видимому, довольно резко погружается. Мощности чехла скачкообразно увеличиваются до 3—4,5 км. На этом фоне выделяются Андхойский вал и Даулатабадский прогиб.

К востоку от Ширамского располагается Шадианский блок, которому в структуре чехла соответствует крупное сводовое поднятие. Западная граница свода проводится по флексуобразному перегибу слоев, углы падения которых местами достигают $50-60^\circ$.

Альбурз-Мармульская зона шовных структур, ограничивающая Северо-Афганскую ступень, является одним из крупнейших нарушений плиты в пределах Афганистана. На глубинный мощный характер этой зоны указывают как геологические, так и геофизические данные. Так, по данным магнитных измерений здесь вырисовывается интенсивная положительная аномалия. На гравиметрической карте отмечается смещение изоаномал силы тяжести. Сейсмическое профилирование зоны показало, что она соответствует разрывному нарушению с вертикальной амплитудой, достигающей местами 2500—3000 м [Браташ и др., 1970].

С Альбурз-Мармульской шовной зоной связаны разнообразные широтные складки. Они разбиты многочисленными продольными разрывными нарушениями. Как правило, на крыльях складок выходят мощные известняки серии Гури, а в осевых частях вскрываются более глубокие горизонты мела. Северные крылья обычно более крутые, а иногда и подвернутые. Интересны данные по восточной части этой шовной зоны, где появляются своеобразные дислокации крестообразной (в плане) формы или осложненные поперечными структурными телами (например, Багланакская антиклиналь). Это, очевидно, связано с наложением двух направлений складчатости — широтного и близкого к меридиональному. Таким образом, здесь уже явно ощущается влияние деформаций, проявившихся в пределах Афгано-Таджикской депрессии. По некоторым данным Альбурз-Мармульский разлом можно рассматривать как левый сбросо-сдвиг, являющийся ограничением депрессии с юга [Леглер, Пржиялговская, 1979].

Мазари-Шарифская ступень занимает крайний север Афганистана. Большая ее часть перекрыта мощным чехлом молодых неоген-четвертичных отложений. О тектоническом строении этой территории имеются весьма скудные данные. Предполагается, что фундамент ступени в центральной части погружен на глубину 5—7 км. На западе Мазари-Шарифская ступень, так же как и Северо-Афганская, переходит в Мургабскую впадину (Обручевский прогиб). Севернее селения Андхой вырисовывается восточное замыкание Обручевского прогиба. По гравиметрическим данным он обособляется как обширная зона отрицательных аномалий силы тяжести [Браташ и др., 1970]. К северу от прогиба находится периклиналь юго-западных отрогов Гиссарского хребта, выраженная в виде серии небольших пологих антиклинальных структур.

Все рассмотренные выше ступени характеризуются простираем основных структур в широтном и северо-западном направлении. В то же время, учитывая главным образом геофизические данные, в пределах плиты можно наметить серию поперечных нарушений. Наиболее значительный разлом такого типа протягивается от селения Келиф на Амударье до г. Шибирган.

Афгано-Таджикская депрессия. Она выделяется как обособленная

в структурном отношении пониженная часть Туранской плиты, выполненная терригенными мезозойско-кайнозойскими отложениями, среди которых особенно большую роль играют грубообломочные толщи неоген-четвертичного возраста. Все эти осадочные серии дислоцированы в крупные протяженные системы складок, полуконцентрически обрамляющих с запада герцинские сооружения Памира. На севере и северо-западе границей депрессии служат сложенные палеозоем и докембрием поднятия Гиссаро-Алая, а на юге — Северо-Афганская ступень Туранской плиты. Рассматривая структурные ограничения Афгано-Таджикской депрессии, В.А. Леглер и И.А. Пржиялговская [1979] приходят к выводу, что с севера и юга границами служат сдвиговые нарушения (зеркально симметричные), на западе происходит подвиг коры депрессии под сооружения юго-западных отрогов Гиссарского хребта, а на востоке отмечаются довольно сложные сдвиго-надвиговые взаимоотношения с памирскими структурами. Такая схема, в целом не вызывающая возражений, несомненно отражает очевидный процесс давления Памирского выступа на прилегающую к нему с северо-запада область.

Складки в чехле депрессии образуют пучок дислокаций, расширяющихся к югу от Заалайской складчатой зоны и хорошо выраженных орографически. Они группируются в поднятия-антиклинали и впадины-синклинали. Отдельные группы складок, прослеживающиеся в пределах Афганистана со смежных площадей СССР, объединяются в Кафирниганскую мегантиклиналь, Вахшскую мегасинклинали и Обигармскую мегантиклиналь. Влияние дислокаций Афгано-Таджикской депрессии ощущается и западнее (так называемая Сурхандарьинская мегасинклинали). Однако здесь нарушения строения чехла уже незначительны, складки характеризуются небольшой амплитудой и уже имеют типичный платформенный облик.

Наиболее крупные дислокации Кафирниганской мегантиклинали приурочены к ее восточной части. Складки здесь узкие, длинные, вытянутые в меридиональном или близком к нему направлении. Обычно они имеют гребневидную или коробчатую форму с крутыми ($40-60^\circ$), часто повернутыми и нарушенными крыльями. Хорошо выраженная на местности в виде мощных известняковых гряд система таких складок прослеживается северо-западнее г. Пули-Хумри. Здесь массивные известняки мела-палеогена (серия Гури) слагают запрокинутый в юго-западном направлении свод. По глубоким расщелинам, прорезающим гряду, вскрываются рыхлые белесо-серые известковистые песчаники более низких горизонтов мела. Здесь же фиксируются разрывы типа взбросо-надвигов, осложняющие осевую часть структуры. Интересно, что севернее, в позиции, структурно близкой этой антиклинали, находится так называемая Хортуаская антиклинальная складка с обратной асимметрией и сорванным северо-восточным крылом [Браташ и др., 1970]. Вероятно, эти две складки являются противоположными флангами двусторонне-вергентного пучка дислокаций.

Вахшская мегасинклинали на территории Афганистана большей частью перекрыта неоген-четвертичными отложениями. Среди поля развития этих осадков лишь в отдельных местах по нарушениям вскрываются меловые отложения.

Обигармская мегасинклинал выделяется по выходам верхнемеловых пород, резко выступающих в рельефе сводов антиклинальных структур. Наряду с меридиональными здесь отмечены также складки юго-восточного и даже почти широтного простирания. Преобладают протяженные (до 20—25 км) антиклинали с углами падения пород на крыльях 30—60° и амплитудой до 10—15 км. Наблюдается запрокидывание в отдельных случаях восточных крыльев и осложнение их продольными разрывами.

Большинство исследователей в настоящее время рассматривает складчатую структуру Афгано-Таджикской депрессии как результат воздействия тангенциальных сил. Геофизическими исследованиями и бурением установлено большое количество надвиговых нарушений, осложняющих складчатые структуры. Амплитуда перемещения по некоторым из них достигает 7—10 км, с глубиной наблюдается существенное выполаживание надвиговых поверхностей. Вдоль них нередко отмечается выжимание к поверхности верхнеюрских солей и гипсов. Первые исследователи региона предполагали, что весь осадочный чехол является сорванным по этому эвапоритовому слою. Определенная дисгармония складчатости (с несоответствием дислокаций верхних горизонтов и строения фундамента депрессии) отмечается по геофизическим данным [Лозиев, 1975]. В целом же мощность "консолидированной коры" здесь относительно невелика (17—30 км), во всяком случае значительно меньше, чем в окружающих поднятиях, где она составляет 40—60 км.

Система дислокаций Афгано-Таджикской депрессии в пределах Афганистана сужается к югу и замыкается в районе г. Пули-Хумри, где расположен меридиональный блок, сложенный докембрийскими отложениями и представляющий собой настоящий горст. К северу от этого узла граница между дислокациями депрессии и прилегающими герцинскими сооружениями Бадахшана проводится по хорошо выраженному в структуре Ишкашимскому разрыву. На отдельных участках отчетливо видно надвигание древних толщ в сторону депрессии. Ишкашимский разлом протягивается на несколько десятков километров и еще дальше к северу, по-видимому, кулисно подставляется другой пограничной структурой — Дарвазской разломной зоной. Она представлена несколькими разрывами, как правило, залегающими вертикально, между которыми располагаются узкие, клиновидные, интенсивно дислоцированные блоки разновозрастных пород. Зона нарушений на севере плавно изгибается, окаймляя Памирский выступ и приобретая надвиговую составляющую. На меридиональном же отрезке это несомненный левый сдвиг, по которому устанавливаются очень существенные смещения в неоген-четвертичное время [Кучай, Трифонов, 1977].

ВЫХОДЫ ДОАЛЬПИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

По северной периферии Альпийского пояса выделяется несколько зон, являющихся остатками герцинских складчатых областей. Они известны и на Северном Кавказе, и в Памиро-Афганской области. Зоны развития структурно-формационных комплексов, отвечающие по времени образования герцинскому циклу, связаны с палеозойским

океаническим бассейном. Однако ко времени начала собственно альпийских тектонических процессов океаническая стадия для этих зон, естественно, уже завершилась, и они играли роль "фундамента" или, точнее, краевых выступов, располагавшихся по северной периферии Тетиса.

На Афганском отрезке Альпийского пояса герциниды протягиваются как продолжение зоны северного Памира [Власов, 1969], по-видимому, могут быть прослежены далее к западу и располагаются севернее Герирудского разрыва. Они погружаются под осадочный чехол Туранской плиты и слагают ее фундамент. Вопрос о принадлежности герцинских структур к Альпийскому поясу решается по-разному, существует, например, точка зрения, что герциниды следует включать в самостоятельную Куньлуньскую систему, отчлененную от альпийских систем с востока крупнейшим разломом — Акбайтальским [Синицын, 1959; Бархатов, 1971]. Однако нам кажется, что необходимо принимать во внимание тесную пространственную близость и структурную связь герцинид со смежными с юга и юго-востока сооружениями, особенно на последнем, альпийском этапе развития. Эта связь подчеркивается тем, что именно перед фронтом герцинид закрывается Кулябский краевой прогиб, по которому и следует проводить границу Альпийского пояса. В Афганистане выделяют герциниды Бадахшана и Западного Гиндукуша, а также краевой выступ Фирозкох. Поскольку доальпийская история в настоящей работе не затрагивается, здесь дается лишь краткая характеристика этих областей.

В пределах Бадахшана и Западного Гиндукуша герцинские комплексы весьма разнообразны. На докембрийском кристаллическом основании залегают субплатформенные формации венда—девона, а в пестром наборе каменноугольно-пермских толщ большая роль принадлежит спилит-диабазовым сериям. Примерно на границе перми и триаса началось накопление терригенно-вулканогенных формаций.

В пределах данной области можно выделить несколько продольных структурно-фациальных зон, разделенных, как правило, мощными разрывными нарушениями. Некоторые из этих зон (Сурхоб, Бамиан) представляют собой участки широкого развития спилит-диабазовых серий и в определенном смысле напоминают альпийские офиолитовые швы. Комплекс основных вулканитов достигает 2000—2500 м мощности, а над ними залегают карбонатные (в верхах местами красноцветные) пермские образования мощностью до 4000 м. На крайнем северо-востоке герцинид Бадахшана располагается зона Хазрат-Султан, в пределах которой выделяется толща зеленокаменноизмененных основных вулканитов, с определенной долей условности также отнесенная к нижнему карбону. В рассмотренных зонах широко развиты магматические образования, представленные главным образом гипербазитами, габбро-диоритами, локализующимися чаще всего вдоль разрывных нарушений.

Все зоны с офиолитовыми комплексами чрезвычайно интенсивно дислоцированы, породы собраны в крутые линейные складки, простирающиеся в субмеридиональном направлении. Лишь на самом юго-западе отмечаются отклонение от этой ориентировки и изгиб всех дисло-

каций до практически широтного простирания на участке Сурхобского поперечного выступа, вклинивающегося в тело Туранской плиты. Преобладают крупные протяженные складки шириной 1—5 км и длиной до 50 км, с крутыми крыльями, многочисленными дополнительными дисгармоничными дислокациями, следами пластического течения в замковых частях, осложненные продольными разрывными нарушениями. С комплексом зеленокаменноизмененных эффузивов связаны интенсивная вторичная сланцеватость, метаморфизм, дробление пород.

Помимо офиолитовых зон, в Афганском Бадахшане могут быть выделены достаточно крупные участки, характеризующиеся существенно иным набором формаций. В их пределах широко распространены выходы пород докембрия, дислоцированного в относительно простые складки, нередко брахиформного и коробчатого облика. Разнообразная ориентировка этих складок предопределена в основном сложными подвижками отдельных блоков герцинид в альпийском цикле. Кроме того, здесь же развиты относительно маломощный (до 1 км) венд-девонский комплекс, а также каменноугольно-пермские образования, которые представлены главным образом уже терригенно-карбонатными породами (иногда с примесью кислых вулканитов). Все эти отложения дислоцированы в довольно правильные системы антиклиналей и синклиналей с плавными замками и средними (40—50°) углами падения крыльев.

На границе перми и триаса во всей области герцинид формировались мощные гранитоидные образования. Наиболее значительным представителем интрузий этого типа является многофазный Гиндукушский батолит (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты); триасовые эффузивные образования распространены по всей периферии области герцинид Бадахшана, в пограничной полосе с Туранской плитой. Основная их часть связана с верхнетриасовыми вулканогенно-осадочными сериями, мощность которых достигает 4—5 тыс. м. По составу среди эффузивов преобладают андезиты-дацитовые разности известково-щелочного типа [Колчанов и др., 1970]. В верхах разреза обычно несколько большая роль принадлежит кислым породам (кварцевым порфирам, фельзитпорфирам). Данную формацию можно рассматривать как аналог островодужных или окраинно-континентальных серий [Чальян и др., 1980б].

В области герцинид наиболее значительным является Хеджванский разлом. Он прослежен от р. Пяндж на севере до бассейна р. Андараб на протяжении около 350 км. Это целая система нарушений, образующих местами мощные зоны дробления, к которым иногда приурочены мелкие тела серпентинитов. Восточное крыло на отдельных участках поднято до 2—2,5 км. Многочисленные разрывы осложняют также и внутреннюю структуру области. Представляют интерес данные А.Х. Кафарского, В.Б. Аверьянова и других исследователей о древнем возрасте некоторых разрывных нарушений. В частности, установлено, что один из разломов (Джагонийский) несомненно является досреднекаменноугольным. В верховьях р. Дарайи-Джавай наблюдается его перекрытие средне-верхнекаменноугольными слоями. По разлому раннекаменноугольные образования приведены в соприкосновение с протерозойскими.

Много общего с герцинидами Бадахшана и Западного Гиндукуша имеют сооружения, протягивающиеся вдоль долины р. Герируд, а затем севернее Герата вплоть до стыка границ СССР, Ирана и Афганистана. Они лишь частично вскрываются из-под пологого чехла Туранской плиты, а потому и выделяются в качестве краевого выступа Фирозкох.

В строении выступа участвует комплекс смятых образований от среднего палеозоя до триаса включительно, имеющих единый структурный план, а также блоки докембрийского фундамента. В низах этого комплекса выделяется толща (мощностью 2500 м) зеленокаменных вулканитов среднего палеозоя. Выше следуют терригенные, частично карбонатные толщи карбона (около 4000 м). С локальным стратиграфическим перерывом на них залегает мощная (2000—5000 м) красноцветная пермская формация. Низы триаса представлены вулканогенно-осадочными (вулканиты среднего, кислого состава), часто также красноцветными отложениями, сменяющимися вверх по разрезу терригенной толщей мощностью 1500-2000 м. Между пермскими и триасовыми отложениями местами фиксируется небольшой перерыв (без структурного несогласия). Достаточная близость формационных комплексов с герцинскими способствовала тому, что после работ К.Я. Михайлова и других геологов в районе г. Герат здесь стали выделять герциниды [Мирзод и др., 1968; Славин, Мирзод, 1969]. Однако необходимо принимать во внимание структурное единство всех отложений, появление красноцветов в перми и, наконец, достаточно мощный триас, что несколько отличает все эти комплексы от герцинских образований Бадахшана и Северного Памира.

Строение выступа представляется в виде мозаичной системы вертикально и горизонтально смещенных блоков, в которых выходят как разновозрастные породы складчатого основания, так и реликты осадочного чехла платформы. Несомненно структурное единство некоторых нарушений, прослеживающихся как в пределах выступа, так и в теле самой плиты. При этом складчатые и разрывные дислокации теснейшим образом связаны между собой.

На крайнем западе, севернее г. Герат, структуру выступа определяет серия узких, вытянутых в запад-северо-западном направлении блоков, в которых выходят преимущественно триасовые отложения. Южным ограничением выступа является система крутых разрывов, по которым нередко отмечается надвижение (взбрасывание) молодых толщ в северном направлении. Общее, близкое к широтному, простирание основных складок и разрывов выдерживается и далее к востоку почти до селения Чишти-Шариф.

Восточнее доминирующими структурами являются клиновидные узкие блоки северо-восточных простираний. Они разделяются разрывами, причленяющимися к основному Герирудскому нарушению под углом 20—40°. По этим нарушениям приведены в соприкосновение разновозрастные толщи, включая докембрийские, среднепалеозойские, каменноугольные, пермские и триасовые. В некоторых блоках находятся ограниченные разрывами или несогласно налегающие прямо на докембрийский фундамент карбонатные меловые или мел-палеогеновые отложения, несомненно принадлежащие чехлу Туранской плиты.

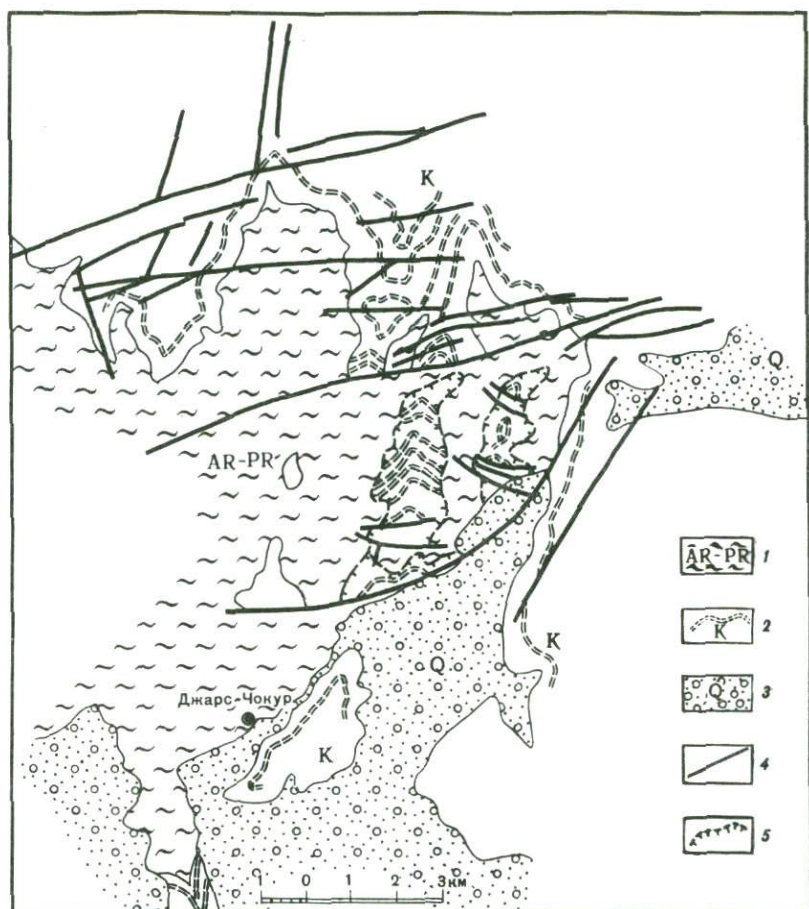


Рис. 11. Взаимоотношения мелового и докембрийского комплексов, разделенных поверхностью срыва (севернее г. Чагчаран)

1 — докембрийские метаморфические толщи; 2 — меловые известняки; 3 — четвертичные отложения; 4 — разрывы; 5 — зоны срывов

Пунктирные линии — отдельные пласты в меловых толщах

В палеозойских и триасовых отложениях преобладают очень простые, часто моноклиальные формы залегания пластов с общим северо-восточным простиранием. Лишь на отдельных участках отмечается существенное усложнение складчатой структуры, обычно приуроченное к местам стыков разнонаправленных разрывных нарушений. Один из таких участков находится, например, в сложном тектоническом узле в районе селения Шари-Нау. Здесь серия вытянутых в северо-восточном направлении блоков срезается протяженным северо-западным разломом. На северо-восточном фланге к этому разлому подходят отложения нижнего триаса. Линии простираний пластов в этих толщах дают в плане пологие плавные изгибы, что при обычных крутых углах падения свидетельствует о весьма своеобразном стиле

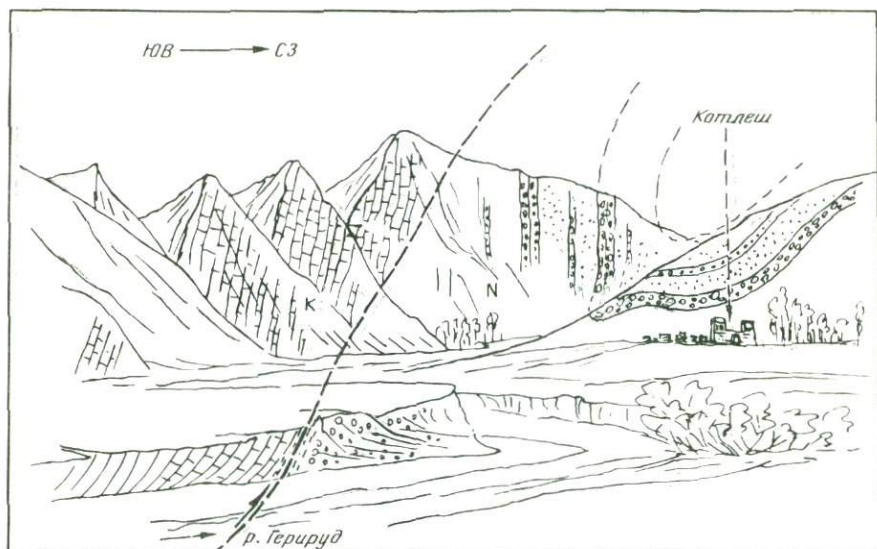


Рис. 12. Надвиговые взаимоотношения меловых и неогеновых отложений в восточной части Мургаб-Герирудского блока

складчатости. Очень спокойное, чаще всего моноклинальное залегание каменноугольных отложений к югу от селения Шари-Нау осложняется рядом дополнительных дислокаций. Последние представляют собой разнообразные складки с очень крутым погружением шарниров. Среди пакетов моноклинально падающих пластов (под углами $40-50^\circ$) они выделяются как поперечные нарушения (по отношению к доминирующему северо-восточному простиранию пород в этом блоке).

Разрыв северо-западного простирания, проходящий в районе селения Шари-Нау, ограничивает с юга крупный блок докембрийского фундамента. В восточной части этого блока наблюдались несколько необычные взаимоотношения докембрийских и залегающих на них дат-палеоценовых отложений (рис. 11). Последние в виде моноклинальных пачек или пологоскладчатых структур залегают на практически горизонтальной поверхности метаморфических сланцев архея—протерозоя. На аэрофотоснимках хорошо виден пологий контакт, срезающий различные горизонты дат-палеоцена. Несмотря на то что сама зона контакта почти не обнажена, только тектоническими взаимоотношениями между этими толщами можно объяснить подобные соотношения. Скорее всего, это результат срыва толщ чехла с фундамента плиты, что особенно отчетливо выражено в этом месте.

В районе г. Чагчаран и несколько восточнее структура Герирудской зоны в значительной степени скрыта под плащом четвертичных образований. На отдельных участках здесь пологолежащие толщи чехла плиты почти вплотную примыкают к р. Герируд. Непосредственно из-под чехла в ряде эрозионных окон выходят архей-протерозойские метаморфические образования. По этим выходам вырисовывается крупный выступ докембрийского фундамента Туранской плиты. Он отчленя-



Рис. 13. Один из продольных разрывов в правом борту долины р. Шива

ется от основного Герирудского разлома узкой грабенообразной впадиной, вытянутой в субширотном направлении.

Система диагональных (по отношению к основному) разрывов наблюдается и далее вплоть до верховьев р. Герируд, однако в междуречье Герируд — Банди-Амир уже не они определяют общую структурную ситуацию. По тектонической напряженности и сложности строения этот участок не сопоставим ни с каким другим во всей рассмотренной полосе правобережья р. Герируд. Стратиграфический интервал выходящих здесь отложений относительно невелик, включая меловые и перекрывающие их неогеновые образования, и лишь в отдельных небольших блоках выходят докембрийские толщи. Плавно погружающийся на юг карбонатный чехол плиты при приближении к Герируду приобретает очень сложную структуру, нарушенную взбросами и надвигами (рис. 12). Как складки, так и разрывные нарушения имеют субширотные простирания, практически параллельные линии основного разрыва. Среди складок преобладают узкие сильно сжатые структуры, часто с вертикальными или подвернутыми на юг крыльями, нередки

сложные, дисгармоничные нарушения (рис. 13). Весьма типичны моноклинальные пачки, залегающие в виде серии чешуй и надвиговых клиньев, в результате чего возникает подчас сдвигание и страивание разреза. Асимметрия и запрокидывание складок вместе с наклоном надвиговых нарушений отражают общую вергентность структур в северном направлении. Амплитуда складок находится в интервале 0,5—1,5 км, а надвигов — по-видимому, в пределах первых сотен метров.

С востока выступ Фирозкох ограничивается Яковлангским грабеном, который входит в систему структур, располагающихся уже непосредственно в пределах южной части Туранской плиты.

КРАЕВЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ ПОЯСА

В этом тектоническом подразделении выделяется целый комплекс протяженных структур, достаточно сложных и разнообразных, относимых к поздним киммеридам и ранним альпидам. На западе рассматриваемого отрезка пояса в него, видимо, можно включать сооружение Большого Кавказа с его мощным терригенно-карбонатным разрезом мезозойских и кайнозойских отложений. Далее к востоку продолжением этой зоны является система Копетдага, окаймляющего альпийские структуры с самого севера. Здесь развит довольно мощный (до 5,5 км) карбонатно-терригенный разрез юры и мела [Бархатов, 1971]. В основании разреза (формация Кашафруд) залегают юрские песчаники и сланцы. Все вышележащие породы образуют единую серию, лишенную заметных перерывов и несогласий. Структуры Биналуда и Копетдага сходятся под углом, образуя причудливый пучок дислокаций, в котором трудно найти границы между отдельными зонами.

Резко различаются по своему строению западный и восточный фланги Копетдага. На востоке это в целом выдержанная система линейных складок, ориентированных в основном в северо-западном направлении. Вблизи границы с Афганистаном происходит сочленение этой зоны со структурами краевого выступа Фирозкох (Паропамиз), но сам характер перехода между ними неясен из-за широкого развития здесь плаща молодых отложений. На западе зона Копетдага преобразуется в сложный пучок складок, разворачивающихся к юго-западу и "утыкающихся" в Южно-Каспийскую впадину. Чрезвычайно интересны системы разрывных нарушений, связанных с этим веером структур. Здесь развиты две группы сдвигов: северо-восточные (левые) и северо-западные (правые) [Расцветаев, 1966].

Перед фронтом Копетдага располагается хорошо выраженный краевой прогиб. Эти две структуры разделены крупным протяженным разрывом сдвиго-надвигового типа.

Киммерийские складчатые сооружения

В виде отдельных фрагментов они протягиваются узкой полосой через всю территорию Афганистана южнее долины р. Герируд и, изгибаясь на северо-восток, уходят в районы Бадахшана и далее — на территорию советского Центрального и Юго-Восточного Памира.

Комплекс последокембрийских отложений, развитых здесь, характеризуется довольно большой мощностью и преимущественно терригенно-карбонатным составом. Он формировался от карбона до юры, хотя для отдельных участков и зон возрастной интервал сильно варьирует. Своеобразие области заключается в очень длительном относительно спокойном развитии, не нарушавшемся сколько-нибудь значительными тектоническими движениями. Лишь в некоторых местах на границе триаса и юры отмечаются размыв и угловое несогласие. Главная же фаза тектонических деформаций приходится на ранний мел. Возможно, что они начались и несколько раньше, как на территории советского Центрального и Юго-Восточного Памира, в конце юры. С этим временем связано внедрение массивов гранитоидов.

Территория отличается гетерогенным строением. Здесь выделяется множество структурно-фациальных зон, различающихся как типами разрезов, так и складчато-разрывными дислокациями. Среди этих зон палеозойско-мезозойского осадконакопления находятся цепочки блоков архей-протерозойских пород. Причудливо вытянутые, изогнутые, местами надвинутые на молодые породы, эти блоки конкордантно включаются в складчатую систему. Чрезвычайно важной особенностью данной области является наличие в ее пределах крупных шарьяжных останцов палеозойских и мезозойских отложений, а также зон сложного чешуйчатого строения. Все это, вместе взятое, с учетом общей компактности, сближенного положения в современной структуре разнотипных зон, свидетельствует об исключительно напряженной тектонике.

Киммериды Центрального Афганистана, располагающиеся южнее Герирудского разрыва, представлены множеством мелких зон-блоков, разделенных разрывными нарушениями и существенно различающихся по составу отложений. Несомненно, в этой области тектонически объединены участки, ранее разобщенные, хотя и находившиеся в целом в довольно близкой тектонической обстановке. Наиболее распространенный тип разреза представлен тонкими терригенными флишоидными образованиями (алевролиты, песчаники, глинистые сланцы), как правило, отвечающими условиям мелководного моря. В некоторых зонах этот комплекс дополняется карбонатными отложениями, местами даже со значительными перерывами и горизонтами бокситовых пород (зона Каргану). Отмечено присутствие морских терригенно-вулканогенных фаций (песчаники и алевролиты с андезитовыми и диабазовыми порфиритами). В наиболее полных разрезах (от карбона до юры) мощность составляет 5—8 км. Наряду с этим в пределах сравнительно ограниченной площади (зона Нальбандон) распространены породы резко сокращенной мощности с преобладанием кремнистых осадков, тонких глинистых известняков, мергелей. Это, несомненно, более глубоководные фации, характеризующие как палеозойские, так и мезозойские комплексы. В целом же можно, по-видимому, предполагать, что основная часть киммерид Центрального Афганистана сформирована из геологических комплексов, развивавшихся в условиях пассивной континентальной окраины Евразии и прилегающих частей открытого океана. Не исключено, что сюда же включены и фрагмен-

ты небольших микроконтинентов северного Тетиса. В процессе сжатия они были сдавлены, дислоцированы и тесно сгруппированы.

Во всех зонах развиты преимущественно сложные, предельно сжатые складчатые дислокации, очень часто приближающиеся по своей морфологии к изоклинальным. Нередко наблюдается серия моноклинальных пакетов, разделенных продольными разрывными нарушениями. Складки во многих местах довольно причудливо изогнуты в плане в соответствии с контурами самых зон. Лишь на очень ограниченных участках можно встретить сравнительно простые пологие складчатые структуры, брахиформные дислокации (зона Хафткала). В области Центрального Афганистана располагаются наиболее значительные тектонические покровы, сконцентрированные главным образом южнее р. Герируд в ее среднем и нижнем течении. Севернее селения Шорак находится серия надвиговых пластин, в которых в качестве аллохтонного комплекса выступают в основном верхнедевонско-каменноугольные отложения мощностью около 800 м. Они перекрывают палеогеновые или неогеновые слои. Наиболее крупные останцы покровов имеют в длину до 25, а в ширину — до 10 км. Внутренняя структура шарьяжей обычно весьма проста. Характерны пологие брахиформные, различно ориентированные складки небольшой амплитуды, нередко моноклинальное залегание пластов. В отдельных случаях наблюдается неоднократное чешуйчатое надвигание шарьяжных пластин одна на другую. Помимо верхнедевонско-каменноугольных, в аллохтонном комплексе на этом участке присутствуют также венд-ордовикские и средне-верхнеюрские отложения. Подошвы всех покровов субгоризонтальны или полого наклонны.

Несколько более мелких покровов закартировано юго-западнее г. Герат. На палеогене и неогене здесь залегают верхнепротерозойские, венд-ордовикские, девонские, каменноугольные и юрские отложения. Аллохтонные комплексы смыты в пологие складки, нередко разбиты нарушениями на отдельные небольшие пластины.

Область киммерийской складчатости прослеживается далеко на северо-восток — в Центральный Бадахшан, где она выделяется в виде клиновидного блока, примыкающего с востока к мощному нарушению, являющемуся продолжением Герирудского разлома. Наиболее характерны для этой области (так же, как и для района Вахана) терригенные черносланцевые толщи поздне триасового — среднеюрского возраста, мощностью порядка 4000—5000 м. Они слагают огромные территории, в пределах которых нет никаких данных об их взаимоотношениях с подстилающими и перекрывающими комплексами. Примечательна очень слабая степень дислоцированности на отдельных участках, например в бассейне р. Нахчипар. Здесь преобладают спокойные, пологие складки, на обширных площадях отмечается практически горизонтальное залегание слоев. Широко распространены флексурные складки, мелкие дисгармоничные нарушения, а также моноклинали с углами падения не более 40—50°. Многие из этих дислокаций, вероятно, связаны с блоковыми подвижками или же с динамическим воздействием широко развитых здесь интрузивных тел.

Несравненно сложнее построен участок, непосредственно примы-

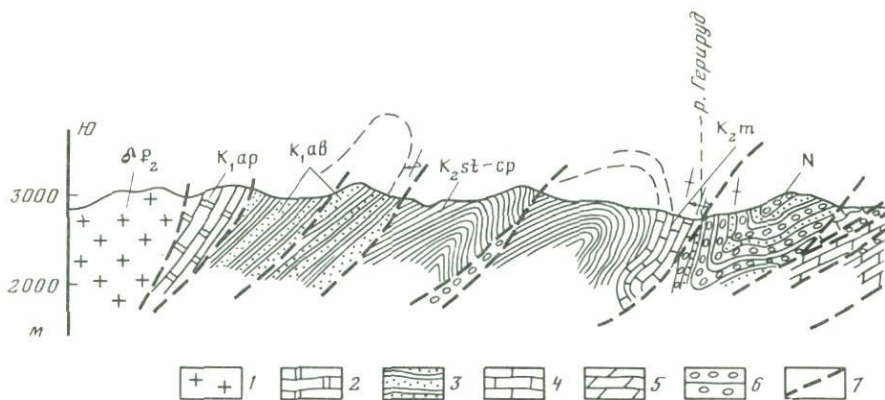


Рис. 14. Геологический разрез через участок интенсивного смятия в верхьях р. Герируд
1 — граниты; 2 — доломиты; 3 — песчаники и алевролиты; 4 — известняки; 5 — мергели; 6 — конгломераты; 7 — разрывы

кающий к основному разрыву (зона Шива). Он представляет собой сложную систему блоков, чешуй, тектонических клиньев, сложенных различными структурно-формационными комплексами, взаимоотношения между которыми во многих случаях неясны. В целом зона имеет форму клина, сходящегося в южном направлении в районе селения Джурм.

Палеозойские отложения в пределах зоны Шива по своей формационной принадлежности являются субплатформенными образованиями и характеризуются самыми разнообразными формами залегания и стилем дислокаций. На крайнем севере зоны выделяется участок, ограниченный мощными продольными разрывами. Система крутых ветвящихся разрывов (рис. 14) прослеживается и внутри участка, разбивая его на серию узких продольных блоков. Общая структура зоны в этом месте иллюстрируется профилем, составленным по долине р. Бегав — левого притока р. Пяндж (рис. 15).

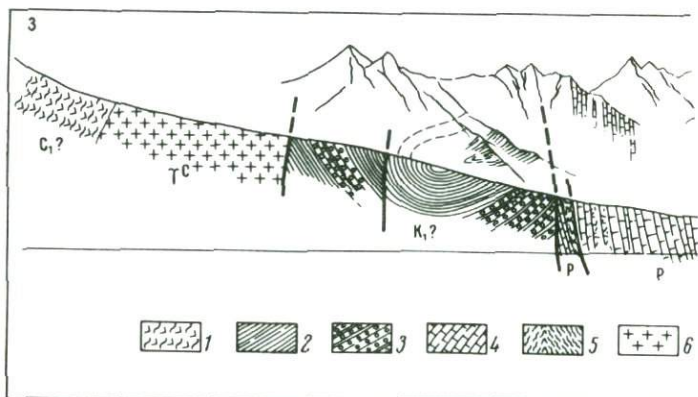
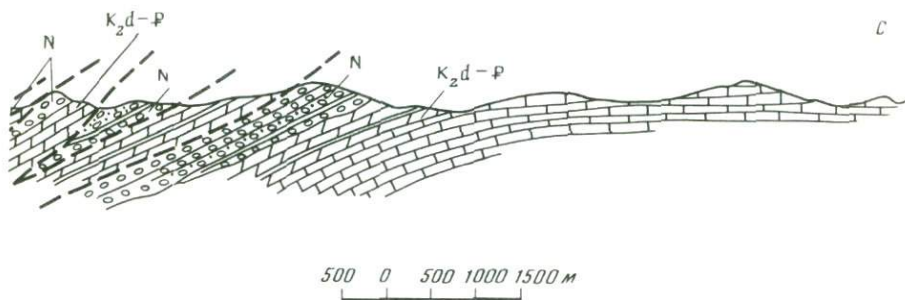
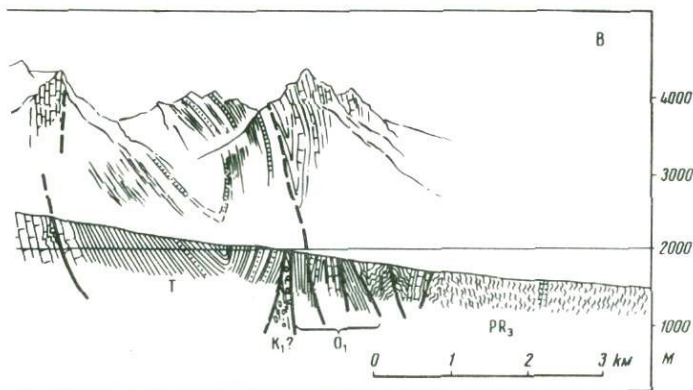


Рис. 15. Геологический разрез через зону Шива (по долине р. Бегав)
1 — зеленые сланцы; 2 — филлиты; 3 — конгломераты; 4 — известняки; 5 — гнейсы; 6 — граниты



В центральной части зоны выделяется протяженная синклиналь, сложенная сланцевыми толщами триаса, с падением пластов на крыльях под углами $60-70^\circ$. На отдельных участках наблюдаются запрокинутые залегания, а сама синклиналь приобретает облик почти лежащей складки с падением осевой плоскости на восток под углом около 60° . Крылья синклинали сорваны по разрывам. Исключительно сложно дислоцированы ордовикские карбонатные отложения в узком блоке, примыкающем к этой синклинали с востока (рис. 16).

Напряженная, сложная складчатость ордовикских и силурийских отложений наблюдается в системе хребтов к северо-западу от селения Шарист (см. рис. 16). Узкие глубокие синклинали шириной до 1 км хорошо просматриваются здесь благодаря тому, что в их ядрах вскрываются силурийские известняки. Характерны сложные изгибы пластов в замковых частях складок, а также многочисленные зоны дробления массивных известняковых пачек. В сланцевых толщах сред-



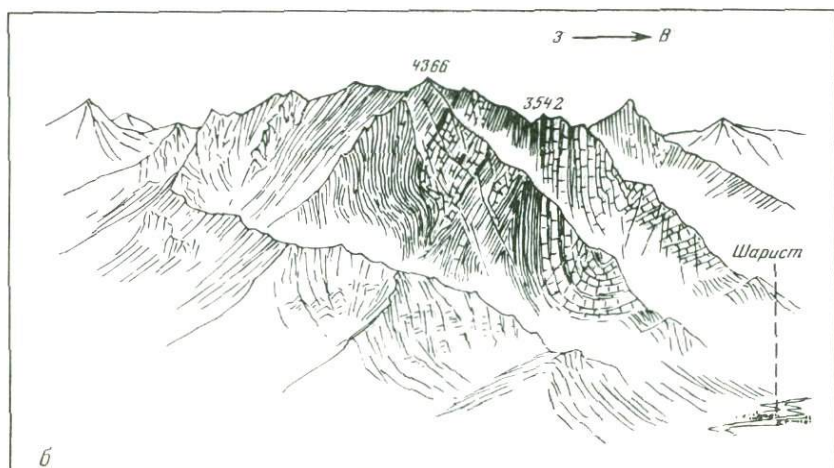
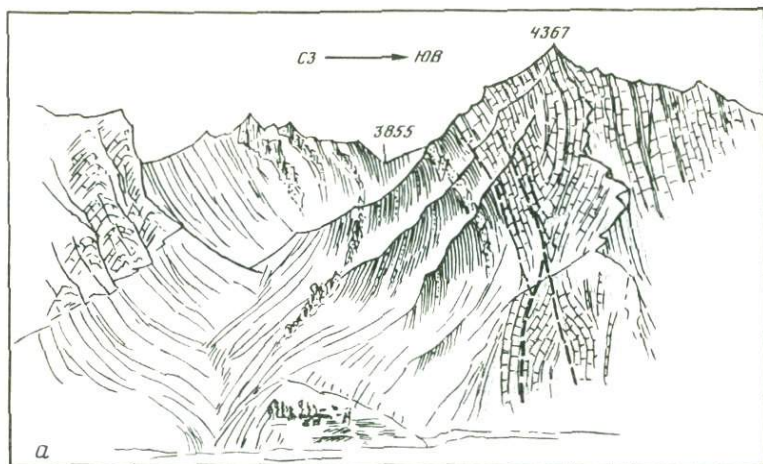


Рис. 16. Складки в палеозойских отложениях бассейна среднего течения р. Шива (а) и в районе селения Шарист (б)

него—верхнего ордовика развиты преимущественно крутые килевидные антиклинали.

Пермские отложения к западу от триасовой синклинали характеризуются простым моноклинальным строением. Отдельные дополнительные дислокации в основном приурочены к продольным зонам межслоевых подвижек и срывов.

В тесной связи с общей структурой зоны находится также крупный блок, в пределах которого выходят грубообломочные меловые отложения. На профиле по р. Бегав в пределах этого блока вырисовывается крупная синклинали складка, крылья которой сложены преимущественно конгломератами, а в ядре выходят красноцветные алевролиты. В пластах на юго-восточном крыле синклинали углы паде-

ния меняются от почти 90° до $40-45^\circ$. На западном крыле фиксируются запрокинутые залегания (до $30-40^\circ$), а в ядре пласты изогнуты в типичную лежащую складку с практически горизонтальной осевой поверхностью. В отличие от большинства структур рассматриваемого участка, ориентированных параллельно общему простиранию зоны и главнейших разрывных нарушений, эта синклираль занимает несколько необычное "косое" положение (азимут простирания — $40-45^\circ$).

Южное окончание зоны Шива, клинообразно сходящееся в узкий шов вдоль долины р. Кокча, несколько выделяется по своему строению. Об исключительной направленности дислокаций на этом участке свидетельствуют форма залегания пластов в большинстве блоков в виде крутых (обычно вертикальных) моноклиналей, интенсивное дробление пород, следы будинажа. Вероятно, именно в процессе динамометаморфизма известняки в ряде мест превращены в настоящие мраморы, в которых видны следы пластического течения материала с образованием внутрислоевой микроскладчатости.

Реликты шарьяжных останцов сохранились на отдельных участках в бассейне р. Шива. Практически недеформированные известняки, переполненные девонскими брахиоподами, в виде маломощного чехла залегают в водораздельных частях хребтов, сложенных верхнепротерозойскими отложениями. Учитывая общее представление о строении разреза палеозоя этой зоны, нормальное стратиграфическое взаимоотношение в данном случае исключается. Базальные горизонты девона здесь отсутствуют, а в основании известняков наблюдаются зоны интенсивного дробления перетертых пород и другие признаки активного тектонического контакта. Характерно явление горизонтального "отслаивания" некоторых пачек и смещение их по пологим срывам, в результате чего возникают дисгармоничные деформации.

Вероятно, в аллохтонном залегании находятся и две крупные структуры в бассейне правых притоков р. Шива, сложенные мезозойскими образованиями. Одна из них представляет собой весьма простую по строению синклиральную складку, протягивающуюся в меридиональном направлении на 30 км при ширине 5—7 км. Это ярко выраженная пологая коробчатая синклираль (рис. 17). Выходящие на крыльях триасовые сланцы залегают под углами $30-40^\circ$, а ядро складки сложено юрскими известняками, в виде очень полой мульды сохранившимися на вершинах хребтов (рис. 18). Складка со всех сторон ограничена разрывами (местами достаточно пологими) и представляет собой тектонически изолированный блок. С запада она окаймлена линией надвига, который к северу выполаживается, повторяя в плане центриклинальное замыкание синклинали. На этом участке триасовые отложения залегают на верхнепротерозойских в виде пологого покрова. Восточный разрыв представляет собой протяженный крутой взброс, по которому вендские отложения надвинуты в сторону синклинали. Этим нарушением косо срезано южное окончание синклинали.

Важнейшей особенностью останцов шарьяжей и зон тектонических чешуй является присутствие в аллохтонном комплексе отложений, чужеродных для рассмотренной области. Вопрос о первичном положении этих формаций тесно связан с проблемой механизма формирования

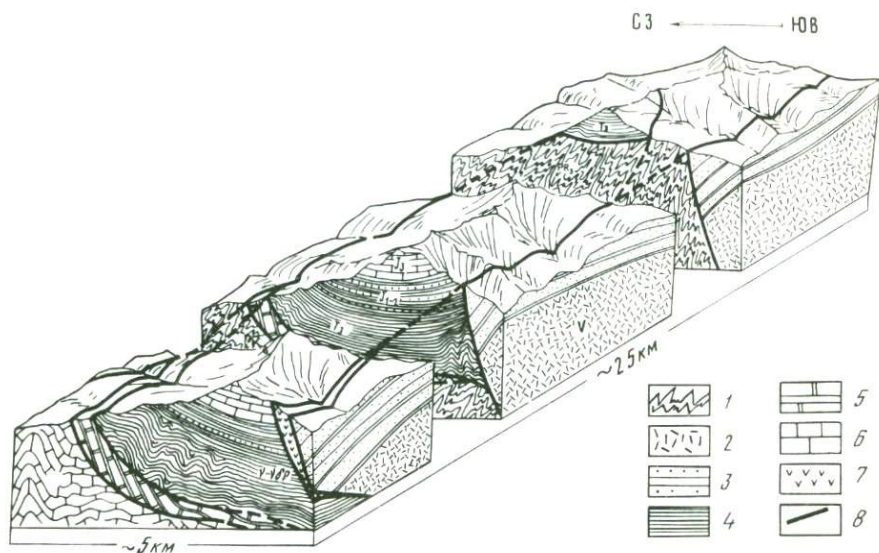


Рис. 17. Блок-диаграмма сорванной синклинальной складки левобережья р. Шива
 1 — гнейсы; 2 — кислые вулканиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — известняки; 7 — интрузия габбро; 8 — разрывы

покровов. В настоящее время нельзя сколько-нибудь определенно ответить на эти вопросы. Принимая во внимание исключительно простую структуру аллохтонных пластин, можно предполагать как весьма вероятное их гравитационное происхождение. Однако корни покровов, место, откуда они могли сползти, остаются пока невыясненными. Вместе с тем четкая пространственная локализация шарьяжей и чешуй в узкой, протяженной, исключительно сложной полосе позволяет предполагать генетическую связь их с крупнейшим нарушением. При сложных и разнонаправленных перемещениях могли происходить как воздымание отдельных блоков (с последующим оползанием осадков с них), так и выдвливание пластичных отложений, а также срывы достаточно мощных толщ при региональном сжатии фундамента и т.п.

Шарьяжные останцы и зоны чешуй, распространенные в Среднем Афганистане, примерно в аналогичной тектонической ситуации известны и на территории советского Памира [Руженцев, 1970]. В состав рассматриваемой области здесь, по-видимому, следует включать несколько зон. Зона Юго-Восточного Памира, отчлененная с юго-запада серией известных Гунт-Аличурских разломов [Бархатов, 1963], характеризуется широким развитием комплексов верхнего палеозоя и нижнего мезозоя карбонатно-терригенного состава мощностью до 3—4 км. Наиболее существенные тектонические движения, приведшие к формированию складчатой структуры, связаны, по-видимому, с меловым или несколько более поздним временем. В пределах этой зоны выделяется несколько крупных складчатых структур (Ба-

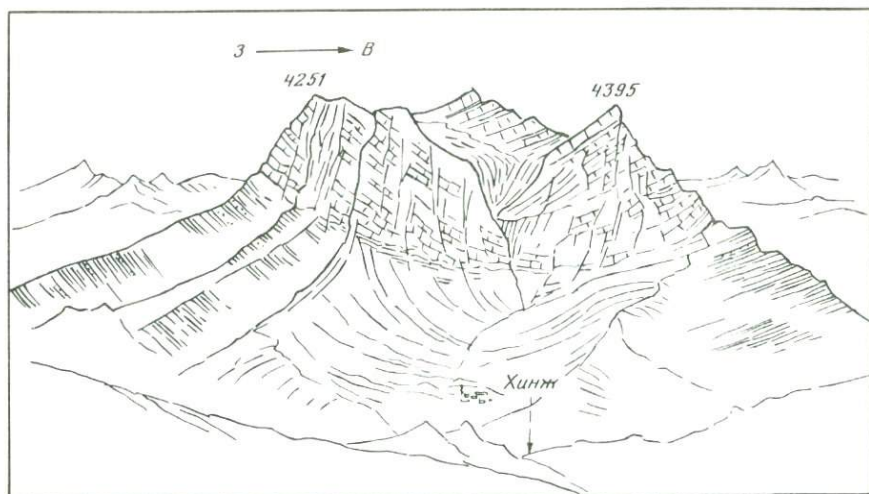


Рис. 18. Известняки верхней юры в ядре синклинали, изображенной на рис. 17

зардаринская, Пшартская, Рушанская и др.) субмеридионального и северо-западного простираний, разделенных параллельными разрывными нарушениями. Широко развиты здесь разнообразные интрузии гранитоидов, особенно многочисленные при приближении к северо-восточному окончанию Южно-Бадахшанского массива. В направлении на запад и юго-запад происходит тектоническое выклинивание этой зоны Южного Памира. На востоке последняя теснейшим образом связана с пока еще плохо изученной системой Западного Каракорума [Desio et al., 1968].

Севернее выделяется зона Центрального Памира, ограниченная сходящимися на западе крупнейшими дугообразными разрывными нарушениями: Ванч-Акбайтальским и Гунт-Аличурским. На западе этой зоны широко распространены нижне-среднепалеозойские образования, выходящие в виде сложно построенного горста. В разрезе палеозоя преобладают песчано-глинистые образования, реже встречаются карбонатные породы. Для зоны характерны интенсивные складчатые дислокации, а также отдельные покровные структуры, прослеженные, как было показано, и на территории Афганистана (зона Шива). В восточной части зоны ведущая роль принадлежит сланцевым толщам триас-юрского возраста, мощность которых нередко превышает 4 км. Здесь же особенно велико количество гранитных интрузий, нередко вытягивающихся вдоль важнейших разрывных нарушений. Наконец, следует отметить также наличие в этой зоне, по долине р. Пяндж, например, сравнительно небольших грабенообразных впадин, выполненных мел-палеогеновыми красноцветными толщами, иногда в ассоциации с эффузивами андезит-дацитового состава.

Прогиб Фарахруд

Южнее системы сложных Герирудских дислокаций располагается прогиб Фарахруд. В плане он представляет собой большой треугольник, острым углом направленный к северо-востоку, в район Пенджабского синтаксиса. Северная и юго-восточная его границы образованы крупными разрывными нарушениями, и сама форма прогиба обусловлена, вероятно, его тектоническим "выклиниванием", срезанием части фациальных зон.

Тектоническая природа прогиба во многом остается спорной, и прежде всего неясен характер его фундамента. Верхний комплекс, представленный терригенно-карбонатными породами верхней юры—нижнего мела, практически занимает всю территорию, скрывая ниже лежащие образования. Лишь в краевых частях, в напряженной тектонической обстановке находятся выходы более древних комплексов, которые с той или иной долей достоверности можно рассматривать как фундамент прогиба. С одной стороны, в отдельных блоках вблизи границ прогиба встречаются образования, представленные терригенной сланцевой формацией карбона-юры, определенно напоминающей комплексы выходящих севернее киммерид. В одном из хребтов (Кишмаран) даже отмечен предположительный несогласный контакт этой толщи с баррем-аптскими слоями чехла. С другой стороны, с юго-востока прогиб обрамляется мощным офиолитовым швом Хашруд и, хотя контакты здесь чаще всего тектонические, не исключено, что эффузивно-осадочная часть офиолитовой серии может прослеживаться и к северо-западу, погружаясь под меловой чехол. Это породило предположение о возможности заложения всего Фарахрудского прогиба на коре океанического типа [Карапетов и др., 1975].

Наиболее вероятным все же кажется допущение, что фундамент этой области гетерогенен, что находит определенное подтверждение и в данных аэромагнитной съемки [Bosum et al., 1968]. В соответствии с этими данными отчетливо выделяется юго-западная часть прогиба (зона Шинланд), в основании которой геофизики предполагают древнее кристаллическое основание под относительно маломощным осадочным чехлом. Восточная же часть Фарахрудского клина по магнитометрическим данным характеризуется очень глубоким залеганием фундамента, так что в процессе интерпретации геофизикам не удалось произвести количественного расчета рельефа магнитного основания из-за его недоступности для применявшихся методов исследования. Ориентировочная оценка глубины превышает 10 км. Предполагается, что магнитный фундамент от зоны Герирудского шва погружается в южном направлении под углом около 70° . Таким образом, часть Фарахрудского прогиба представлена, вероятно, фрагментами океанической коры, деформированной в процессе сжатия и несколько преобразованной, а часть (юго-западная) может иметь фундамент континентального типа.

Верхний формационный комплекс наиболее полно представлен в восточной части прогиба (зона Харутруд). Здесь выделяется нижняя, терригенная часть (около 5000 м), отвечающая верхам юры—ниж-

нему мелу, и верхняя, карбонатная (до 1600 м), соответствующая самым верхам мела.

Структурно зона Харутруд построена в виде веерообразно расходящегося в юго-западном направлении пучка линейных дислокаций. И складки, и разрывные нарушения характеризуются очень большой протяженностью. Здесь встречаются довольно разнообразные по форме складки: от пологих, почти брахиформных, до сильно сжатых, изоклиналильных.

Терригенная и карбонатная части разреза смяты существенно по-разному. В пластичной песчано-сланцевой толще преобладают линейные глубокие и крутые складки с обычным падением пластов на крыльях под углами 40—80°. Широко развиты асимметричные и опрокинутые структуры. С приближением к известняковой, верхней толще дислокации существенно упрощаются и выполаживаются. Складки приобретают в плане овальные очертания с мягкими округлыми формами замков.

Наиболее сложно построена центральная часть зоны, в среднем течении р. Фарахруд. Здесь вырисовывается выступ антиклинорного типа, выделяющийся складчато-надвиговой структурой. В отдельных вытянутых в субширотном направлении узких блоках наблюдаются складки коробчатого, гребневидного типа, переходящие вблизи разрывных нарушений в сложную систему мелких изоклиналей. Местами же видна система круто или даже вертикально залегающих пластов. Пликативные дислокации рассечены системой параллельных разрывов, часто взбросо-надвигового типа.

В направлении на восток и северо-восток наблюдается отчетливое усложнение дислокаций вблизи вершины Фарахрудского клина. Увеличивается степень сжатия складок, более резкими становятся перегибы замков, появляются многочисленные срывы, системы чешуй и клиньев.

Как складчатые, так и разрывные нарушения зоны, ориентированные в северо-восточном направлении, косо подходят к системам мощных разрывов на границе с областью мезозойской консолидации, расположенной севернее. Главную роль в строении юго-западной части прогиба играет комплекс баррем-аптских отложений мощностью около 2000 м. В основании комплекса отмечается резкое угловое несогласие. Представлены эти отложения известняками, среди которых существенную роль играют рифовые фации. Следует отметить присутствие в данном районе формации наземных вулканитов палеоцен-эоценового возраста. Породы аналогичного состава и возраста особенно широко распространены западнее, в Центральном Иране и на глыбе Лут. В Афганистане же они известны в пограничных районах, где перекрывают часть Фарахрудского прогиба, и в виде отдельных небольших полей закартированы даже на юго-западной окраине Туранской плиты (севернее и северо-восточнее г. Герат). Можно предполагать, что наличие этих вулканитов говорит об особом этапе в развитии области, когда разнородные структурные элементы, выделяющиеся здесь, находились уже в положении, близком к современному, а не были разобщены в пространстве.

По составу среди вулканитов выделяются преимущественно андезито-базальтовые лавы (местами с липарит-дацитовыми компонентами) и пирокластические породы, так же, как и на территории Ирана, отвечающие представлениям об известково-щелочной серии. Очень часто в ассоциации с вулканогенными породами находятся и интрузивные (субвулканические) тела гранитоидного ряда (диорит-монзониты). Поля развития вулканитов имеют сложно очерченные контуры, очень часто обусловленные сеткой разрывных нарушений, отделяющих палеогеновые отложения от меловых. По существу, это неправильной формы очень пологие котловины, в наиболее глубоких частях которых встречаются также и неогеновые осадки. Породы палеоцен-эоценового комплекса довольно интенсивно дислоцированы. Большинство складок имеет северо-восточное простирание. Однако на востоке появляются весьма своеобразные дислокации, резко контрастирующие со стилем складчатости смежной зоны Харутруд. Складчатонадвиговые субширотные структуры последней резко обрезаются здесь меридиональным разломом, к которому с запада примыкает поперечно ориентированная крупная синклиналь. В плане она имеет необычную, почти треугольную форму, вытянутую с севера на юг более чем на 4 км. В целом это весьма пологая мульда (углы падения крыльев $15-30^\circ$), замыкание которой вырисовывается в виде двух структурных носов, ориентированных почти в противоположные стороны. Южнее этой синклинали выделяется несколько более мелких брахиформных складок, контуры которых в плане нередко также имеют причудливые "лапчатые" очертания. Оси их вытянуты преимущественно в северо-восточном, местами почти меридиональном направлении.

Разрывные нарушения Фарахрудского прогиба в целом подчинены общему плану дислокаций. В восточной его части (зона Харутруд) ведущая роль принадлежит, несомненно, продольным нарушениям, среди которых встречаются весьма крупные. Большая часть разрывов, по всей видимости, тесно связана с общим процессом деформации прогиба и формирования складчатой структуры. По механизму движения это обычно взбросы, небольшие надвиги, иногда кососекущие сдвиги, наконец, срывы по границам механически разнородных сред. Амплитуда перемещения по ним находится в пределах сотен метров, иногда достигая 1000—2000 м.

Разломы западной части Фарахрудского прогиба (зона Шинданд) в большинстве своем явно связаны с блоковой тектоникой, поскольку преобладают среди них вертикальные сбросы, шарнирные сбросы, крупные трещины. Помимо северо-восточных, широко развиты разрывы и других направлений.

Достаточно единообразно ориентированные дислокации Фарахрудского прогиба на крайнем западе, у границы с Ираном, сочленяются со структурами резко отличных направлений. Это особенно отчетливо вырисовывается по характерному притыканию почти под прямым углом разрывов северо-восточных и северо-западных направлений. Появление последних, несомненно, обусловлено влиянием находящейся в непосредственной близости мощной субмеридиональной зоны по восточной окраине глыбы Лут в Иране. Таким образом, в пограничных районах

Ирана и Афганистана наблюдается уникальная ситуация — структуры Фарахрудского прогиба, веерообразно расходящиеся к юго-западу, вдруг резко, практически по прямой линии срезаются поперечным швом. Создается впечатление, что в целом прогиб "вдавлен" между жесткими блоками — глыбой Лут и Гильменд-Аргандабским массивом.

К рассмотренной зоне приурочены многочисленные и крупные разрывные нарушения. Одним из наиболее значительных и интересных является Герирудский разлом. Он протягивается через весь Афганистан и является глубинным швом очень сложного строения. Долина р. Герируд выше селения Чишти-Шариф трассирует этот шов. Система блоков докембрия, приведенных в соприкосновение с молодыми (неоген-четвертичными) грабен-впадинами, характерна для этого отрезка. Четкая линия разрыва прослеживается южнее селения Яковланг у г. Бамиан, где она отделяет карбонатные отложения Туранской плиты от палеозойских складчатых комплексов Центрального Афганистана. Далее на северо-восток эта зона уходит на перевал Шибар, вдоль рек Горбанд и Панджшер, вклиниваясь в область развития докембрийских и палеозойских толщ Гиндукуша и Бадахшана. Узкая полоса неогеновых наложенных впадин сопровождает зону разрыва.

Западнее селения Чишти—Шариф зона основного разлома "расщепляется" на несколько ветвей. Одна из них по левобережью р. Герируд проходит к югу от г. Герат и, отклоняясь на юго-запад, растворяется в системе структур Западного Афганистана, окаймляющих Фарахрудский прогиб. Другая серия разрывов прослеживается в субширотном направлении, теряясь под молодыми отложениями в районе г. Герат. Между этими двумя ветвями вклинивается крупный блок докембрия. И наконец, полоса выходов триасовых отложений сложного блокового строения (краевой выступ плиты) протягивается севернее г. Герат, изгибаясь на северо-запад. Естественным продолжением этой ветви уже за пределами Афганистана являются складки системы Копетдага.

Герирудский разрыв сопровождается сложной ассоциацией структур [Сборщиков и др., 1974]. Первое, что обращает на себя внимание, это наличие закономерно ориентированных разрывов и складчатых дислокаций к северу и югу от основного нарушения. На отрезке от Чишти-Шарифа до Яковланга повсеместно Главный Герирудский разлом сопровождается разрывами, примыкающими к нему под острым углом и вытянутыми в направлении северо-восток—юго-запад. Подобная картина типична для сдвигов с опережающими сколовыми трещинами. Предположение о наличии правостороннего сдвига вдоль Герируда высказывалось и ранее [Wellman, 1966; Хаин, 1969]. Такой вывод кажется правдоподобным при рассмотрении даже в самых общих чертах строения Юго-Западного Афганистана (главным образом Фарахрудского прогиба). По существу же определенная генетическая связь со сдвигом (к югу от него) обнаруживается лишь в структуре узкой полосы хребта Сиахкох по левобережью Герируда, выделяющейся и своеобразным комплексом отложений. Общее северо-восточное, с разворотом почти до широтного, простираение складок и разрывов здесь и дугообразное замыкание докембрийского блока на западе находят логи-

чное объяснение в схеме правостороннего сдвига с движением южного его крыла вдоль Герирудского разрыва на запад.

В процессе сдвиговых смещений, очевидно, оказались затронутыми и структуры к северу от Герирудского шва — выступ Фирозкох и краевые части Туранской плиты. При этом крупный Мургаб-Герирудский блок можно рассматривать как единую отколовшуюся глыбу (рис. 19). Зона растяжения и отрыва в головной его части фиксируется сбросами, ограничивающими Яковлангский грабен, заполнявшийся по мере погружения неоген-четвертичными грубообломочными толщами. Эти сбросы переходят в субширотные сдвиги, уходящие

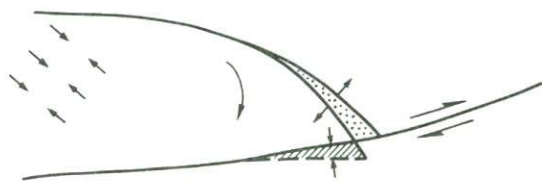


Рис. 19. Схема движения Мургаб-Герирудского блока в зоне правостороннего сдвига

к поднятию Банди-Туркестан. В тыловой части Мургаб-Герирудского блока возникает серия характерных флексурных складок как результат коробления чехла, компенсирующего растяжение в районе Яковланга. Очевидно, с этим же связаны и наблюдавшиеся в некоторых местах срывы между известняковым мелом и докембрийским метаморфическим фундаментом (см. рис. 11). Вероятно, такие срывы могли возникать и на других контактах механически разнородных сред. Особенно интересна система сложных надвигов и складок верховьев р. Герируд.

Появление такого участка особо напряженного сжатия может быть объяснено движением Мургаб-Герирудского блока (см. рис. 19). При сдвиге естественен некоторый поворот блока, так что восточный его край несколько выдвигался к югу и при этом неминуемо должен был деформироваться, сжаться. С учетом такого поворота становится понятной и ориентировка флексурных складок.

С общим движением Мургаб-Герирудского блока, вероятно, связаны и дугообразные разрывы к северу от Чишти-Шарифа как своеобразные, изогнувшиеся трещины отрыва. Такова же, быть может, природа и некоторых дислокаций в системе северо-восточных блоков к западу от Чагчарана. Это складки с очень крутыми и подчас вертикальными шарнирами, осложняющие сравнительно простые крутые моноклинальные структуры и, очевидно, связанные со вторичными, "наложенными" деформациями.

Таким образом, выделяясь в современном виде как сооружение сложного блокового строения, Герирудская зона несет явные следы сдвигового перемещения. Общее положение основного Герирудского разлома таково, что получить прямые геологические данные о величине смещения идентичных образований по разные стороны от него чрезвычайно сложно. В силу этого даже ориентировочно трудно оценить и амплитуду горизонтального перемещения в прошлом. Единственным

обоснованием правостороннего сдвига может служить чисто структурный анализ.

Естественен вопрос, с какого времени движения по Герирудскому разрыву приобрели характер правого сдвига? Если справедливо сделанное предположение о смещении Мургаб-Герирудского блока, то, очевидно, в качестве времени начала правосторонних подвижек следует принимать по крайней мере момент образования Яковлангского грабена, т.е. миоцен.

Очевидно, в результате горизонтальных подвижек на этом участке оказались приведенными в соприкосновение по зоне нарушения тектонические элементы, разнородные по своему строению и развитию. Вероятно, именно этим объясняется отсутствие здесь фронтальной структуры типа краевых прогибов. Последние, как известно, представляют собой образования, развивающиеся длительно и обязательно в тесной связи с прилегающими складчатыми областями [Шатский, 1964; Пушаровский, 1959; Зоненшайн и др., 1966]. Краевой Герирудский шов и сдвиговые подвижки по нему в значительной степени нарушили такую связь. Определенную роль, несомненно, сыграло и приподнятое положение (на отдельных участках) кристаллического основания южной окраины Туранской плиты, что обычно препятствует заложению краевого прогиба.

Герирудский разлом, изгибаясь в северо-северо-восточном направлении, идет в Афганский Бадахшан и далее сочленяется не с южным разломом Памира, как ранее предполагал А. Дезио [Desio, 1965a], а с Центрально-Памирским (Акбайтальским) нарушением. В Северном Афганистане разрыв является очень четкой зоной, разграничивающей расположенные к западу герциниды и "внутренние" киммерийские структуры (зоны Центрального Памира). В то время как киммерийские зоны с их сложной складчато-надвиговой структурой вытянуты практически параллельно линии разрыва, герцинские комплексы ориентированы в северо-восточном направлении и подходят с запада к разрыву под углом. В таком же направлении вытянуты и разрывные нарушения, развитые в области герцинид. По некоторым из этих нарушений отмечены правосдвиговые подвижки, выявленные при съемке как по характерным структурным рисункам, так и по смещению картируемых геологических границ. Кроме того, в различных местах пограничной зоны видны косо ориентированные (в северо-восточном направлении) складки, резко диссонирующие с преобладающими здесь продольными дислокациями. Все это дало основание для предположения того, что на продолжении Герирудского сдвига в Бадахшане находится разрыв также с правосторонним смещением [Сборщиков, 1976].

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ БЛОКИ (СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ)

Континентальные блоки занимают центральную часть пояса и на рассматриваемом отрезке известны от Кавказа до Памира. Предположения о существовании в пределах Афганистана и Пакистана крупных жестких масс возникли уже задолго до детальных работ, и на этот счет высказывались самые различные идеи, а контуры массивов обычно

рисовались в самом приближенном виде. Наиболее загадочной, как правило, представлялась территория впадины Сейстан, где под покровом молодых отложений еще со времен А.Д. Архангельского предполагалось существование основной Южно-Афганской или Гильменд-Белуджистанской глыбы, упоминаемой различными исследователя [Казьмин, Кулаков, 1969; Воскресенский и др., 1971]. Наиболее активные сторонники такого рода идей склонны рассматривать всю территорию между Герирудским разломом и Белуджистанской складчатой системой как некий единый срединный массив [Стажило-Алексеев и др., 1973; Геология..., 1980]. К внутренним континентальным блокам следует относить значительные площади на северо-востоке Афганистана и в прилегающих районах Пакистана, где широко развиты докембрийские метаморфические образования. Здесь обычно выделяют Нуристанский (или Хазарский) [Славин, Мирзод, 1969] и Южно-Бадахшанский [Перфильев, Моралев, 1971] массивы.

По давней традиции для такого рода образований применяется термин "срединный массив". Однако сами принципы выделения структур под таким названием и тем более объяснение их тектонической природы как устойчивых блоков носят формальный характер, оставляя немало места для различного рода домыслов, предположений. В самом деле срединное положение какого-то участка внутри складчатой области ничего не объясняет, да к тому же появляется все больше аргументов в пользу большой латеральной подвижности многих массивов.

Бесспорно, внутри Альпийского пояса должны выделяться особые тектонические образования, которые выделяются на фоне складчатых зон относительно простотой строения, сравнительно невысокой деформированностью. Не вызывает сомнений, что они сформированы на континентальной, достаточно мощной коре. Основанием таких массивов служат многокилометровые метаморфические комплексы докембрия, а чехол представлен самыми разнообразными осадочными толщами фанерозоя. В Афгано-Пакистанском регионе для всех массивов типичен совершенно определенный гранитоидный магматизм (батолиты и частично субвулканические гранитоиды). Массивы практически повсеместно ограничены мощнейшими разрывными нарушениями с крупными горизонтальными подвижками вдоль них. Очень часто по границам развиты породы офиолитовой серии, располагающиеся в виде протяженных цепочек, узких шовных зон. Надвиговые взаимоотношения резко различных по возрасту и формационной принадлежности пород на таких границах довольно обычны, но не обязательны. Есть все основания говорить о том, что массивы испытали значительные горизонтальные смещения и в начале мезозоя были разделены достаточно обширными регионами океанического или субокеанического типа. Все это заставляет рассматривать их как самостоятельные микроконтинентальные блоки (микроплиты), располагавшиеся в различных участках Тетиса и сгруппированные в процессе замыкания этого океанического бассейна.

Закавказский срединный массив

В пределах Закавказья давно уже выделяется область, называемая или "промежуточной" зоной [Хаин, 1969], или Закавказским срединным массивом [Адамия и др., 1977]. В центральной части здесь известен выход кристаллического основания (Дзирульский блок), по обе стороны от которого располагаются Куринская и Рионская впадины, выполненные молодыми терригенными толщами. Еще далее к югу находятся два крупных складчатых сооружения, сложенных преимущественно палеогеновыми вулканогенно-терригенными толщами и образующих вместе выпуклую к северу дугу. Это Аджаро-Триалетская и Талышская зоны, возникшие, по некоторым данным [Адамия и др., 1974], как рифтообразные структуры. Флишоидные и базальтовые толщи палеогена в них достигают мощности 7—10 км. Тавро-Кавказский регион, безусловно, выделяется в сравнении с прилегающими областями. Если восточнее располагается относительно просто построенная зона Срединного Ирана, а западнее находится система массивов Турции, рассеченных на остроугольные блоки крупнейшими разрывами [Кетин, 1966], то здесь, в структуре Закавказья, общий рисунок определяется системой линейных, вытянутых на север складчатых зон. Обломки блоков основания спорадически встречаются и здесь, но пространственно они подчинены линейной ориентировке офиолитовых поясов.

В строении этого участка Альпийского пояса ощущается влияние очень крупного поперечного элемента. Прежде всего выделяется вклинивающаяся глубоко на север полоса выходов молодых вулканитов, простирающаяся от области Иранского и Турецкого Курдистана через Армению почти до Тбилиси. Эта вулканическая провинция, подробно рассмотренная в работе Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского [1973], справедливо оценивается как крупная аномальная зона, связанная с повышенным разогревом подкорового материала и наличием поперечной ослабленной зоны. Материалы по глубинному строению Кавказа подтверждают наличие такой зоны [Балавадзе, Тулиани, 1974; Резанов, 1975; Вольвовский, Шлезингер, 1975], хотя нельзя согласиться с теми, кто полагает, что она существовала с докембрия.

Интересный материал получен также в связи с использованием космических снимков этой территории. На наиболее мелкомасштабных из них поперечная структура прослеживается в меридиональном направлении из Закавказья через Большой Кавказ на предгорную равнину. Она дешифрируется как темный треугольник, основанием обращенный к югу. На существование разрывных структур, по положению и ориентировке близких к этой поперечной зоне, указывали многие исследователи [Хаин, 1969; Фаворская и др., 1969; Милановский, 1974]. Можно предполагать, что на отдельных участках эта структура распадается на серию параллельных разрывных нарушений. Некоторые из них показаны на тектонических картах. Возможно, что и восточное ограничение Дзирульского массива также является фрагментом поперечной зоны. Отдельные крупные разрывы проходят и через район Казбека.

Следует подчеркнуть, что отчетливая поперечная линейная структура видна лишь в северной части пояса, т.е. преимущественно

на Большом и Малом Кавказе. Южнее же все нарушения "растворяются" в сложнейшем клубке разноориентированных напряженных зон, структура которых еще не вполне ясна.

Массив Ирана

Он построен довольно просто, хотя очевидно, что на альпийском этапе этот массив подвергся довольно существенной тектонической переработке. Выходы блоков докембрия приурочены главным образом к западной и юго-западной частям массива. Обширные территории покрыты молодыми эффузивными и терригенными толщами, в значительной степени скрывающими строение более древних образований. На севере огромная площадь занята глубокой неоген-четвертичной впадиной Деште-Кевир, в пределах которой широко проявились процессы соляной тектоники. К системе Загроса примыкает довольно широкая полоса выходов преимущественно мезозойских комплексов, выделяемая обычно как Хамаданская зона или зона Сенендеджа. Эта вовлеченная в погружение часть срединного массива характеризуется накоплением довольно мощных (3—4 км) толщ преимущественно терригенного состава в триасе и юре. В последующем они подвергались значительным складчатым деформациям и нарушены многочисленными продольными разрывами, по которым происходили блоковые перемещения.

Совершенно особое место в структуре Центрального Ирана занимают области эоцен-олигоценового вулканизма. Они вытягиваются в виде двух протяженных продольных зон, в которых накопилось в общей сложности от 4 до 7 км вулканических продуктов. По масштабам проявления и четкой структурной приуроченности трудно найти сходную магматическую провинцию где-либо в пределах Альпийского пояса. На крайнем северо-западе Ирана эоцен-олигоценовый комплекс развит в связи с серией блоковых нарушений и не имеет строгой линейной ориентированности. Далее к юго-востоку начинают уже обособляться две ветви. Северная из них обрамляет структуры Эльбурса и характеризуется широкими и спокойными складками, местами осложненными разрывными нарушениями. Зона прослеживается в субширотном направлении в виде системы довольно крупных блоков, в которых выходы вулканитов чередуются с более древними образованиями, а все пониженные участки выполнены чехлом неоген-четвертичных отложений. В таком виде эоцен-олигоценовый комплекс прослеживается вплоть до ирано-афганской границы и частично переходит в районы северо-западного Афганистана.

Другая полоса вулканитов, известная как зона Урмия-Доhtar, протягивается почти от г. Тебриза на западе через весь Центрально-Иранский массив и заканчивается у впадины Джазмуриан. Строение этой зоны осложнено многочисленными продольными и поперечными разрывными нарушениями, по которым нередко эффузивные толщи контактируют с выходами основания (вплоть до докембрия). Для пояса Урмия—Доhtar особенно характерно присутствие в ассоциации

с вулканическими породами многочисленных мелких интрузий диорит-монцонитового ряда.

С севера Центральный Иран окаймлен системой складчатых сооружений Эльбурса, являющихся непосредственным (структурным) продолжением зоны Талыша. Эта последняя сложена преимущественно палеогеновыми эффузивными образованиями и, в свою очередь, может быть продолжена до Араксинского поперечного разрыва, западнее которого находятся Севано-Акеринская и Карабахская зоны Закавказья [Азизбеков и др., 1971]. Сооружение Эльбурса представляет собой симметричную складчатую систему, на обоих крыльях осложненную надвиговыми нарушениями. Эльбурс возник как единое образование только на неотектоническом этапе и, по-видимому, включает в себя разнородные элементы. Восточнее он переходит в сооружения Биналуда, которые, в свою очередь, сочленяются со складчатыми дислокациями Копетдага. В строении Эльбурса участвует довольно пестрый набор пород палеозоя и мезозоя—кайнозоя. В отдельных блоках встречаются выходы докембрийского складчатого фундамента. В целом для этой области характерно довольно мощное морское осадконакопление с позднего палеозоя и до триаса, завершившееся поздне триасовым—раннеюрским вулканизмом. Рэт-лейасовые отложения (серия Шемшак) представлены континентальными или прибрежно-морскими угленосными отложениями, причем в северных фациях несколько увеличивается количество грубообломочного материала [Тектоника Европы..., 1978]. В западной части Эльбурса отмечается появление подводных вулканитов в разрезах меловых отложений (апт—сеноман). Морское осадконакопление продолжается, по-видимому, и в палеоцене. Наиболее существенные складчатые движения связаны с палеоценом (?) и олигоценом. Д. Штеклин во многих своих работах подчеркивает, что Эльбурс в геологическом отношении теснейшим образом связан с Центральным Ираном и, видимо, представляет собой несколько более погруженную часть этого стабильного блока. Однако на востоке, например, граница между Эльбурсом и Центральным Ираном может быть проведена по разрывам, которые в прошлом, вероятно, играли роль фациальных границ.

Биналуд как продолжение Эльбурса и располагающаяся севернее система Копетдага в структурном и формационном отношении не имеют вполне определенных, четких границ. Судя по подробной карте Ирана и кратким объяснительным запискам к отдельным листам [Geological map of Iran, 1977], в пределах Биналуда известен палеозойско-юрский терригенно-карбонатный разрез. В северном направлении, ближе к Копетдагу, отмечается появление красноцветных юрско-меловых толщ. Здесь же есть несколько выходов метаморфических комплексов, перекрытых меловыми мелководными известняками. Следует отметить резкое, скачкообразное увеличение на север мощностей средней и верхней юры (формации Муздаран и Чаман) в центральном Биналуде. Возможно, что ограничением Биналуда с юга является зона разломов с меланжем в районе Себзевара.

Глыба Лут

Определяющее значение в строении Восточного Ирана имеют глыба Лут и комплекс ассоциирующих с ней разнообразных структур. В целом это один из наиболее выразительных и интересных узлов на востоке Альпийского пояса, останавливающих на себе внимание при взгляде на любую современную геологическую карту. При ширине около 200 км глыба Лут вытягивается в длину почти на 700 км, ориентируясь в меридиональном направлении, т.е. поперек всех структур пояса. В современном рельефе она представляет собой преимущественно пониженную пустынную равнину (по-персидски "дешт", откуда и название местности "Деште-Лут"), обрамленную по периферии системой горных гряд, как бы облекающих центральную "жесткую" массу.

Практически со всех сторон глыбу Лут окружают разрывные нарушения. Одни из них представлены едиными дугообразными зонами, выдержанными на огромном протяжении, как это наблюдается по северному и западному ограничению глыбы (разрывы Большой Кевир и Бафк). В других же местах (как вдоль восточной границы) наблюдается ветвящаяся серия нарушений, образующих сноповидный изогнутый пучок. Фундамент глыбы Лут на поверхности нигде не обнажается, но предполагается, что он имеет докембрийский возраст [Штеклин, 1966]. На отдельных участках из-под покрова молодых рыхлых осадков, как правило, в горстобразных выступах выходят мезозойские, преимущественно терригенные маломощные отложения, образующие собственно чехол этого массива. Довольно широко распространены слабо дислоцированные толщи эоцен-олигоценых вулканитов, выходящие преимущественно в центральной части глыбы Лут и образующие полосу, вытянутую, как и вся структура, в меридиональном направлении. Центральная и южная части глыбы заняты двумя депрессиями, выполненными неоген-четвертичными осадками (впадины Лут и Джазмуриан).

С запада к глыбе Лут примыкает блок, ограниченный двумя сходящимися разрывами и по строению отличающийся от структур Центрального Ирана. Здесь выделяется горстовое поднятие (Бафк) и мощный прогиб (Керман). В пределах горста выходит комплекс верхнего протерозоя, и на нем с несогласием залегают палеозойские отложения, разрез которых в этом месте наиболее полный и мощный для всего Ирана¹. Прогиб сложен преимущественно терригенными рэт-юрскими образованиями континентального типа, во многом сходными с одновозрастными угленосными отложениями Северного Афганистана. Все породы интенсивно деформированы и местами подверглись значительному метаморфизму. Перекрываются эти образования карбонатным мелом небольшой мощ-

¹ Возможно, эти комплексы имеют черты сходства с киммеридами Среднего Афганистана и, как полагает В.Е. Хаин [1972], даже с герцинидами. Результаты съемок последних лет свидетельствуют в пользу такого предположения (Б.Н. Мельников, устное сообщение, 1986 г.).

ности, лежащим резко несогласно и образующим относительно простые, спокойные структуры.

На восточной периферии глыбы Лут находится крупный меридиональный прогиб, выполненный верхнемеловыми и нижнепалеоценовыми (?) флишоидными толщами мощностью в несколько сот метров. Эта структура достаточно своеобразна, и трудно подобрать ей аналоги в рядом находящихся районах пояса. Как показывают детальные работы [Stöcklin et al., 1971], в строении прогиба принимают участие глубоководные осадки, здесь же находятся отдельные блоки офиолитов, причем все породы очень интенсивно деформированы.

На современной геологической карте Ирана [Geological map..., 1977] Восточно-Иранская провинция представлена как область с весьма пестрым набором разновозрастных терригенных (флишоидных?) комплексов. Однако фаунистически доказанным (среди мезозойских) следует считать только флиш маастрихтского возраста. В серию флишоидных образований, переходящих на территорию смежного Пакистана (темные терригенные породы с туфами, вулканитами и дайками), весьма вероятно, объединены разнородные комплексы. Эоценовая же часть разреза (с нуммулитами) является, очевидно, аналогом терригенной формации прогиба Катаваз в Афганистане (система прогибов Белуджистана—Макрана).

Далее к востоку находится область Срединного Афганистана, включающая в себя несколько разнотипных зон, клинообразно сужающихся в северо-восточном направлении. Для всех структур этих зон типичны северо-восточные простирания. Подходя к афгано-иранской границе, системы складок и разрывных нарушений упираются почти под прямым углом в почти меридиональные дислокации Восточно-Иранской флишевой зоны. Это особенно отчетливо видно в районе, расположенном юго-восточнее Герата. Далее же на юг область сочленения "афганских" и "лутских" структур пока остается во многом загадочной, будучи погребенной под мощным покровом молодых рыхлых отложений крупнейшей впадины Сейстан, охватывающей южный Афганистан и прилегающие районы Ирана и Пакистана.

Некоторые сведения о соотношении разноориентированных структур Ирана и Афганистана дают материалы аэромагнитных исследований, проведенных в этих районах немецкой геологической миссией [Bosum et al., 1968]. Результаты интерпретации материалов аэромагнитной съемки привели геофизиков к выводу о том, что магнитное поле пустынь Южного Афганистана по своему характеру близко к полям древних щитов Скандинавии, Канады, Бразилии. Поэтому и здесь предполагается древний блок (или серия блоков) под сравнительно маломощным чехлом рыхлых отложений, не превышающих по мощности 2000 м. При этом рельеф магнитного фундамента рассчитан исходя из модели, в которой предполагается наличие комплекса слабомагнитных пород, прорванного высокомагнитными (основными, ультраосновными) интрузивными телами. Учитывая, что под молодые отложения впадины Сейстан погружается

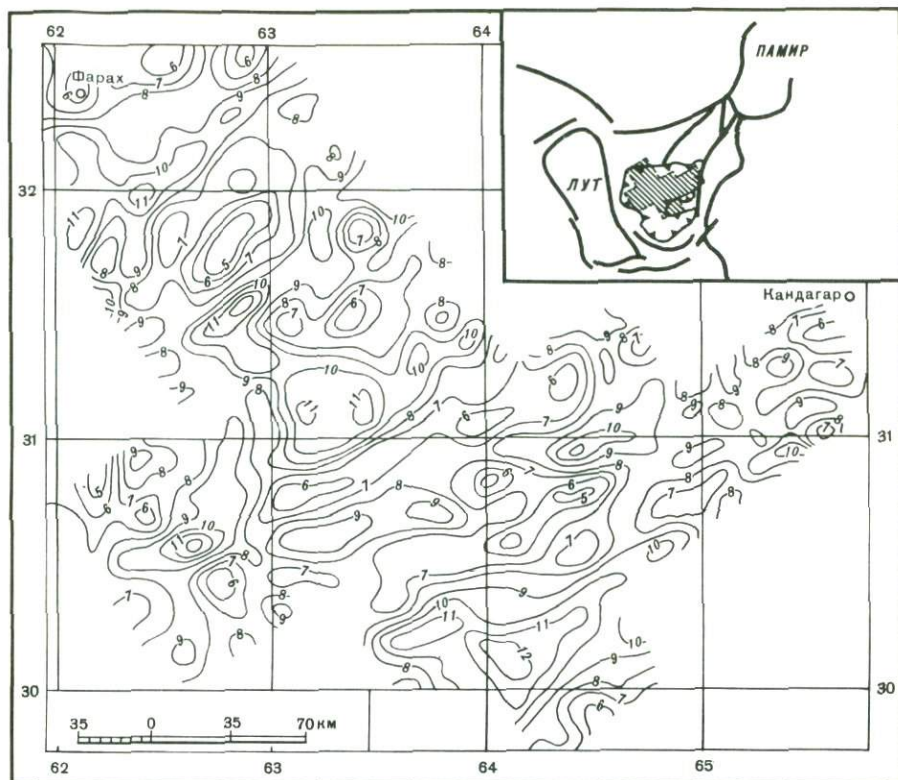


Рис. 20. Карта магнитных аномалий Юго-Восточного Афганистана (условные изолинии кровли магнитного фундамента, км)

На врезке показано положение закартированного района

Гильменд-Аргандабский срединный массив и несколько офиолитовых швов, такая интерпретация представляется вполне допустимой. Весьма вероятно, что в районе современных пустынь Дешти-Марго и Регистан на глубине располагается несколько крупных блоков, расчлененных мощными, глубокого заложения шовными зонами с офиолитами. Следует заметить, что по результатам интерпретации магнитных данных геофизики намечают в восточной части впадины Сейстан структурные линии меридиональных и широтных простираний, хотя и подчеркивают, что они выражены не особенно отчетливо. Судя по рисовке самих изоаномал, такие направления, если и имеют место, то играют все же подчиненную роль. Гораздо существенней, что подавляющее большинство аномалий и общие контуры изолиний интенсивности магнитного поля ориентируются в северо-восточном направлении, т.е. так же, как структуры Гильменд-Аргандабского массива и Фарахрудского прогиба. На территории Афганистана (рис. 20) такая ориентировка важнейших структурных линий прослеживается вплоть до резкого поворота р. Гильменд к северо-западу, а уже далее начинают господствовать суб-

меридиональные или север-северо-западные направления, присущие Восточно-Иранскому флишевому прогибу. Таким образом, намечается целая система мощных дуг, выгнутых к югу, которые повторяются южнее уже в дислокациях палеогеновых толщ Белуджистана.

Тектоническая структура Восточного Ирана в течение долгих лет анализировалась под влиянием идеи, впервые высказанной Р. Фьюроном [Furon, 1936], о наличии здесь огромного сквозного поперечного шва, рассекающего весь Альпийский пояс. Это так называемый Урало-Оманский линеамент, доказательства существования которого до сих пор являются предметом специальных исследований. Однако даже самый общий анализ региональных геологических материалов убеждает в том, что какой-то одной линейной зоной невозможно объяснить все особенности структурной ситуации в этом районе. Не случайно возникают противоречивые мнения о том, где проводить этот линеамент — по восточной или западной границе глыбы Лут, каким образом она трассируется через Копетдаг, как возник пучок ветвящихся на севере и юге разрывов и т.п. И действительно, по существу, только в срединной части пояса есть какие-то поперечные элементы структуры. Во внешних же, краевых зонах Альпийского пояса сколь угодно отчетливые проявления "Урало-Оманского линеамента" отсутствуют. Особенно наглядно это иллюстрируют фотографии из космоса. Есть все основания говорить о комплексе структур, формировавшихся вокруг глыбы Лут и в целом образующих сложный тектонический узел [Копп, 1974; Копп, Расцветаев, 1976]. При этом не исключена возможность существования каких-то ослабленных зон, нарушений к северу и югу от глыбы Лут.

Гильменд-Аргандабский массив

Он занимает центральную часть Афганистана. Массив имеет вытянутую форму и остроугольно замыкается в северо-восточном направлении. С юго-запада он перекрыт молодыми отложениями впадины Сейстан. С юго-востока и северо-запада Гильменд-Аргандабский массив ограничен на всем протяжении мощными офиолитовыми швами. Впервые общая конфигурация этого крупнейшего тектонического элемента была четко определена на первой сводной тектонической карте Афганистана [Tectonic map..., 1972], где он выделялся как относительное поднятие в области ранних альпид.

Гильменд-Аргандабский массив имеет отчетливо выраженное двухэтажное строение и во многих отношениях может рассматриваться в качестве "типоморфного" для срединных массивов всей рассматриваемой области. Нижний этаж (фундамент) массива сложен интенсивно дислоцированными образованиями докембрийского возраста (архей-верхнепротерозойскими). Осадочный чехол представлен породами палеозоя и мезозоя, отличающимися относительно простой складчатой структурой.

Массив неоднороден по своему строению. В его пределах вы-

деляется несколько структурно-фациальных зон, вытянутых в соответствии с общим простираем массива с юго-запада на северо-восток. Эти зоны несколько отличаются набором развитых формаций (главным образом осадочного чехла) и общей структурой. Комплекс складчатого основания вскрывается преимущественно в краевых зонах массива, местами выступая в виде тектонически ограниченных блоков.

Блоки Варас и Башлинг сложены архей-нижнепротерозойскими образованиями. Они представлены метаморфизованными в амфиболитовой фации разнообразными кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами, мраморами и амфиболитами общей мощностью около 9500 м. Блоки располагаются в краевой северо-западной части Гильменд-Аргандабского массива и представляют собой, очевидно, высоко поднятые выступы древнего добайкальского основания. Со всех сторон они ограничены разрывными нарушениями. В плане блоки имеют линзовидную или клинообразную форму. Складчатые нарушения в пределах блоков представлены системой линейных и брахиформных синклиналей и антиклиналей, ориентированных в субширотном или северо-восточном направлении.

Зона Аргандаб занимает краевую юго-восточную часть массива. Граница ее со смежными зонами проводится в значительной степени условно, главным образом основываясь на распространении характерных формаций осадочного чехла. Строение этой части хорошо изучено благодаря работам Ю.М. Довгалея, М.Я. Чальяна, В.С. Ногаева и др.

В пределах зоны Аргандаб известны два выступа верхнепротерозойского основания, а платформенный чехол представлен палеозойско-юрскими отложениями, залегающими на фундаменте резко несогласно. Верхнепротерозойский комплекс сложен темноцветной сланцево-граувакковой формацией, представляющей собой неритмично пластующиеся песчаники, известняки, сланцы с пачками кремней и доломитов. Мощность этих образований более 5000 м. Палеозойско-юрский комплекс представлен в зоне Аргандаб наиболее полным разрезом (в сравнении с другими частями массива). Здесь распространены отложения от кембрия до верхов юры в карбонатно-терригенных фациях общей мощностью около 9000 м. Все отложения залегают структурно согласно и лишь местами (в перми и рэт-лейасе) отмечаются следы размывов и горизонты бокситов.

Выступы основания являются "ядерной", осевой частью зоны Аргандаб и вытянуты, так же как и остальные структуры массива, в северо-восточном направлении. Здесь наблюдается особенно отчетливое структурное несогласие в залегании кембрийских отложений на верхнепротерозойских. Докембрийские толщи местами трансгрессивно перекрыты верхнепермскими слоями. Комплекс основания очень сильно дислоцирован. Преобладают узкие (1,5—3,5 км) линейные складки с резко ундулирующими шарнирами. Простираение их северо-восточное и субширотное. Углы падения пластов на крыльях 40—90°. Встречаются серии настоящих изоклинальных складок.

Осадочный чехол в пределах зоны Аргандаб построен весьма

просто, и степень дислоцированности его в целом отвечает обычному представлению о платформенных регионах, отличаясь, правда, широким развитием здесь разрывных нарушений.

На большей части территории зоны слабо нарушенный чехол залегает в виде крупных пологих моноклиналильных серий пластов. Углы наклона слоев при этом редко превышают 20—30°. Моноклинали разбиты многочисленными продольными сбросами (или взбросами) на отдельные узкие блоки, в которых наблюдается многократное повторение отдельных частей разреза. Некоторые наблюдения (материалы Ю.М. Довгаля и др.) позволяют предполагать, что в ряде случаев моноклиналильные пакеты представляют собой фрагменты крупных пологих конседиментационных складок.

Зона Гильменд вытягивается по северо-западной окраине массива, выклиниваясь на восток.

В центральной части зоны в качестве ядра антиклинорного сооружения выделяется выступ Шахристан. В его пределах вскрываются верхнепротерозойские отложения, аналогичные тем, что известны в зоне Аргандаб. Породы смяты в линейные узкие, часто изоклиналильные складки с углами наклона крыльев 50—90°. Простирание осей обычно субширотное или восток-северо-восточное. Местами вырисовываются крупные структуры длиной до 70 км при ширине 2—3 км.

Палеозойско-юрский комплекс в зоне Гильменд начинается с карбона, а в большинстве мест даже с перми. Сплошным покровом он распространен только на юго-западе, а в северо-восточной части территории чехол развит лишь на нескольких разобщенных участках выступа Шахристан. Практически целиком комплекс чехла сложен карбонатными отложениями, среди которых в отдельных местах встречаются небольшие пачки сероцветных и пестроцветных терригенных пород. Общая мощность комплекса 2500—3000 м.

Осадочный чехол в пределах Гильмендской зоны деформирован чрезвычайно слабо. В юго-западной ее половине, по существу, развита единая, очень пологая моноклинал, местами лишь слабо нарушенная малоамплитудными перегибами пластов. Выделяется несколько сравнительно небольших брахиформных структур с углами падения пластов на крыльях 5—20°.

Зона Тарин занимает срединное положение в пределах массива, располагаясь между зонами Гильменд и Аргандаб. Границы ее с этими зонами частично являются тектоническими, а на отдельных участках проведены условно, в соответствии с контурами распространения присущих данной зоне структурно-формационных комплексов. С юга зона Тарин перекрыта осадками молодой впадины Сейстан.

Осадочный чехол зоны представлен двумя крупными структурно-формационными комплексами. Нижний, палеозойско-юрский, начинается с ордовика и характеризуется карбонатно-терригенным разрезом общей мощностью до 6000 м. В перми и юре отмечаются следы локальных размывов. Кроме этого, в зоне Тарин довольно широко развит комплекс отложений нижнемелового (?) возраста,

представленный континентальной молассоидной формацией мощностью около 600 м. Между этими двумя комплексами наблюдается размыв, но резких угловых несогласий нет. Таким образом, зона Тарин — это срединный участок массива с наложенным меловым прогибом.

В южной части зоны Тарин наряду с пологими брахиформными складками распространены также узкие сжатые дислокации. Они характеризуются протяженностью в десятки (до сотни) километров при ширине всего в 1—5 км. Структура северной части зоны, подробно описанная К. Фезефельдом [Fesefeldt, 1964], имеет отчетливо выраженный антиклинорный облик. В ядре выходят отложения ордовика, а крылья сложены последовательно сменяющимися более высокими частями палеозойского разреза. Ядерная часть антиклинория дислоцирована в систему узких протяженных складок, крылья которых нередко оборваны по разрывным нарушениям. В пределах северо-западного крыла антиклинория широко развиты серии моноклинально залегающих пластов (особенно в известняковой части разреза), осложненные пологими складками. Юго-восточное крыло антиклинория построено значительно сложнее. Здесь довольно часто встречаются складки, приближающиеся к изоклинальным.

Таким образом, осадочный чехол в пределах массива представлен, по существу, единым стратиграфическим разрезом, сложенным чередующимися карбонатными и терригенными породами. На всем огромном интервале, отвечающем времени от позднего палеозоя и до средней юры, не отмечается заметных рубежей, которые можно было бы связывать с крупными тектоническими событиями. Фиксируются лишь следы локальных размывов в основании перми, рэт-лейасе и основании предположительно меловой молассы. Возможно, что это отголоски крупных событий, происходивших за пределами массива.

В структуре Гильменд-Аргандабского массива большую роль играют разрывные нарушения. Мощнейшие зоны глубинного заложения ограничивают его со всех сторон. Во внутренних частях массива, несомненно, доминирующими являются разрывные нарушения типа сбросов северо-восточного простирания, пересекающие его на серию продольных узких блоков. Среди этих разрывов намечаются крупнейшие нарушения скрытого характера. Одно из таких нарушений прослеживается в зоне Аргандаб (разлом Джагури, по Ю.М. Довгалю и др.). На поверхности этот предполагаемый глубинный разлом трассируется протяженным телом гранитоидов (Аргандабский батолит).

Кабульский массив

В плане он имеет форму неправильного линзовидного блока, в целом ориентированного почти в меридиональном направлении. Он занимает промежуточное положение между Гильменд-Аргандабским и Нуристанским массивами, отделяясь от них мощными разрывными нарушениями и офиолитовыми швами. Западной его границей является продолжение одного из крупнейших в Афганистане Мукуро-

Чаманского разрыва. Офиолитовый шов Тарнак, примыкающий к разлому с северо-запада, выклинивается в районе г. Мукур. Однако локализация вдоль разлома целой серии тел гипербазитов севернее Газни указывает на несомненную связь нарушения с офиолитами, по-видимому, на всем его протяжении вдоль западной границы Кабульского массива. С востока и юго-востока он окаймляется офиолитовым швом Альтимур.

Массив выделяется на общем фоне как своей клинообразной формой, так и поперечной ориентировкой по отношению к простиранию смежных зон. При всей видимой привлекательности идеи крупного покрова, надвинутого к северу, все же, по-видимому, правильнее рассматривать структуру этого участка как "угол скошенных блоков цоколя" [Mennessier, 1961]. На сдвиговые смещения по разломам, ограничивающим Кабульский блок, указывает и Г. Андрицкий [Andritzky, 1971]. Довольно существенные надвиги связаны главным образом с восточной окраиной блока. Механизм образования этих надвигов, очевидно, обусловлен "выжиманием" офиолитов из шовной зоны и горизонтальным перемещением к западу на несколько километров.

Несмотря на то что рассматриваемая территория относительно легко доступна и находится в непосредственной близости от столицы страны, после многочисленных маршрутов ряда исследователей и площадного картирования не сложилось пока четкого единого представления о строении этого региона. Очень многие вопросы стратиграфии и тектоники еще ждут своего решения. И если наличие жесткой стабильной глыбы в районе Кабула в принципе и не вызывает сомнения, то наиболее сложно построенные краевые части в трактовке различных исследователей выглядят по-разному.

В современной структуре Кабульский массив представляет собой несколько опущенный по разломам блок, на котором в грабенообразной впадине широко развиты молодые отложения, скрывающие строение древних образований. Фундаментом массива является комплекс метаморфических образований архей-протерозойского возраста. В низах он представлен гнейсами, амфиболитами, мигматитами, а выше — разнообразными, преимущественно слюдяными сланцами, филлитами и, наконец, кварцитами и мраморами. Остается не совсем ясным вопрос о том, относится ли вся эта серия мощностью порядка 10 000 м к докембрию, или из ее состава следует выделить метаморфизованный нижний палеозой, как это предполагают, например, немецкие геологи [Geological map..., 1969]. Вышележащий комплекс принадлежит уже осадочному чехлу массива. Он сложен мощной толщей карбонатных отложений, выделяющийся уже со времен Г. Гайдена [Hayden, 1911] в качестве серии Хингиль, возраст которой определяется пермь—юра. Возможно, что в некоторых местах присутствуют и более древние горизонты чехла, выделенные, например, в толщу Абчакан по работам Ш.Ш. Деникаева, В.П. Феоктистова и других геологов¹. В краевых

¹ Совершенно особый тип разреза выявлен в бассейне р. Раджан. Это маломощная терригенная толща с пермской флорой евразийского типа. Однако ни

частях массива присутствует также комплекс образований, включающий в себя наряду с осадочными породами (сланцы, песчаники) мощные основные вулканиты, а также тела ультрабазитов. Этот комплекс выделялся Г. Меннесье [Mennessier, 1961, 1968; и др.] в качестве нормальной осадочно-вулканогенной серии Катагай, перекрывающей серию Хингиль. Вероятно, это типичная офиолитовая ассоциация пород, принадлежащая уже шовной зоне Альтимур (см. ниже). Она во многих местах, очевидно, выжата из офиолитового шва на краевые части массива.

Складчатое основание, образующее "жесткую основу" Кабульского массива, выходит преимущественно в его центральной части. Докембрийский комплекс деформирован очень интенсивно. В нем широко развиты складки самых различных форм и размеров — от брахиформных и куполовидных до узких линейных, сильно сжатых. Подробное описание складчатости докембрийских толщ можно найти в работах Г. Меннесье [Mennessier, 1961, 1968].

Общее простирание складчатых дислокаций в докембрии сильно варьирует в пределах Кабульского массива. Уже давно подмечено, что в центральных частях массива преобладает ориентировка структур в субширотном направлении, меняющаяся к его краям, особенно на юге и юго-востоке почти до меридиональной. В связи с этим Г. Меннесье [Mennessier, 1961] выдвинул предположение о существовании древней докембрийской "оси", направленной с востока на запад ("афганиды") и более молодой поперечной складчатой системы ("газневиды"). Однако следует иметь в виду (и на это обращает внимание сам Г. Меннесье), что резкие развороты в простирании складчатости происходят в краевых частях массива, вблизи крупнейших разрывов, ограничивающих его. Поэтому можно предполагать в некоторых случаях связь таких изгибов структур в плане с продольными движениями по разломам, а не с первичным наложением равнонаправленных дислокаций.

Чрезвычайно интересным представляется указание Г. Меннесье [Mennessier, 1961] на наличие крупных пологих надвигов в пределах толщ докембрийского основания. Одно из таких нарушений привело, по его мнению, к возникновению крупного тектонического перекрытия, названного им "Кабульским покровом". Схема этой структуры в интерпретации автора показана на рис. 21. Г. Меннесье предполагает, что надвигание покрова происходило с севера на юг.

В сравнении со складчатым основанием структура осадочного чехла массива отличается сравнительной простотой. Широко распространены пологие, овальных очертаний (в плане) складки. Их длина обычно 5—6 км, а ширина 3—4 км. Углы падения пластов на крыльях не превышают 30—40°. Лишь вблизи крупных разрывных нарушений отмечаются достаточно сложные дислокации, представляющие собой крутые, лежащие и даже опрокинутые складки.

взаимоотношения этой толщи с подстилающими и перекрывающими отложениями, ни общая структурная ситуация не выяснены [Геология..., 1980].

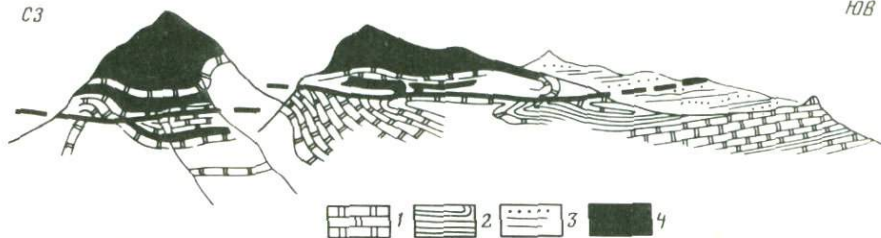


Рис. 21. Покровная структура в докембрийских толщах Кабульского массива (по [Mennessier, 1968])

1 — мраморы; 2 — слюдяные сланцы; 3 — песчаники; 4 — ультраосновные породы

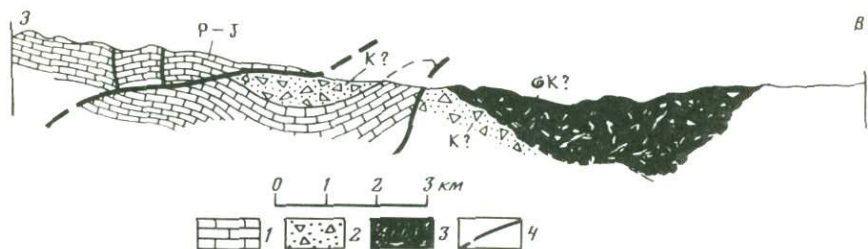


Рис. 22. Взаимоотношение серий Хингиль (P—J), Катагай (K?) и ультрабазитов (σK?) восточнее Кабула (по [Mennessier, 1968])

1 — известняки; 2 — меланж; 3 — ультрабазиты; 4 — разрывы

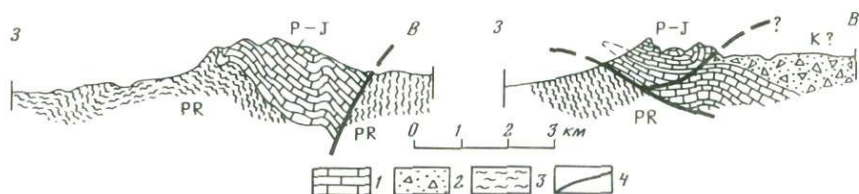


Рис. 23. Строение осадочного чехла в пределах Кабульского массива (по [Mennessier, 1968])

1 — известняки; 2 — меланж; 3 — гнейсы; 4 — разрывы

Материалы Г. Меннесье служат хорошей иллюстрацией такого типа структур (рис. 22, 23). Необходимо еще раз подчеркнуть, что изобращенное этим исследователем на профилях соотношение серии Хингиль с вышележащими отложениями требуют критической оценки¹, а сама серия Катагай, по-видимому, представляет собой настоящий "цветной меланж". Нередки в пределах осадочного чехла и разрывные нарушения, особенно широко распространенные в восточной части Кабульского блока. Некоторые из них — пологие

¹ В работе Д. Фишера [Fisher, 1971], например, севернее г. Кабула показано налегание серии Катагай на серию Хингиль в виде пологого надвига (рис. 24).

надвиги, по которым происходили срыв и горизонтальное перемещение мощных известняков серии Хингиль (см. рис. 22). В целом дислокации осадочного чехла располагаются резко дискордантно по отношению к простирациям древних структур фундамента, часто пересекая их под прямым углом.

Рассматривая структуру Кабульского района в целом, Г. Менессе [1961] приходит к выводу о том, что деформации фундамента и чехла тесным образом связаны между собой (очевидно, имеются в виду дислокации, обусловленные последними, альпийскими процессами). При этом если фундамент реагировал на напряжения в большинстве случаев разрывными нарушениями, то осадочный чехол при этом был смят в складки, как бы облекающие отдельные блоки, клинья основания.

Нуристанский массив

Массив занимает высокогорную область Восточного Афганистана. В виде составной части он входит в обширный Хазарский массив, находящийся в центральной части Пенджабского синтаксиса. С северо-запада массив ограничен Герирудским разломом, а с юго-запада — разломом Сароби. На севере он почти вплотную смыкается с Южно-Бадахшанским массивом, отделяясь от него зоной разрыва Зебак. Между этими массивами с северо-востока вклинивается зона Вахан.

Нуристанский массив отличается широким развитием разрывных нарушений. Складчатое основание сложено метаморфическими докембрийскими образованиями. На этом фундаменте участками развит палеозойско-мезозойский осадочный чехол.

Докембрийский комплекс основания представлен разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами общей мощностью около 10 км. Структуры комплекса характеризуются выдержанным северо-восточным простираем. Среди них выделяется несколько довольно крупных и крутых складок, осложненных многочисленными мелкими дислокациями.

Комплекс осадочного чехла массива (С—Т) представлен мраморизованными известняками, кварцитами, слюдяными сланцами мощностью около 2000 м. Образование чехла присутствуют на массиве в отдельных сравнительно небольших тектонических блоках, вытянутых (в соответствии с общим простираем структур) в северо-восточном направлении. Комплекс обычно дислоцирован относительно просто. Очень часто породы чехла лежат в виде пологих моноклиналей, которые осложнены обычно мелкими дислокациями лишь в непосредственной близости от разрывных нарушений.

В целом осадочный чехол массива дислоцирован, несомненно, значительно проще, чем его основание. Однако во многих случаях эти различия затушевываются в силу широкого проявления молодых (альпийских) деформаций, в равной степени затронувших оба эти структурных этажа. Немаловажную роль сыграли также наложенные магматические процессы.

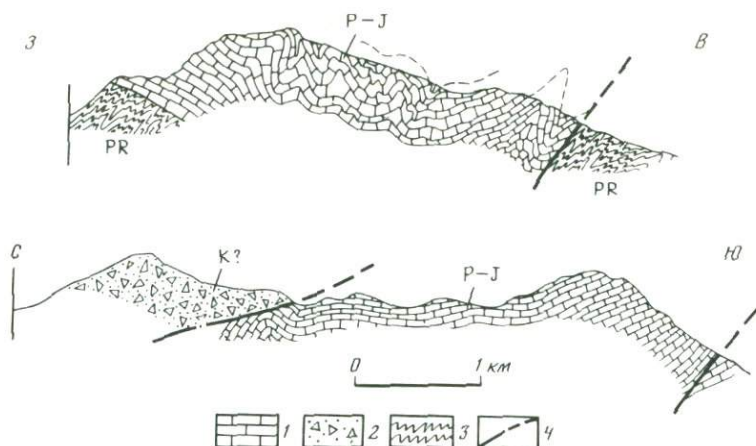


Рис. 24. Геологические разрезы хребта Кохи-Сафид (по [Fischer, 1971])
1 — известняки; 2 — меланж; 3 — гнейсы; 4 — разрывы

Разрывные нарушения в пределах массива в подавляющем большинстве ориентированы в северо-восточном направлении и рассекают массив на удлиненные и клинообразные блоки. Многочисленные разрывы в центральной части массива, по-видимому, принадлежат в основном к сбросам (местами взбросам). Амплитуда смещения по ним (учитывая стратиграфические взаимоотношения на крыльях) достигает 1000—1500 м. Многие из этих нарушений, очевидно, были залечены в последующем крупными телами гранитоидов. Вдоль сместителей большинства разрывов отмечаются мощные зоны дробления и милонитизации пород.

При общем преобладающем северо-восточном простирании основных систем складок и разрывов в западной части массива, вблизи офиолитового шва Альтимур, наблюдаются отчетливые и закономерные отклонения от этого направления. Здесь дислокации дугообразно изгибаются, приобретая субширотные или даже северо-западные простирания, косо причленяясь к разлому Сароби. В связи с этим вызывают большой интерес данные Л.Н. Россовского и С.И. Коноваленко [1978], которые на основании особенностей строения тел редкометалльных пегматитов Нуристана высказали соображения относительно динамических условий их образования. Выяснено, что внутренняя структура вытянутых по простиранию пегматитовых полостей юго-западной части массива (вблизи разлома Сароби) указывает на рост кристаллов перпендикулярно стенкам, что можно связывать с условиями растяжения на этом участке. В то же время в центре Нуристана в большинстве пегматитовых жил, ориентированных здесь в северо-восточном направлении, кристаллы вытянуты вдоль простирания полостей, что, по мнению названных исследователей, отражает условия сжатия в процессе формирования жильных тел.

Южно-Бадахшанский массив

Он располагается на крайнем северо-востоке Афганистана, продолжаясь на территорию СССР, где обычно выделяется в качестве зоны Юго-Западного Памира. Мощные разрывные нарушения ограничивают его с обеих сторон. В пределах Афганистана массив имеет форму клина, острием направленного на юг.

Южно-Бадахшанский массив представляет собой единый выступ докембрийского фундамента, и на всей его площади отсутствует осадочный чехол. Комплекс основания сложен наиболее древними из известных в Афганистане (архейскими?) глубоко метаморфизованными породами (гнейсы, амфиболиты, кварциты, мраморы). Общая его мощность оценивается в 8—8,5 км. Кристаллические толщи в пределах массива залегают обычно очень полого, часто почти горизонтально (данные Ш.Ш. Деникаева, В.П. Феоктистова, В.М. Моралева и др.). На этом фоне фиксируются крупные брахиформные складки. В то же время внутренняя структура толщ осложнена за счет многочисленных дисгармоничных мелких складок течения. Самые крупные складки вытянуты в субмеридиональном направлении. Наиболее типичны среди них относительно простые структуры, по форме часто приближающиеся к коробчатым.

Южно-Бадахшанский массив расчленен многочисленными разрывами субмеридионального и субширотного направлений, которые образуют почти ортогональную сеть. В большинстве своем это крутые сбросы и взбросы с амплитудой смещения от нескольких сотен до тысячи метров. На северо-западе это Шугнанский разрыв, почти на всем протяжении скрытый. По нему локализуется крупная, удлиненная интрузия гранитоидов (Багарацкий массив). Эта интрузия занимает четкое "межзональное" положение, как бы спаивая континентальный блок с прилегающей к нему с запада зоной развития черносланцевых толщ триаса—юры. Мощные инъекционные зоны, сопровождающие гранитное тело, широко развиты как в сланцах, так и в докембрийских гнейсах. Шугнанский разлом трассируется до долины р. Пяндж, где зона нарушения уже хорошо видна в береговых обрывах. С востока Южно-Бадахшанский массив ограничен разломом Зебак. Это нарушение отходит в верховьях р. Кочка от Герирудского разлома, прослеживается в северо-восточном направлении и на территории советского Памира, очевидно, переходит в разрыв Зоркуль [Desio, 1965a]. На отдельных участках по Зебакскому разлому фиксируются отчетливые взбросовые смещения с надвиганием в сторону массива. Поверхность сместителя повсеместно падает на юго-восток под углом 60—80°. Вдоль нарушения широко проявлены процессы дробления и милонитизации пород.

Пенджабский (Памиро-Гималайский) синтаксис представляет собой один из сложнейших узлов Евразии и определяет современную конфигурацию разнообразных горных систем. Он разделяет районы, расположенные западнее, с их линейной рисовкой складчатых краевых систем, мозаично-блоковым строением внутренних зон и ярко выраженные надвиговые дислокации расположенных восточнее Ги-

малаев. Таким образом, синтаксис является не только местом максимального сжатия, деформаций, но и важной границей структурного раздела сегментов пояса.

Массив Хазара

В районе синтаксиса происходит "сгруживание" древних тектонических блоков, массивов, как бы ступенчато смещенных друг относительно друга. Крупный и четко очерченный Гильменд-Аргандабский массив вдается острым углом на северо-восток. К нему по мощному разрыву примыкает Кабульский блок. Центральную часть занимает массив Хазара, исключительно интенсивно деформированный и раздробленный. Массив отличается довольно прихотливыми очертаниями. На западе по дугообразной разрывной зоне он контактирует с Кабульским блоком. С севера его ограничением можно считать систему нарушений Зебак—Пяндж, отчленяющую массив Хазара от Бадахшанского массива. Во внутренней части массива по долине р. Кунар проходит широкая зона, сложенная очень пестрым комплексом пород, включающих и офиолитовые серии. Эта система нарушений в виде единой дуги переходит в долину Гилгита, где также описаны альпийские офиолиты [Matsushita, Nuzita, 1965]. С востока массив отчленяется от сооружений Каракорума и Гималаев сигмоидально изогнутым окончанием структурного шва Инда в районе Нангапарбат.

Продолжением на юг этой очень выразительной структуры является система чешуйчатых надвигов в третичных толщах Субгималаев, находящихся на "острие" клина Индостана. С севера прослеживается серия выгнутых разрывных нарушений на границе с Памиром. Фундамент Хазарского массива представлен гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами, дислокации в которых ориентированы в различных направлениях, среди которых все же преобладают северо-восточные. Чехол сохранился только на ограниченной площади и представлен терригенно-карбонатными породами очень небольшой мощности, вероятнее всего, палеозойского возраста. К северу от Хазарского массива располагается система сооружений Памира, в пределах которого можно выделить несколько зон, складчатых дуг, в целом параллельно выгнутых на север.

От Памирского узла на юго-восток отходит система Гималаев, а почти прямо к востоку — складчатая зона Куньлуня. Их разделяет обширное Тибетское нагорье. Строение Гималаев, опоясывающих материк Индии с северо-востока и фронтом обращенных к югу, достаточно подробно рассмотрено в известной работе А. Гансера [1967]. Здесь хотелось бы обратить внимание на некоторые черты тектоники этой горной области, отличающие ее от территории, расположенной на западном фланге Индийского клина и характеризующейся, по выражению А. Гансера, "сноповидными хребтами" (sheaf ranges). Сама конфигурация Гималаев в плане, несомненно, подчинена очертанию двух крупных плит, Индостанской и Тибетской, между которыми и возникла эта складчатая зона. Не подле-

жит сомнению факт наличия в Гималаях мощных надвигов. Три важнейшие шовные структуры расчленяют всю область в продольном направлении. На крайнем юге от сиваликской молассы складчатую область отделяет Главный пограничный надвиг. К северо-востоку от него выделяется полоса так называемых Низких Гималаев с многочисленными покровами.

В системе структур Низких Гималаев несколько обособленное положение занимает их северо-западная часть, располагающаяся в Кашмире. Специфическая особенность этого региона (в сравнении с остальной краевой зоной Гималаев, представленной, несомненно, субплатформенными палеозойскими образованиями) заключается в присутствии здесь мощного каменноугольного комплекса основных вулканитов. Они широко распространены в хребте Пир-Панджал, а также вместе с другими палеозойскими образованиями слагают крупную синклиналиную структуру. Отдельные выходы палеозоя в виде тектонических блоков известны вдоль Главного пограничного надвига. К северо-востоку от области развития палеозоя располагаются выходы метаморфических пород, по всей вероятности, аналогичных комплексам основания Индийского щита. Полоса Низких Гималаев прослеживается практически вдоль всего этого грандиозного горного сооружения. Далее к юго-востоку в этой полосе находятся пакеты покровов, среди которых можно назвать такие хорошо известные структуры, как надвиг Крол. Амплитуда перемещения по Главному пограничному надвигу составляет не менее 25 км. Сами покровные чешуи весьма интенсивно дислоцированы и рассечены многими более мелкими дополнительными нарушениями. А. Гансер подчеркивает, что все покровы в этой полосе представлены нормально залегающими слоями, а не опрокинутыми лежащими складками.

Далее к востоку располагаются Высокие Гималаи. В основании этой зоны обычно рисуется Главный центральный надвиг, по которому и проходит граница с Низкими Гималаями. Высокие Гималаи представляют собой область преимущественного развития докембрийских кристаллических пород и имеют довольно простую структуру. На мощной аллохтонной пластине залегает комплекс осадочных, преимущественно палеозойских пород, как правило, практически не метаморфизованных. Вообще же проблема метаморфизма пород Гималаев представляет собой сложную и пока еще нерешенную задачу. В первую очередь, имеется в виду обращенный метаморфизм пород Низких Гималаев, резкие различия в степени измененности пород основания и чехла в Высоких Гималаях, возраст разнообразных метаморфических преобразований и т.п.

Северо-восточнее, за Высокими Гималаями, А. Гансер выделяет зону Тибетских Гималаев или Гималаев Тетиса. Эта зона, по его мнению, в сравнении с рассмотренными выше имеет набор комплексов, резко отличных от гондванских. В качестве одного из характерных и широко известных обычно приводится разрез района Спити. Здесь в синклиналиной структуре в условиях благоприятной обнаженности вскрываются отложения практически всего

палеозоя и мезозоя, давно изученные и хорошо охарактеризованные фаунистически. Вся эта терригенно-карбонатная серия имеет относительно небольшие мощности и залегает согласно на докембрии. Предполагается, что в мезозое в Тибетских Гималаях шло образование достаточно глубоководных осадков практически уже на океаническом ложе [Shan, Sinha, 1974]. Интересные материалы о строении восточного продолжения зоны Инда (Линия Цангпо) и прилегающей территории Тибета получены в результате работ геологов [Tarrounner, Mercier et al., 1981; Sinha Roy, 1981; и др.], по данным которых в зоне Цангпо развиты фрагменты настоящей океанической коры. К северу же от этой сутуры располагается протяженный пояс щелочных плутонов, а к югу — флишевые толщи. Триасовый флиш связывается с накоплением осадков вдоль пассивной окраины Индии, а меловой дикий флиш, возможно, соответствует аккреционной призме зоны субдукции вдоль активной окраины Азии.

ОФИОЛИТОВЫЕ ШВЫ

Офиолитовые комплексы сгруппированы в виде линейно вытянутых цепочек, узких и протяженных зон, занимающих довольно четкую тектоническую позицию и, как правило, разграничивают крупные тектонические структуры, располагаясь между блоками с континентальной корой. Эти узкие зоны выделяются необычайно интенсивными и разнообразными деформациями, причем вместе с офиолитами здесь обычно в тесном пространственном единстве находятся и другие породы, явно чуждые им по происхождению. В некоторых случаях хорошо выраженные разрывные нарушения служат четкими границами таких зон, но это отмечается далеко не повсеместно. Кажется целесообразным применение к большинству этих зон такого термина, как "офиолитовый шов", хотя в ряде мест приходится иметь дело с покровными, надвиговыми структурами.

Одна из наиболее существенных тектонических границ связана с известной Севано-Акеринской офиолитовой зоной, протягивающейся на десятки километров вдоль Севанского хребта и на западном фланге смыкающейся с Северо-Анатолийским разломом. Структурно зона представлена системой многочисленных сближенных разломов и пестрым чередованием блоков с выходами различных пород. Характерно присутствие практически всех составляющих офиолитовой ассоциации. Условия залегания и взаимоотношения разнообразных комплексов в этой зоне детально описаны А.Л. Книппером [1975]. Обращает на себя внимание наличие большого количества вертикальных разрывов наряду с явно надвиговыми, полными нарушениями. В некоторых местах вдоль таких разрывов при дешифрировании космических снимков установлены очевидные правосторонние сдвиговые смещения, подтвержденные данными проверочных полевых работ.

Непосредственно к северу от Севано-Акеринского шва располагается довольно широкая полоса выходов юрско-неокомских эф-

фузивных толщ известково-щелочного ряда (Карабахская и Сомхито-Агдамская зоны), несомненно, тектонически сближенных в процессе горизонтальных движений с офиолитовой серией. Вторая мощная шовная зона располагается вдоль долины р. Аракс. Она как бы кулисно подставляет с юга Севано-Акеринскую зону и характеризуется тем же набором пород офиолитовой ассоциации, вероятно, находящихся в аллохтонном залегании, о чем можно судить по району Веди-чай [Книппер, Соколов, 1976]. Вся эта группа зон, ориентированных в северо-западном направлении, обрезается с юго-востока крупным поперечным разрывным нарушением, простирающимся от долины р. Аракс до Апшеронского полуострова.

Таким образом, офиолитовые серии, хорошо выраженные на Малом Кавказе, на пограничную территорию Ирана непосредственно не переходят.

Один из наиболее трудно поддающихся расшифровке участков рассматриваемого отрезка пояса располагается между озерами Ван и Урмия. Несомненно присутствие здесь крупных, зигзагообразно изогнутых в плане офиолитовых зон, значительных надвигов, характерно широкое развитие докембрийских кристаллических пород, отвечающих фундаменту Иранского массива. Самой южной в ряду альпийских структур здесь является зона Восточного Тавра, непосредственно примыкающая к Аравийской платформе. Наиболее примечательны в этой зоне крупные шарьяжи, и самым известным среди них является Битлисский покров. На расстоянии около 500 км метаморфические породы основания надвинуты на офиолитовый комплекс, а тот, в свою очередь, тектонически перекрывает осадочный чехол платформы. Минимальная амплитуда Битлисского покрова оценивается в 50 км [Хаин, 1969].

Непосредственно к востоку от Восточного Тавра офиолитовые серии прослеживаются в виде отдельных выходов, тяготеющих к зоне Загроса. Особенно подробно изучены районы городов Нейриз и Керманшах [Rico, 1968, 1976]. Здесь выделяются несколько покровных единиц, по которым удастся восстановить отдельные зоны прошлого океанического бассейна, а также историю тектонических движений в этой сложно построенной полосе. В районе г. Нейриза, например, выделяется по крайней мере четыре пачки-покрова: нижняя (Пичакун) — кремни, радиоляриты и карбонатные породы, выше следуют кремнистые сланцы и вулканиты с экзотическими блоками, затем залегают офиолиты и, наконец, по Главному надвигу на все это взброшены юрско-меловые известняки. Эпоха наиболее мощного надвигообразования здесь, как и во многих других местах пассивной окраины Аравии, приходится на маастрихт.

Исключительно пестрая картина развития офиолитовых комплексов вырисовывается в районе Восточного Ирана, где они образуют выходы вокруг почти всей глыбы Лут. Офиолиты здесь и находятся в виде шарьяжей, и образуют серии блоков-клиньев, приуроченных к ветвящимся сноповидным разрывам, как это наблюдается по восточной периферии глыбы Лут, где выделен меридиональный флишевый

прогиб. Данные о строении этой структуры приведены в работе Дж. Штеклина с соавторами [Stöcklin et al., 1971].

В пределах прогиба развит комплекс верхнего мела, отличающийся преобладанием глубоководных фаций, представленных главным образом филлитами и глинистыми сланцами, а также кремнистыми породами и радиоляритами. В разрезе прогиба известны прослои вулканогенных пород, чаще всего диабазов и их туфов, а изредка андезитовых разностей. Все породы необычайно сильно деформированы, так что кажется, будто отсутствует всякий стратиграфический порядок и видны только блоки с тектоническими контактами [Stöcklin et al., 1971]. Вместе с указанными выше породами здесь встречаются отдельные блоки, линзы, клинья диабазов и ультраосновных пород (дунитов, пироксенитов и периодитов). Все обломки в этой пестрой тектонизированной массе чаще всего вытянуты в соответствии с общим простиранием прогиба. Отмечаются небольшие метаморфические изменения пород, возрастающие по мере приближения к тектонической границе с глыбой Лут. В целом вся картина не оставляет сомнений в том, что здесь имеет место настоящий меланж, причем тектонизация связана не только с явлениями шаррирования, чешуйчатого надвигания, но и дробления, перетиранья вдоль систем продольных нарушений.

В Афганистане офиолиты как особые геологические образования были выделены вслед за А. Гансером [Gansser, 1974] сотрудниками геологической миссии ФРГ [Hess, 1966; Ganss, 1970; Weipert et al., 1970; Geological map..., 1972]. В определенной степени следуя классическим принципам Г. Штилле, они рассматривали эти породы (все вместе) просто как продукт начальной стадии заложения геосинклинального трога. При этом возраст офиолитов принимался подчас без достаточных на то оснований, только исходя из того, какие отложения их окружают ("вмещают"). Чрезвычайно пестрые и по тектонической структуре и по вещественному составу образования в ряде случаев рассматривались как нормальные осадочные формации [Mennessier, 1961, 1968], примером чего может служить выделенная под Кабулом серия Катагай, явившаяся источником многих споров и недоразумений. Лишь региональные съемочные работы позволили составить общее представление о строении офиолитовых комплексов [Сборщиков, Сонин, 1977].

Наиболее значительные и протяженные шовные зоны с офиолитами окаймляют Гильменд-Аргандабский массив. На северо-западе — это офиолитовый шов Хашруд, на юго-востоке — протяженный шов Тарнак. Северо-восточная часть шва Тарнак перекрыта четвертичными отложениями, и на его продолжении прослеживается крупный разрыв, с которым связана серия тел гипербазитов. Этот разрыв с северо-запада, а офиолитовый шов Альтимур с юго-востока окаймляют Кабульский блок. Далее к северу тектоническая ситуация не столь определена. На территории Афганистана нельзя уже наметить сколько-нибудь протяженные офиолитовые швы. Лишь в зонах крупнейших нарушений (Герирудского и Панджшерского, например) встречаются небольшие блоки ультрабазитов и

основных вулканитов. Учитывая исключительную сложность деформаций и несомненные внушительные масштабы горизонтальных подвижек, здесь, практически в центре Памиро-Гималайского синтаксиса, можно с большой степенью вероятности предполагать возможность тектонического срезания, перекрытия или шарьирования отдельных структурных зон, в том числе и офиолитовых швов. Несколько обособленно располагается шов Кветта—Хост, который находится на периферии области молодых палеогеновых прогибов, на границе их с поднятием Сулейман-Киртара.

Офиолитовый шов Хашруд ограничивает Гильменд-Аргандабский массив с северо-запада. Он прослеживается по выходам на поверхность (вдоль линии разрывного нарушения) небольших тел ультрабазитов и отдельных пятен основных вулканитов, в ассоциации с которыми находятся радиоляриты и рифоподобные тела известняков. Указаниями на очень высокую степень раздробленности всех пород, на наличие многочисленных разрывных нарушений, пакетов вертикально залегающих пластов, по существу, исчерпываются сведения о внутренней структуре данной шовой зоны. Несколько кулисообразно по отношению к нему располагается шов Фарах.

Небольшая область развития пород офиолитовой ассоциации известна и в районе Кандагара (на юге Гильменд-Аргандабского массива), она выделяется несколько необычными условиями залегания. Здесь распространены нижнемеловые карбонатно-терригенные отложения, в ассоциации с которыми встречаются зеленокаменно-измененные диабазы, спилиты, андезиты, андезито-базальты, кератофиры и их пирокластические аналоги¹. С вулканогенными породами пространственно тесно ассоциируют тела гипербазитов, габбро, габбро-диоритов и плагиогранитов.

Вулканогенные и интрузивные образования обычно в виде узких полос вытягиваются вдоль разрывных нарушений. Отдельные блоки пород офиолитовой серии прослеживаются далеко в глубь массива, очевидно тяготея к мощному нарушению, впоследствии залеченному аргандабскими гранитоидами. По данным Ю.М. Довгала и других исследователей, в одном из пунктов вблизи селения Гангай наблюдались взаимоотношения меловых эффузивов с подстилающими толщами. Они с небольшим угловым и азимутальным несогласием залегают на алевролитах и кварц-полевошпатовых песчаниках, возраст которых остался невыясненным. Эти исследователи постоянно подчеркивают, что дислокации вулканогенно-осадочных образований в пределах данного участка и отложений, слагающих чехол Гильменд-Аргандабского массива, однотипны. В целом это очень спокойные складки и пологие моноклиальные серии пластов. Лишь иногда в эффузивах ("серия Канкала") отмечаются вытянутые в северо-восточном направлении брахискладки длиной 2—4 и шириной 1—1,5 км. Наклон слоев на их крыльях составляет обычно 5—10—40°. Местами эти дислокации по простиранию сме-

¹ Не исключено, что здесь же присутствуют фрагменты островодужной серии [Montenat et al., 1978, 1979].

няются линейными складками с довольно крутыми крыльями (30—70°), но сравнительно небольшой протяженности (6—8 км). По своей внутренней структуре, характеризующейся относительной простотой, данная офиолитовая зона выделяется из серии аналогичных образований Афганистана. Этот район некоторые исследователи [Карапетов и др., 1975] рассматривают как аллохтонную пластину.

Одной из наиболее значительных структур Афганистана является офиолитовый шов Тарнак. Он протягивается вдоль долины одноименной реки с северо-востока на юго-запад. Многочисленные продольные или косо ориентированные разрывные нарушения пересекают шов на систему узких блоков, чередование которых в целом и определяет структурный облик зоны. На местности этот офиолитовый шов выражен в виде депрессии, на пологом днище которой среди четвертичных отложений выделяются гряды, отдельные холмы, небольшие гребни, в которых вскрывается необычайно пестрый набор пород. В отдельных блоках основные вулканиты и пачки рудистовых известняков слагают крупные моноклиналильные пакеты и серии, как правило, круто падающих или даже вертикально стоящих пластов. Все породы несут на себе яркие следы дробления, развальцевания, пластического течения. Выходы серпентинитизированных ультрабазитов также имеют тектонические ограничения. В некоторых местах контакты их с вмещающими породами свидетельствуют о процессе пластического выжимания материала вдоль отдельных трещин, зон дробления (рис. 25).

Особенность строения Тарнакского офиолитового шва прежде всего состоит в очень широком развитии известняков и пространственно с ними ассоциирующих основных вулканитов. Это достаточно своеобразный комплекс пород, если принять во внимание данные по офиолитам других мест Афганистана. Известняки, по видимому, мелководные, с обильными остатками рудистов, возраст которых, как правило, определяется в пределах перехода от нижнего мела к верхнему. Скорее всего, это рифовые включения, довольно часто встречающиеся в офиолитах [Камалетдинов, Казанцева, 1975]. Находки рудистов связаны не только с изолированными выходами известняков, но также и с отдельными пачками, линзовидными прослоями, прослеженными внутри мощных эффузивных серий (рис. 26). Последние представлены преимущественно базальтоидами (изредка встречаются спилитизированные базальты) с прослоями андезитов, количество которых явно возрастает в юго-западном направлении. Создается впечатление, что офиолитовый шов возник в процессе переработки комплекса пород, не отличавшихся большой глубоководностью, во всяком случае, его трудно связывать с условиями открытого океана и большим удалением от суши. Показательно появление в ряде обнажений несколько южнее г. Мукур (район селения Шахджой) выходов конгломератов (мощностью не менее 100 м), целиком сложенных продуктами размыва толщ гранитно-метаморфического состава, т.е. настоящей континентальной коры. По условиям залегания можно предполагать,

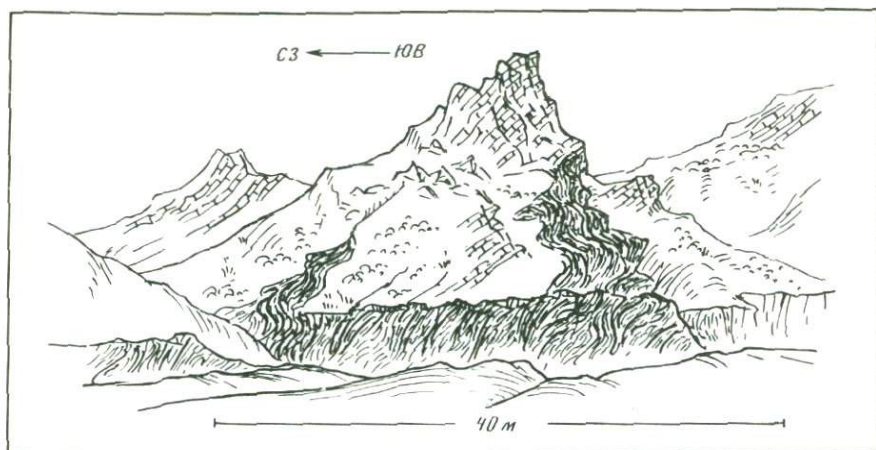


Рис. 25. Протрузивное внедрение апофизов гипербазитового тела во вмещающие известняки юго-восточнее г. Мукур

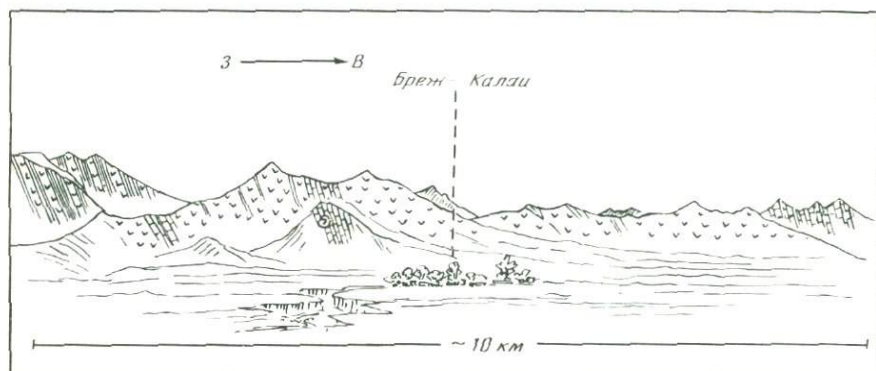


Рис. 26. Базальтоидные серии с прослоями известняков в районе селения Бреж-Калаи
1 — базальты; 2 — известняки; 3 — находки фауны

что конгломераты находятся в основании эффузивно-известняковой серии (рис. 27).

В ряде мест основные вулканы, ультрабазиты, кремнистые и карбонатные породы в виде обломков различной формы и размеров слагают незакономерно построенную тектонизированную массу. Не случайно именно в пределах Тарнакской зоны (севернее селения Спинбулдак) впервые в Афганистане выделены образования типа цветного меланжа [Gabert, 1962]. Они также развиты в виде отдельных блоков, клиньев, в целом вытянутых по простиранию офиолитового шва.

Особое положение занимают в структуре шва метаморфические



Рис. 27. Выходы конгломератов, известняков и основных эффузивов восточнее селения Шахджой

1 — конгломераты; 2 — известняки; 3 — основные эффузивы; 4 — находки фауны

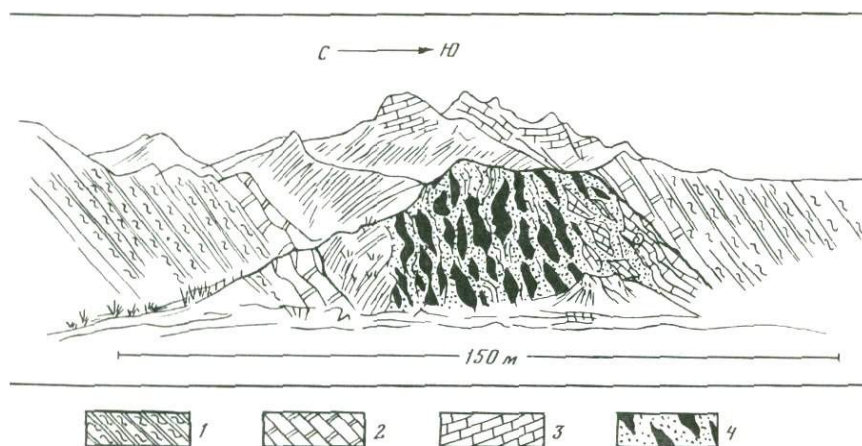


Рис. 28. Глинистые сланцы и мраморы с тектоническим блоком меланжа, содержащего обломки известняков с фауной, юго-восточнее г. Калат

1 — глинистые сланцы; 2 — мраморы; 3 — известняки; 4 — меланж

породы, выходящие к югу от г. Калат и условно отнесенные к палеозою. Они слагают мощные моноклинально залегающие серии глинистых сланцев, мраморов с преимущественным юго-восточным падением. В одном из пунктов в пределах поля развития этих метаморфических пород наблюдался сравнительно небольшой тектонический клин, сложенный образованиями типа цветного меланжа (рис. 28). В обломках известняков, из которых состоит эта пестрая масса, встречаются остатки рудистов. Наблюдающиеся взаимо-

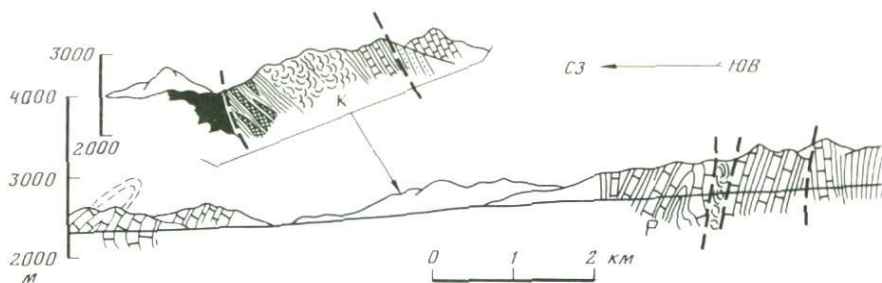


Рис. 29. Геологический разрез через офиолитовый шов Альтимур по автодороге Кабул—Гардез

1 — известняки; 2 — глинистые сланцы; 3 — гипербазиты; 4 — шаровые лавы; 5 — брекчированные породы; 6 — базальные конгломераты палеогена; 7 — песчаники и конгломераты; 8 — четвертичные отложения

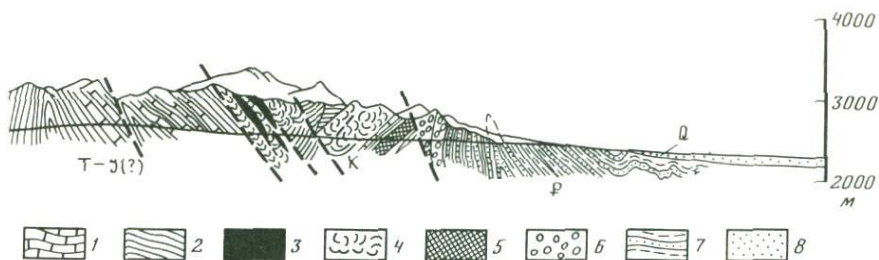
отношения таковы, что тектоническое внедрение меланжа внутри моноклиальной серии представляется несомненным. Учитывая общую ориентировку разрывов и наличие бесспорных сдвигов вдоль Тарнакского шва, можно предполагать, что и в данном случае зона меланжа определенно ассоциирует с одним из таких сдвиговых нарушений. В других местах мощные пачки мраморов, входящих в состав метаморфических серий, залегают над тектонизированной массой. Несмотря на то что сам контакт очень плохо обнажен, скорее всего, здесь можно предполагать надвиговые взаимоотношения.

Юго-западное окончание офиолитового шва Тарнак скрывается под молодыми отложениями впадины Сейстан. На его продолжении на самом юге Афганистана, в отрогах гор Чагай, широко распространены меловые вулканогенные породы известково-щелочной серии (преимущественно базальт-андезит-дациты), прорванные телами гранитов. В комплексе с ними находятся и рудистовые известняки (иногда очень напоминающие "тарнакские"). Все образования интенсивно дислоцированы, раздроблены, местами метаморфически изменены. В целом этот участок, очевидно, можно рассматривать в качестве фрагмента бывшей островодужной системы.

Офиолитовый шов Альтимур приурочен к северо-западной окраине прогиба Катаваз. От северной оконечности хребта Сур-Гар он протягивается в северо-восточном направлении через перевал Альтимур в район Танги-Гару восточнее г. Кабул. В целом этот шов опоясывает с востока и юго-востока Кабульский блок.

В строении шва участвуют самые разнообразные отложения, от докембрийских до палеогеновых. В виде отдельных тектонических пластин, блоков, клиньев здесь присутствуют как офиолитовая ассоциация, так и комплексы Кабульского стабильного блока, формации Сулейманова антиклинория и прогиба Катаваз.

Общая структура рассматриваемого офиолитового шва достаточно хорошо видна вдоль автодороги Кабул—Гардез, в районе перевала Альтимур (рис. 29). Крупный горный хребет северо-



восточного простирания в этом месте сложен преимущественно разнообразными известняками пермского и триасового возраста, а также известково-сланцевыми толщами, весьма напоминающими формации осевой зоны Сулеймановых гор. Северо-восточные разрывы рассекают шов на системы продольных блоков, внутри которых породы залегают моноклинально или образуют довольно простые по строению складки. В узких тектонических клиньях между блоками осадочных пород залегают породы офиолитовой ассоциации, местами в виде сложного смешения типа цветного меланжа. В ряде мест офиолитовая серия находится в почти ненарушенном залегании, так что удастся составить общее представление о ее "первичном" разрезе. В целом последовательность пород весьма близка к типичному разрезу океанической коры, который приводится многими исследователями [Пейве, 1969; Книппер, 1970; Максвелл, 1973; Gansser, 1974; и др.]. В нижней части здесь располагаются ультрабазиты (отделенные от перекрывающих пород разрывными контактами), выше следуют габброиды и затем толща основных вулканитов (диабазо-спилитовая серия) с кремнистыми породами. Юго-западнее перевала Альтимур структуры офиолитового шва перекрываются палеогеновыми осадками прогиба Катаваз.

В виде узких, вытянутых в северо-восточном направлении полос офиолиты выходят и восточнее в районе селений Бакарай, Алихейль и Чамкани. Здесь они представлены преимущественно спилитовыми лавами, местами наблюдается чередование крупных блоков основных вулканитов, ультрабазитов, голубых и красных сланцев. В нескольких местах отмечено тектоническое налегание по крутым взбросам карбонатно-терригенных отложений пермско-триасового возраста (Сулейманского мегантиклинория) на офиолиты (рис. 30, 31). Висячих крыльях, вблизи разрывов, видны многочисленные приразломные складки. Чрезвычайно интересные взаимоотношения отмечены в 4 км западнее селения Чамкани. Здесь внутри толщи пермско-триасового возраста выходит небольшой узкий тектонический блок, сложенный преимущественно ультрабазитами и основными вулканитами, а также осадочными породами (известняками, песчаниками, глинистыми сланцами). Последовательно с запада на восток вдоль автодороги наблюдаются почти в непрерывных выходах сначала офиолиты (в пестром смешении), затем раздробленные известняки,

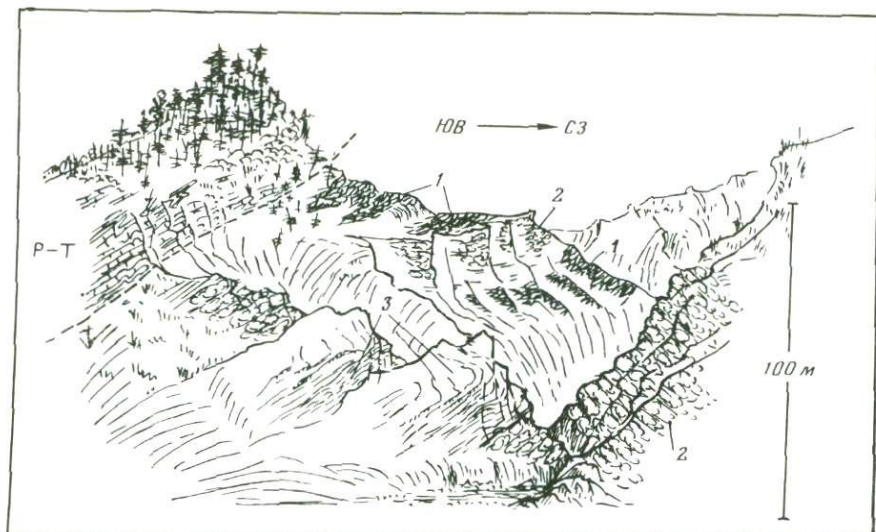


Рис. 30. Офиолитовый шов Альтимур в долине р. Гардз
1 — ультрабазиты; 2 — основные вулканиты; 3 — радиолариты

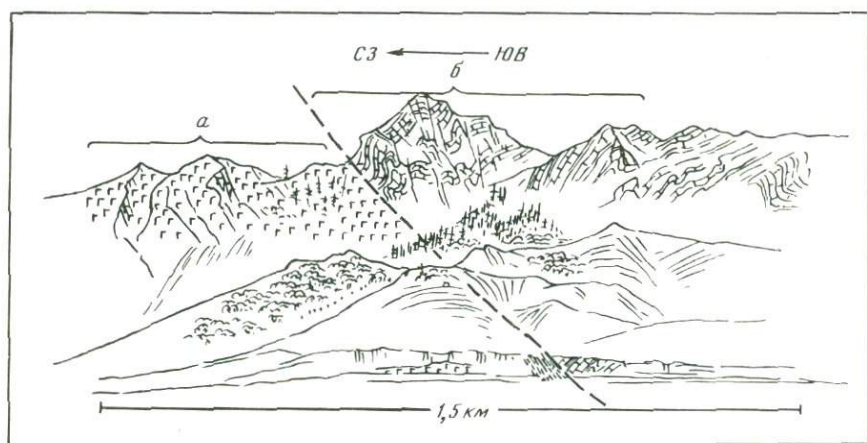


Рис. 31. Взаимоотношение основных вулканитов (а) и пермско-триасовых известняков (б) севернее селения Аликхель

далее следуют круто стоящие красные, бурые и голубовато-зеленые шелковистые сланцы и, наконец, к ним примыкают вертикально залегающие базальные конгломераты палеогена. Последние вблизи контакта со сланцами необычайно сильно тектонизированы. Галька, состоящая преимущественно из известняков, раздавлена, вытянута по вертикали так, что длинные оси в 10—20 раз превышают короткие. Динамометаморфизму подверглось и цементирующее вещество. Эта ярко выраженная линейность с удалением от контакта

заметна все менее отчетливо, и уже в 100—150 м от него конгломераты приобретают нормальный облик с почти изометричной галькой.

Офиолитовый шов, продолжаясь в северном направлении, в общем сохраняет те же черты строения. Выходы разнообразных по составу раздробленных пород с пластами и пачками основных вулканитов и телами ультрабазитов прослеживаются в ущелье Танги-Гару, восточнее г. Кабул. Посетивший это место А. Гансер [1967] уверенно проводит параллель между этими образованиями и хорошо известными ему в других районах выходами цветного меланжа, приуроченного к альпийским офиолитовым поясам.

Юго-западнее перевала Альтимур офиолитовый шов довольно отчетливо выражен примерно до широты г. Газни, и далее он частично перекрывается четвертичными осадками. Здесь офиолитовый комплекс слагает отдельные небольшие гряды, в виде цепочки трасирующиеся вдоль северо-западного борта прогиба Катаваз. Именно в этих выходах наблюдается наиболее пестрое и сложное смещение различных пород (рис. 32). На общем темно-буром фоне, обусловленном преобладанием эффузивов основного состава с отдельными телами ультрабазитов, выделяются белые и розовые линзовидные прослои известняков. Здесь же присутствуют пакеты и пачки (до 400 м мощностью) кремнистых пород, глинистых и филлитизированных сланцев. Весьма характерно наличие горизонтов конгломерато-брекчий, сложенных обломками белых мраморизованных известняков, погруженных в карбонатно-туфовую массу. Форма обломков, их незакономерное положение, структуры волочения и качения в цементе позволяют предполагать, что это настоящие олистостромы.

В большинстве случаев все компоненты меланжа представляют собой глыбы, блоки размером от первых до сотен метров, вытянутые в соответствии с общим простиранием офиолитового шва. По существу, возможность картирования каждой составной части этой смеси целиком определяется масштабом съемки. Меланжем можно назвать также и серию параллельных блоков, разделенных разломами, выходящих, например, в районе селения Шербуз (рис. 33). Здесь ультрабазиты, разнообразные сланцы, габброиды, основные вулканиты слагают системы параллельных вытянутых в северо-восточном направлении гряд. Все породы очень сильно динамометаморфизованы, широко развиты кварцевые жилы. В системе блоков находятся интенсивно рассланцованные известняки с многочисленными остатками нуммулитов. Таким образом, в состав меланжа здесь включены и палеогеновые отложения. Характерно присутствие глаукофановых сланцев, что, очевидно, можно связывать с условиями поддвига на глубине.

Следует подчеркнуть, что взаимоотношения пород офиолитовой серии с палеогеновыми известняками не везде однотипны. В большинстве мест хорошо видны четкие тектонические контакты между ними (рис. 34). Нуммулитовые известняки вблизи офиолитов, как правило, метаморфизованы и дислоцированы в мелкие причудли-

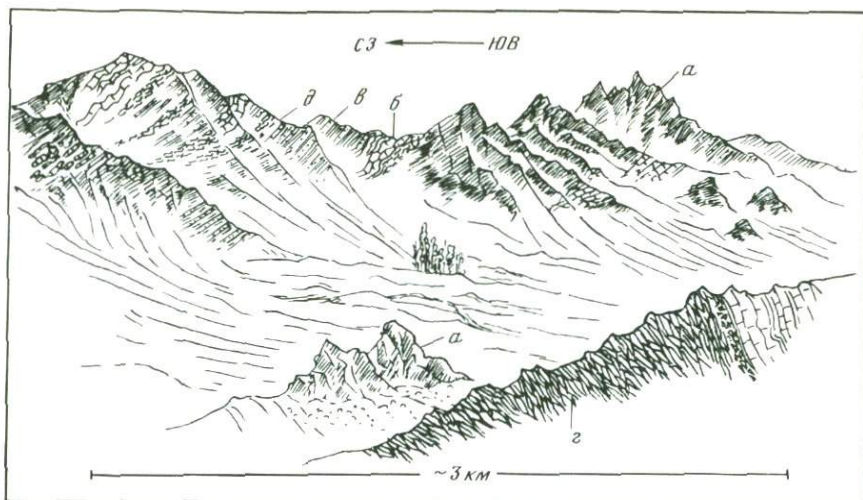


Рис. 32. Офиолитовый шов Альтимур южнее г. Газин

a — эффузивы, *б* — известняки, *в* — глинистые сланцы, *г* — серпентиниты, *д* — кремнистые сланцы

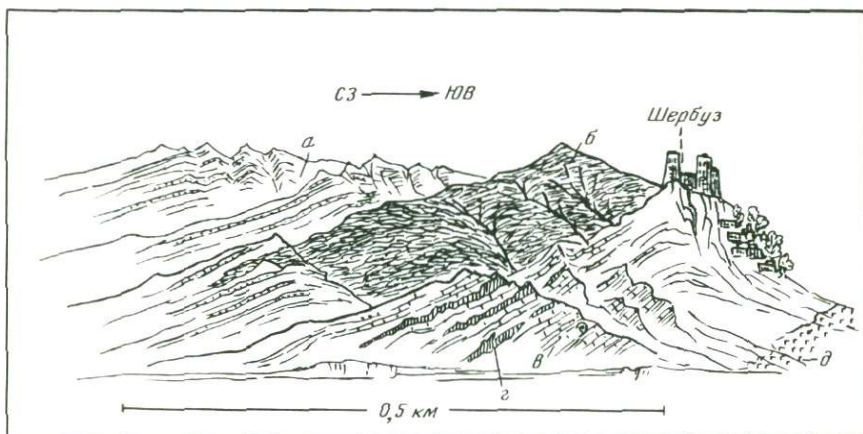


Рис. 33. Зона тектонических клиньев шва Альтимур

a — зеленые сланцы, *б* — ультрабазиты, *в* — нуммулитовые известняки, *г* — кварцевые жилы, *д* — габброиды

вые складочки. Судя по характеру контактов в плане, меланж как бы "вклинился" в краевую часть палеогенового прогиба, будучи ограниченным крутыми, почти прямолинейными разрывами.

В некоторых пунктах северо-западнее селения Катаваз отмечалось налегание палеогеновых слоев без видимого тектонического контакта на эффузивно-кремнистую часть офиолитового комплекса с отдельными прослоями, линзами, пачками конгломератов, в которых ведущая роль принадлежит гальке кремней из этой нижележа-

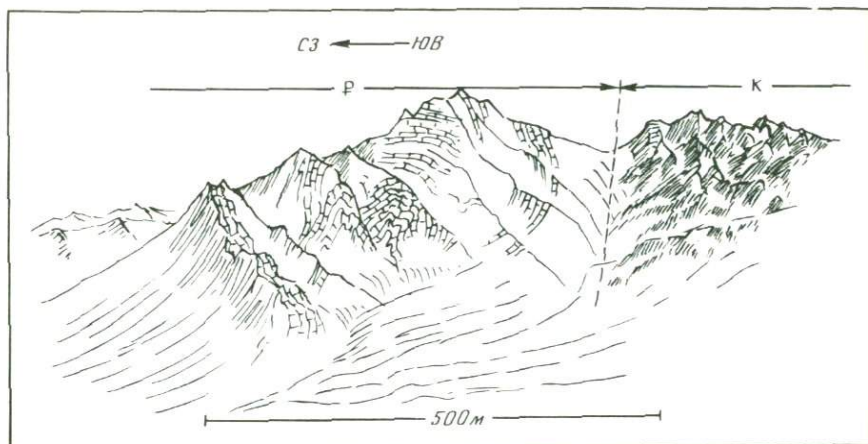


Рис. 34. Контакт палеогеновых известняков с офиолитовой серией (северо-западнее селения Катаваз)

щей толщи. Можно полагать, следовательно, что местами известняки палеогена в виде биогермных построек нормально ложились после некоторого перерыва и частичного размыва на офиолиты. Ситуация же на северо-восточном окончании шва Альтимур существенно иная. Как уже упоминалось, в основании палеогенового терригенного комплекса находится конгломератовая толща, причем в гальке присутствуют исключительно известняки, идентичные тем, что слагают осевую зону Сулейман-Киртара. Офиолиты контактируют с ними тектонически, в пограничной зоне прекрасно выражены признаки динамометаморфизма.

Офиолитовый шов Кветта—Хост располагается в восточной части провинции Пактия. Здесь, на территории Афганистана, находится лишь крайняя северная часть шовной зоны, известной как "линия Кветты" и вытянутой вблизи северо-западной границы Пакистана.

Основную роль в структуре этого шва, так же как и рассмотренных выше, играют многочисленные продольные разрывные нарушения, рассекающие его на систему узких, часто клиновидных блоков. Широко развиты здесь крупные тела ультрабазитов, основные вулканы, кремнистые толщи, метаморфические и осадочные породы. Каждый из этих типов пород встречается как в виде достаточно крупных самостоятельных "монолитов", так и в составе меланжа. Все эти образования, несомненно, являются "инородными" телами в современной структуре Сулейманского мегантиклинория. Они тектонически "вклинились" в комплекс широко развитых здесь карбонатно-терригенных отложений. По выходам офиолитов довольно четко отбивается юго-восточная и восточная границы терригенных палеогеновых прогибов Афганистана и Пакистана. Наряду с широко развитыми в пределах шва прямолинейными, вертикальными разрывами (очевидно, сдвигами), здесь достаточно хорошо выражены и элементы надвиговой тектоники [Cassaigneau, 1979].

Общее строение и состав цветного меланжа мало чем отличаются от аналогичных образований других швов. Интересно присутствие здесь (к югу от селения Спира) мощных брекчиевидных пород своеобразного облика. Остроугольные, неправильных очертаний обломки состоят преимущественно из разнообразных метаморфических пород (преимущественно слюдяные сланцы). Они вкраплены в основную массу, местами метаморфизованную до стадии амфиболитовых сланцев. В слоистом, полосчатом цементе видны отчетливые следы течения материала, который как бы облекает остроугольные обломки, возможно, даже несколько "растягивая" их. Вероятно, это связано с процессом вторичной (постседиментационной) тектонизации. Плоскостная линейность, выраженная в единообразном параллельном расположении "струй" течения, четко согласуется с ориентировкой плоскости надвига, в зоне действия которого данная "брекчия" (первично, вероятно, олистостром) находится.

Офиолитовый шов заканчивается севернее селения Чамкани, где вырисовывается крупное тело ультрабазитов, вытянутое в виде параллельных дуг, как бы повторяющих центриклинальное замыкание прогиба Катаваз. При общем схождении тектонических линий к северу создается впечатление, что формации Сулейманского мегантиклинория вместе с офиолитами, в которых присутствуют и клинья палеогена, "затянуты" в узкую горловину между Кабульским и Спингарским блоками.

Далее к востоку структурой, близкой к рассмотренным офиолитовым зонам, является шов Инда. Наряду с несомненными фрагментами глубоководных флишоидных толщ юрско-мелового и эоценового возраста здесь широко развиты ультраосновные и основные породы, экзотические глыбы, комплекс разнообразных эффузивов [Гансер, 1967; Gansser, 1974; Srikantia, Bazdan, 1980].

В заключение краткого обзора особенностей строения офиолитовых зон необходимо сказать о некоторых общих вопросах, связанных с этими структурами на территории Афганистана. Прежде всего следует остановиться на возрасте офиолитов, имеющем весьма принципиальное значение. Долгое время из-за отсутствия сколько-нибудь достоверных данных возрастной интервал для офиолитовой ассоциации (имеются в виду офиолиты собственно альпид) определялся в довольно широких пределах от юры до палеогена [Демин и др., 1973; Довгаль, 1975; Славин, 1976]. Как известно, обоснованные материалы о возрасте могут быть получены по существу только для одной составляющей офиолитов — вулканогенно-кремнистой толщи, где иногда встречаются фаунистические остатки. Остальные компоненты датируются, как правило, по косвенным данным и не слишком достоверно. Наибольшее число неточностей и спорных моментов связано с интерпретацией структурных соотношений, условий залегания тех пород, которые слагают необычайно сложные и пестрые по составу блоки меланжа. Можно предполагать, что в ряде случаев определения были сделаны по фауне, находившейся в переотложенном состоянии, и ее первичная принадлежность осталась неясной [Демин и др., 1973; Чмырев и др.,

1977]. Несомненно, что определения из известняков Тарнакской зоны должны рассматриваться как данные, характеризующие (особенно в юго-западной части шва) не собственно офиолиты, а андезитобазальтовую серию, близкую к островодужному типу.

Очень часто находки молодой (палеогеновой) фауны в блоках, тектонически включенных в меланж на последних этапах движений, относились к самим офиолитам [Славин, 1976; Mennessier, 1961].

В свое время группой советских геологов в Афганистане были проведены специальные работы по обоснованию возраста некоторых толщ. В результате этого в пределах офиолитового шва Альтимур, восточнее Кабула, в прослоях известняков среди спилитизированных диабазов были найдены остатки норийских кораллов (находки А.Х. Кафарского и В.Б. Аверьянова, определенные Г.К. Мельниковой). Автору довелось участвовать в работе этой группы и убедиться в том, что фауна действительно принадлежит толще основных вулканитов из офиолитовой ассоциации. Это по существу единственное место в Афганистане с достаточно четкой датировкой возраста базальтоидов альпийских офиолитов.

В связи с проблемой офиолитов нельзя не упомянуть о довольно неожиданном утверждении, высказанном в одной из статей, относительно интрузивного контакта крупнейшего в Афганистане Логарского массива ультрабазитов [Феногенов, Чернов, 1976]. Такое предположение противоречит не только огромнейшему большинству фактов, касающихся как различных районов земного шара, так и Афганистана. На том же Логарском массиве проведены детальные работы и показано, что контакты его с вмещающими породами тектонические [Гумеров и др., 1976]. Это подтверждают и геологические данные, полученные при последующих работах (устное сообщение И.Н. Егорова, 1979 г.).

Приведенные материалы по офиолитовым зонам, несмотря на определенное своеобразие Афганского участка Альпийского пояса, вполне соответствуют уже устоявшимся представлениям об этих комплексах как показателях высочайшей тектонической активности, как фрагментах океанической коры. Кажется странным поэтому, что на этих материалах иногда делаются выводы о "внегеосинклинальной" природе офиолитов и возможности их формирования на срединных и остаточных массивах [Довгаль, 1975].

ЮЖНОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ ПОЯСА

В пределах Ирана краевые сооружения представлены внешней зоной Загроста. Она обособляется в силу четкой линейной складчатости, причем отдельные складки прослеживаются вдоль зоны на сотни километров. Разрез отложений, подвергшихся складкообразованию, сложен преимущественно карбонатными породами палеозоя и мезозоя в фациях, близких к условиям окраинной части Аравийской платформы. Во всей этой единой серии отложений первое несогласие отмечается лишь в основании плиоценовых конгломератов. В развитии складчатости внешних зон Загроста большую

роль сыграли эвапориты венда, подстилающие фанерозойский разрез. По этому прослою "смазки", очевидно, происходили срывы и независимые деформации складчатого чехла. Некоторые складки, особенно в восточной части зоны, прорваны многочисленными соляными диапирами¹.

В качестве пограничных структур Альпийского пояса и плиты Индостана выделены прогиб Катаваз и Сулейман-Киртарское поднятие. Тектоническое строение этих сооружений весьма сложно и представляет большой интерес с точки зрения анализа взаимодействия Индостана с внутренними частями Альпийского пояса. К сожалению, в пограничных районах Афганистана и Пакистана всегда были практически невозможными или крайне затруднительными серьезные, долговременные геологические исследования. Картирование юго-восточных провинций Афганистана советскими геологами было, по существу, первым шагом в региональном изучении этой территории, если не считать весьма беглых работ немецких исследователей [Ganss, 1964, 1970].

Прогиб Катаваз

Это крупное складчатое сооружение в целом синклинирного облика. Только в пределах Афганистана он протягивается с юго-запада на северо-восток более чем на 450 км, достигая ширины почти 200 км. Почти на всем протяжении прогиб ограничен либо мощными разрывными нарушениями, либо офиолитовыми зонами. Только на крайнем северо-востоке вскрывается основание прогиба, представленное миогеосинклинальными формациями Сулейманского мегантиклинория, на которые с резким размывом и несогласием налегает палеоген. Насколько далеко этот фундамент прослеживается в юго-западном направлении, определенно сказать нельзя.

Прогиб Катаваз выполнен преимущественно терригенными, флишодного типа толщами палеогенового возраста. Чередование различных типов пород в разрезе довольно пестрое. Здесь можно встретить самые разнообразные типы переслаивания грубообломочных и тонкозернистых разностей, а также крупные (до сотен метров) пачки, сложенные монотонными породами (конгломератами, песчаниками или глинистыми сланцами). По условиям осадкообразования все породы довольно близки и, по всей видимости, связаны с обстановкой относительно неглубокого морского бассейна и рядом находящейся суши. Об этом свидетельствуют состав обломочного материала, признаки волнения в шельфовой полосе, органические остатки мелководья и т.п.

В плане на территории прогиба отмечается довольно отчетливая фациальная зональность (рис. 35, см. вкл.). С севера и северо-востока в краевых частях Катаваза в палеоцене распространены

¹ В целом эта территория, принадлежащая Гондване, в процессе развития Тетиса представляла собой пассивную окраину, что доказано на обширном и детальном материале [Kazmin et al., 1986].

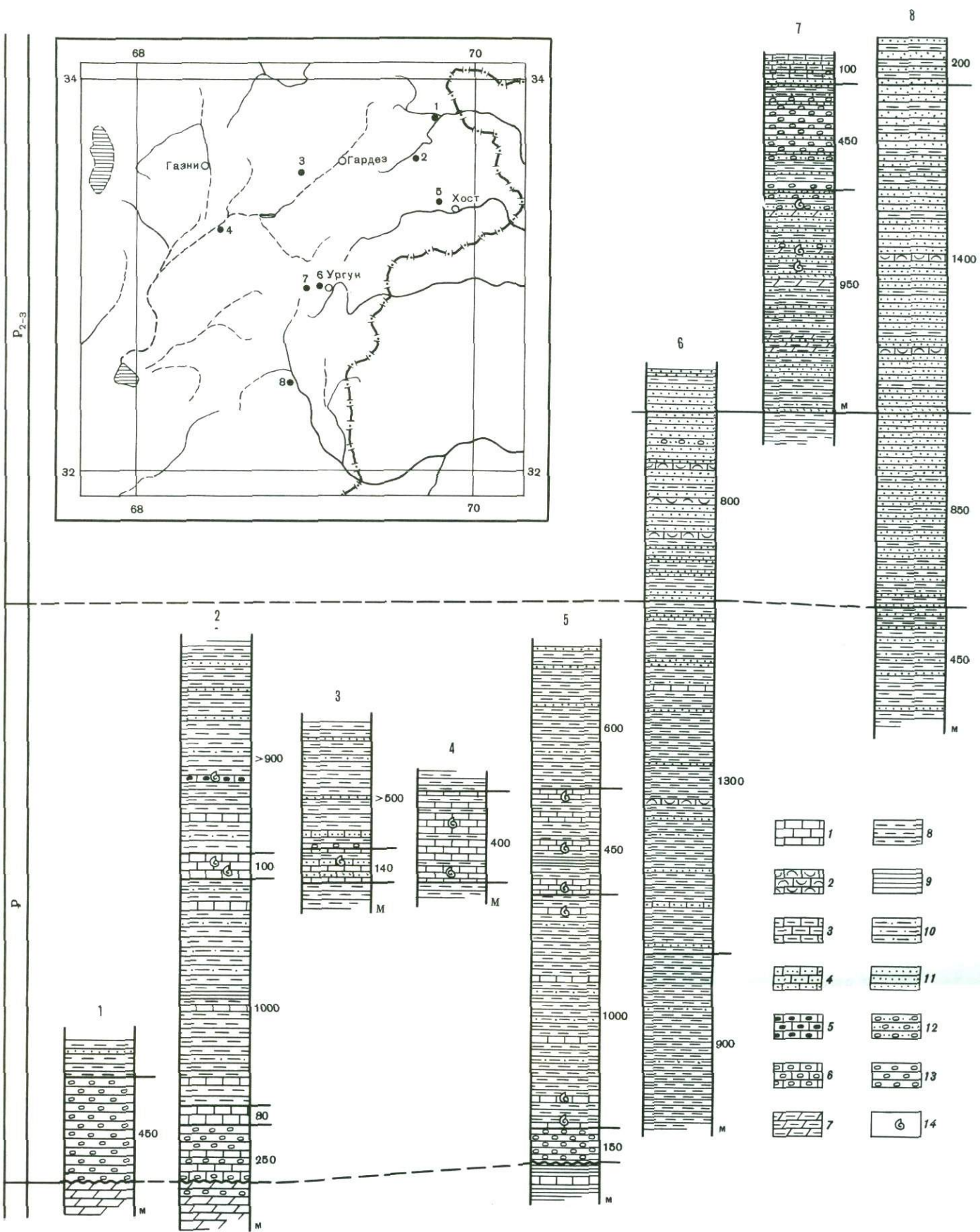


Рис. 35. Схема сопоставления разрезов палеогена Юго-Восточного Афганистана (на врезке — местонахождение разрезов и их номера)

1 — известняки; 2 — ракушечники; 3 — глинистые известняки; 4 — карбонатные песчаники; 5 — известняковые гравелиты; 6 — известняковые конгломераты; 7 — мергели; 8 — глины, аргиллиты; 9 — филлиты; 10 — алевролиты; 11 — песчаники; 12 — конгломератные песчаники; 13 — конгломераты; 14 — органические остатки

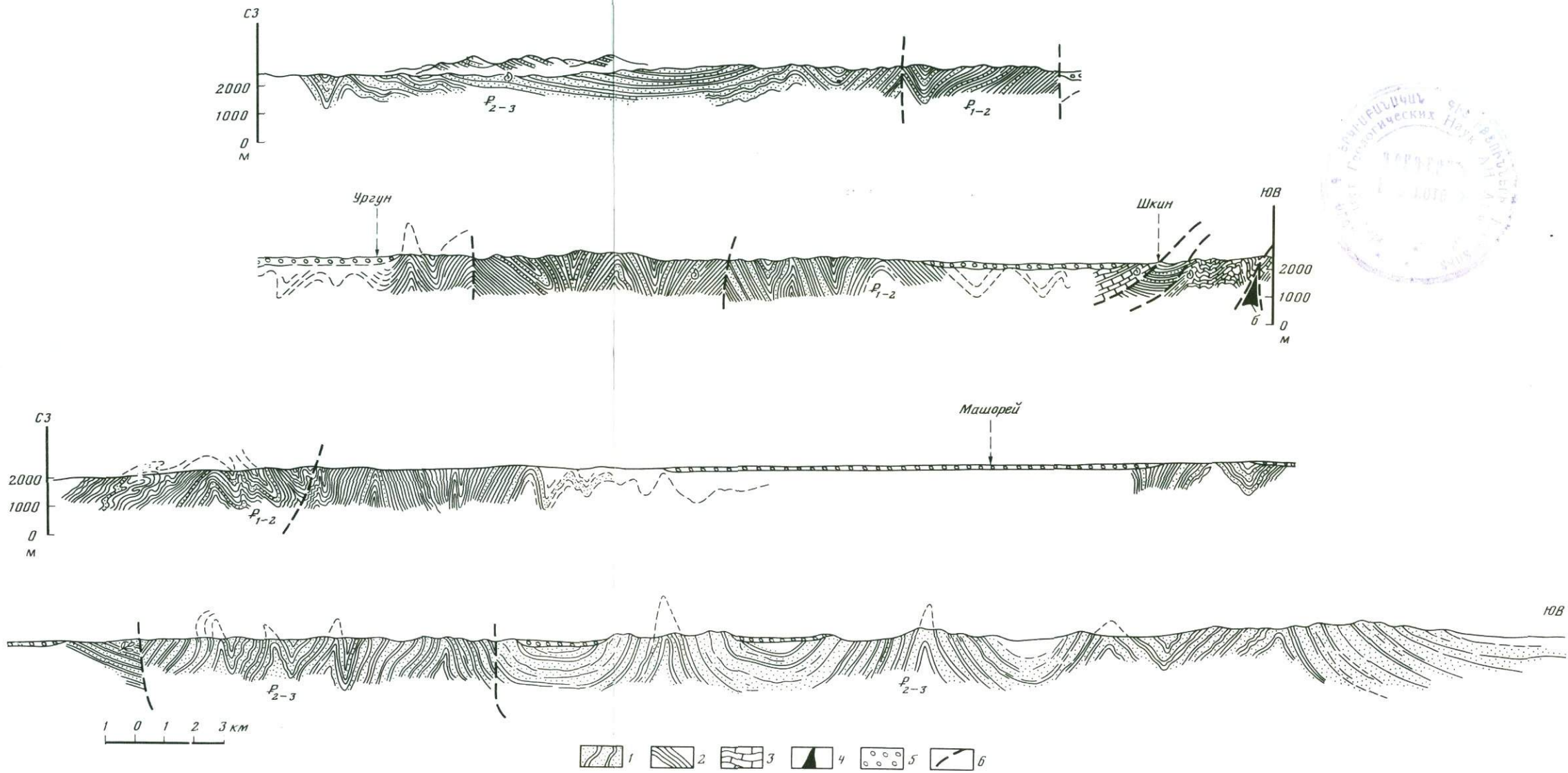


Рис. 36. Геологические разрезы через прогиб Катаваз

1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — известняки; 4 — ультрабазиты; 5 — конгломераты; 6 — разрывы

очень характерные нуммулитовые фации известняков, очевидно, отвечающие прибрежным условиям. В отдельных местах граница прогиба маркируется по мощным пачкам базальных конгломератов, образовавшихся уже в континентальных условиях (при сносе с Сулейман-Киртара). Нуммулитовые известняки прослеживаются неширокой полосой и по другому борту, в районе г. Мукур и несколько севернее. С краевыми фациями палеогена связаны довольно значительные олистостромовые горизонты [Cassaigneau, 1979], появление которых обусловлено, очевидно, обрушением крутых известняковых уступов, ограничивающих прогиб. Во внутренних частях прогиба отмечается постепенный переход к несколько более глубоководным осадкам. Комплекс палеогеновых образований юго-востока Афганистана в целом характеризует обстановку пассивной континентальной окраины на полого погружавшемся склоне Индийского материка.

Палеогеновые отложения прогиба интенсивно дислоцированы (рис. 36, см. вкл.). Общее простирание складчатости — северо-восточное. Однако отмечаются отклонения от этого генерального направления до субмеридионального или даже северо-западного, обусловленные плавными дугообразными изгибами отдельных групп складок в плане. Хотелось бы обратить внимание на некоторые черты деформаций, которые важны для понимания генезиса прогиба Катаваз в целом.

В поперечном сечении прогиба в соответствии с общим стилем складчатости отчетливо выделяются центральная и краевые зоны. Центральная, наиболее прогнутая часть прогиба обособляется как зона крупных, преимущественно пологих складок. Она протягивается в субмеридиональном направлении, слегка изгибаясь в виде пологой дуги, обращенной выпуклостью на запад. К югу зона заметно расширяется вблизи границы с Пакистаном. В пределах зоны наиболее значительны крупные брахиформные синклинали с очень пологими крыльями и почти не деформированными пластами в ядрах. Одна из таких складок шириной 10 и длиной около 25 км находится севернее селения Султани (см. рис. 36, левая часть). Синклиналь почти целиком сложена мощными песчаниковыми отложениями эоцена—олигоцена. На крыльях пласты падают под углами 10—25°, а в центре складки залегают практически горизонтально.

По автодороге Газни—Ургун отчетливо вырисовывается плавное, почти округлое ее центриклинальное замыкание с преобладающим падением пластов на северо-восток под углами 20—30°. С северо-запада и юго-востока синклиналь сочленяется с серией меньшего масштаба, но более крутых и глубоких симметричных складок. Падение пластов на крыльях этих структур достигает 50—60°. Примечательно, что на простирании брахисинклинали при общем воздымании ее шарнира (юго-западнее селения Султани) также появляются мелкие и крутые складки, отмечается общее усложнение дислоцированности отдельных пластов и пачек. Все это, очевидно, является следствием дисгармонии складчатости и несо-

ответствия стиля деформаций верхних горизонтов терригенного разреза и более глубоких.

Пологие брахиформные синклинали, аналогичные рассмотренной выше, прослеживаются и южнее. Данная зона резко сужается в районе селения Гомаль и далее на юг вновь расширяется в виде веерообразного пучка складок. Здесь синклинали имеют более вытянутую в плане форму, местами приближающуюся даже к линейной. При ширине 5—10 км они протягиваются на 30—50 км.

Общий стиль складчатости центральной зоны определяется тем, что в ассоциации с пологими мульдами, коробчатыми синклиналями находятся очень характерные антиклинали. Последние представляют собой узкие, сильно сжатые гребневидные структуры. Очень часто, особенно в условиях плохой обнаженности, их наблюдают в виде серии стоящих на головах пластов и пачек, в которых подчас нелегко определить, где же находится ось складки. Лишь прослеживая пласты по простирацию, удается найти их периклинальное схождение. Как правило, осевая часть антиклиналей осложняется дополнительными складками, зонами дробления и трещиноватости.

В плане складчатые структуры зоны в целом и в особенности ее южной части имеют довольно причудливую конфигурацию. На отдельных участках видны резкие изгибы осей не только отдельных групп складок, но даже изолированных структур. При этом происходит не параллельное, а торцовое сочленение смежных складок, разграниченных разрывами. По некоторым разрывным нарушениям отмечается смещение отдельных частей складок сдвигового и, вероятно, надвигового характера. Таким образом, очевиден относительно простой общий стиль складчатости, преобладание крупных, относительно пологих форм, что в целом указывает на небольшую степень сжатия центральной зоны.

По обе стороны от центральной выделяются краевые зоны мелкой сложной складчатости. Отличие структуры этих зон состоит в интенсивной дислоцированности всех отложений, наличии здесь крутых, местами почти изоклиналиных складок. Все складчатые структуры имеют отчетливо выраженный линейный характер с общим параллельным расположением осей. Среди дислокаций северо-западной зоны доминируют северо-восточные простираения. Оси структур юго-восточной зоны в виде единой плавной дуги меняют простираения от северо до юго-восточных.

Наиболее напряженные дислокации развиты в мощных алевролито-сланцевых (некомпетентных) толщах, например юго-восточнее селения Ургун. Здесь наблюдается система тесно сближенных, сильно сжатых равнозначных синклиналей и антиклиналей с крутыми (70 — 80°) крыльями. Во многих местах из-за плохо видимой слоистости структура почти не различима и затушевана к тому же мощно выраженным кливажем. Там, где среди однообразных алевролитов появляются одиночные пласты песчаников, по ним вырисовываются небольшие запрокинутые и лежащие складочки, видимые на хорошо обнаженных вершинах возвышенностей.

Среди разрывных нарушений, широко развитых в пределах прогиба Катаваз, резко преобладают разломы, вытянутые в согласии с общим простиранием складок. Продольная ориентировка нарушений, монотонный характер разреза и недостаточно хорошие условия обнаженности затрудняют определение как типа разрывов (по их механизму), так и амплитуды перемещения крыльев. Большинство из них установлено в результате дешифрирования аэрофотоснимков. Учитывая общетектоническую ситуацию, а также отдельные наблюдения (в частности, отчетливая притертость стенок), можно предполагать, что здесь присутствуют в основном сдвиги и взбросо-надвиги, по-видимому, сравнительно небольшой (не более первых сотен метров) амплитуды. Все разрывы, несомненно, тесно связаны с общим процессом складкообразования.

Особо следует отметить краевые взбросы (надвиги) в восточной части прогиба Катаваз, на границе его с осевой частью Сулейманского мегантиклинория. Так, севернее селения Скин мощная известковая пачка краевой фации палеогенового прогиба взброшена в восточном направлении и налегает на известняково-терригенные отложения триас-юрского возраста (см. рис. 36, правую часть). Несомненно, надвиговой характер на значительном протяжении имеет контакт палеогена с подстилающими толщами и в районе селения Спера. Из-за присутствия здесь базальных слоев палеогена с конгломератами в отдельных местах может создаться представление о трансгрессивном налегании. Однако в ряде ложков, пересекающих этот контакт, отчетливо видна зона нарушения с милонитизированными породами вдоль нее, наблюдается тектоническое притыкание пластов, а в палеогеновых песчаниках прослежены горизонты брекчий (рис. 37). Очевидно, с разрывом связана и мощная минерализация вдоль этой зоны.

Важнейшие черты строения прогиба Катаваз определяются существованием здесь отчетливо выраженных продольных зон разнотипной складчатости. Однако на этом фоне могут быть намечены и поперечные структурные элементы. Так, крупное поперечное поднятие устанавливается в центральной части прогиба. Оно фиксируется по заметному воздымающему шарниров наиболее крупных складок в районе селения Гомаль. Центральная зона пологих дислокаций в этом месте резко сужается. Данные аэромагнитной съемки, проведенной немецкими специалистами [Bosum et al., 1968], указывают на наличие в этом месте крупного поперечного выступа, ориентированного в северо-западном направлении. Если на поднятии глубина магнитного фундамента составляет 4—5 км (и даже менее), то к северо-востоку и юго-западу от него она достигает 6 км и более. Интересно, что на продолжении этого поднятия в северо-западном направлении располагается также поперечная полоса выходов молодых вулканитов впадины Дашти-Навар. Аналогичные по составу эффузивы прослеживаются также и в краевой части прогиба Катаваз.

Меньшая по размерам поперечная структура выделяется южнее, в среднем течении р. Лора. Она выделяется по компактно сгруп-



Рис. 37. Контакт палеогеновых и триас-юрских толщ в районе селения Спира

пированной серии эффузивных образований и субвулканических тел неогенового возраста. Эта поперечная структура, вероятно, имеет ту же природу, что и поднятие в центральной части прогиба Катаваз, хотя в силу сравнительно небольших размеров она не столь заметно влияет на дислокации палеогеновых толщ и не читается на аэромагнитной карте.

Поднятие Сулейман-Киртара

Крайним в системе структур Альпийского пояса, на границе с Индийской платформой, является крупное складчатое сооружение, известное как поднятие Сулейман-Киртара. Основная его часть находится на территории Пакистана. В плане поднятие протягивается в виде извилистой дуги, контуры которой в целом повторяются как прилегающими с юго-востока краевыми, так и находящимися северозападнее "тыловыми" прогибами. В пределах поднятия обособляются два выступа, в осевых частях которых вскрываются наиболее древние (пермско-триасовые и юрские) отложения [Jones et al., 1960]. В северной части (Сулейманском поднятии) выделены две осевые антиклинальные зоны [Воскресенский и др., 1971]. Зона Форт-Сандемен вытянута в северо-восточном, почти меридиональном направлении и на территории Афганистана находится ее северное окончание. С юго-востока кулисообразно по отношению к первой располагается зона Лоралай. Она состоит из системы правосторонне эшелонированных складок и в районе г. Кветта имеет общее простирание, уже близкое к широтному.

Сулейманское поднятие с северо-запада ограничено офиолитовым швом Кветта—Хост, в структуре которого участвуют и формации самого поднятия. Северное замыкание срезается поперечным блоком докембрия Спингар.

Известняково-сланцевые формации, слагающие Сулейманское под-

нятие, дают непрерывный, лишенный заметных несогласий и перерывов разрез от перми (возможно верхов карбона) до мела включительно, выдерживающийся на огромной территории и свидетельствующий о спокойном режиме осадконакопления, происходившего на погруженной части Индийской платформы. Резкое несогласие и перерыв отмечаются лишь на границе с палеогеном, трансгрессивно залегающим на различных горизонтах перми и мезозоя. Однако этот отчетливый рубеж фиксируется лишь на северо-западном крыле Сулейманского поднятия. К юго-востоку от осевой зоны, уже в пределах краевых прогибов, отмечается в целом согласное залегание низов палеогена на подстилающих отложениях, и лишь в отдельных пунктах отмечены следы размыва на этой границе [Воскресенский и др., 1971]. Следовательно, тектонические движения начала кайнозоя наиболее явно проявились ближе к внутренним частям Альпийского пояса и затухали при приближении к платформе Индостана.

Геологические данные по территории Пакистана свидетельствуют о том, что Сулейманское поднятие в целом имеет отчетливо асимметричное строение. Его сводовая часть (с осевыми зонами) смещена к северо-западу, и хорошо развито лишь внешнее юго-восточное крыло. Последнее характеризуется относительно простым строением. Здесь представлены зоны почти горизонтально залегающих пластов, плавные флексурные перегибы, интенсивная складчатость развита фрагментарно [Воскресенский и др., 1971]. На территории Афганистана находится небольшая часть поднятия, видимо, его осевая зона. Именно здесь происходит его тектоническое замыкание, наблюдается схождение нескольких тектонических блоков и зон, включая офиолитовые швы. Несомненно, что здесь, в провинции Пактия, имеют место надвиговые структуры и отдельные фрагменты тектонических покровов амплитудой до нескольких километров, выявленные в районе г. Хост [Cassaigneau, 1979].

Наиболее интенсивные дислокации отмечены в районе между селениями Бекарай и Чамкани в блоке пермских и мезозойских пород, "зажатых" между двумя офиолитовыми швами. Общая структура на первый взгляд представляется в виде единообразной крутой (практически вертикальной) моноклинали. Однако при более детальном рассмотрении в строении моноклинали наблюдаются многочисленные осложнения различного масштаба. Отдельные реликты замковых частей позволяют предполагать на этом участке наличие изоклиальной складчатости (особенно в пачках ритмично чередующихся известняков и сланцев). Все породы подвержены будинированию, тектоническому течению, трещиноватости. На отдельных участках отмечается система многочисленных чешуйчатых надвигов. Несмотря на разнообразные дополнительные дислокации, общее простираение толщ подчинено северо-восточному направлению, согласуясь с ориентировкой смежных офиолитовых швов.

Не менее сложно и строение триасово-юрских толщ, выходящих в районе г. Хост, где явственно ощущается влияние офиолитового шва, протягивающегося сюда из района Кветты. При при-

ближении к зоне развития офиолитовой формации в известняково-сланцевых отложениях появляются сложные, зигзагообразные, дисгармоничные складки. Амплитуда их, как правило, невелика, достигает первых десятков метров. Едва ли не главной особенностью этой на первый взгляд совершенно незакономерной структуры является широкое развитие складок с круто наклоненными, а чаще вертикальными шарнирами. При общем сглаженном рельефе эти складки в четкой слоистой толще хорошо видны на плоских поверхностях денудации. Некоторые более крупные дислокации такого типа просматриваются и на аэрофотоснимках.

Общая структура триасово-юрских толщ к востоку и юго-востоку от г. Хост, вблизи границ с Пакистаном, существенно упрощается. Здесь уже отмечается переход к пологим дислокациям юго-восточного крыла Сулейманского поднятия. На этом участке наблюдаются мощные серии моноклинально залегающих пластов, характеризующихся небольшими углами падения ($20-40^\circ$), очень спокойные крупные складки с общим северо-восточным простиранием.

В рассмотренной области располагается одно из наиболее значительных и протяженных нарушений на востоке Альпийского пояса — Мукуро-Чаманский разлом. Начинаясь несколько севернее г. Кабула, он в виде плавной изогнутой дуги тянется в юго-западном направлении к г. Мукур. Далее на юго-запад он следует по границе с палеогеновым прогибом Катаваз и в районе г. Чаман уже поворачивает почти строго на юг. В зоне береговых хребтов Макран происходит ступенчатое сочленение этого разрыва с нарушением Орнач-Нал, которое и прослеживается практически до побережья Аравийского моря [Andrieux, Brunel, 1977]. Вся эта грандиозная система тектонических нарушений на огромном расстоянии довольно хорошо выражена в рельефе. Например, в Афганистане вдоль разлома проходит четкий уступ хребта Сургар, возвышающийся над прилегающей с запада Тарнакской котловиной на $300-400$ м.

Сама зона нарушения во многих местах имеет довольно сложное строение. Нередко в интервале $300-500$ м наблюдается серия продольных узких блоков-клиньев, а также мощные зоны дробления, трещиноватости и измененных пород (рис. 38). В зону разрыва оказываются затерты как породы, принадлежащие Тарнакской зоне (рудистовые известняки), так и терригенные образования прогиба Катаваз (песчаники, алевроиты).

Мукуро-Чаманский разлом сопровождается многочисленными оперяющимися нарушениями, распространенными как к северо-западу, так и к юго-востоку от него. Особенно многочисленны трещины в палеогеновых отложениях. Показательно, что в подавляющем большинстве они вертикальные или очень крутые. На розе-диаграмме, построенной для системы этих хорошо дешифрирующихся разрывов, отчетливо выделяется северо-восточный максимум (рис. 39). Он соответствует разломам, сочленяющимся с основным под углом около 30° . Аналогичное положение занимают и трещины, развитые в Тарнакской зоне, по другую сторону Мукуро-Чаманского разлома. Естественно, что столь закономерный структурный ри-

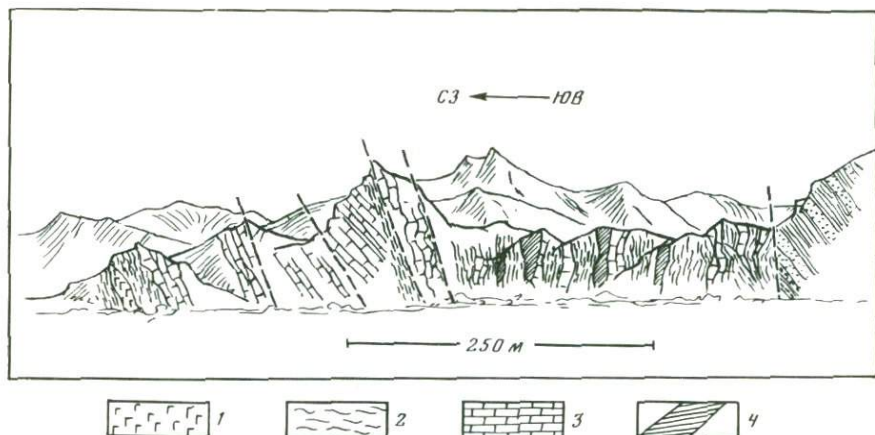


Рис. 38. Схема строения зоны Мукуро-Чаманского разлома восточнее г. Калат
 1 — базальты; 2 — милонитизированные породы; 3 — известняки; 4 — минерализованные зоны

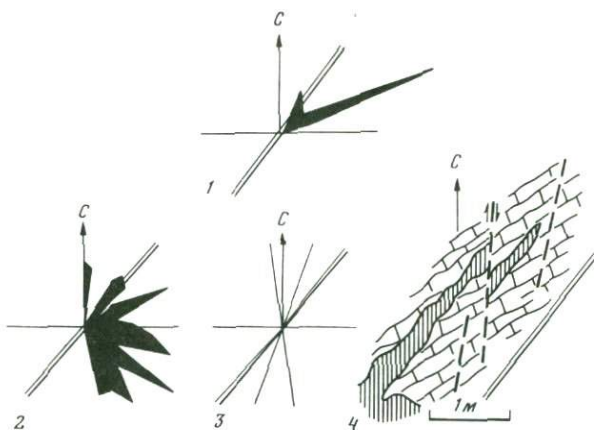


Рис. 39. Схема трещиноватости в зоне Мукуро-Чаманского разлома
 1 — крупнейшие оперяющие разрывы, — 2 — мелкие трещины, 3 — основные зоны минерализации, 4 — смещение одного из апофизов тела гипербазитов

сунок наиболее логично связывать с левосторонним сдвигом, сопровождающимся появлением оперяющих сколовых трещин. Неудивительно, что уже давно Мукуро-Чаманский разлом рисуется как левый сдвиг.

Замеры систем мелкой трещиноватости как в зоне основного нарушения, так и в непосредственной близости от него дают достаточно сложную картину (см. рис. 39). Наряду с максимумом, соответствующим уже рассмотренным косым оперяющим, появляются и другие. В частности, отчетливо выражены трещины, перпендикулярные основному нарушению и даже субмеридиональные. Это определенно указывает на то, что движения по Мукуро-Чаманскому разлому не были единообразными и, быть может, менялись

во времени. Нужно отметить, что даже по некоторым северо-восточным оперяющим трещинам отчетливо фиксируются подвижки правостороннего типа, что не согласуется с полем напряжений в зоне левого сдвига.

Таким образом, сдвиговый характер движения по этому мощному разлому не вызывает сомнения. Что же касается направления смещения, то большинство данных (включая сейсмичность, анализ геоморфологических элементов, рассмотренные ниже) свидетельствуют о развитии здесь на современном этапе левого сдвига.

Глава 3

СОВРЕМЕННАЯ КИНЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТИНА

Альпийский пояс Евразии и особенно его восточная часть — область чрезвычайно высокой современной тектонической активности. Она выражается не только в образовании высочайших плато и горных хребтов, но и в больших горизонтальных подвижках по зонам крупных нарушений. Очевидно, анализ современной кинематики должен объяснять эти наиболее существенные черты морфологии и структуры региона. Обширный материал для такого анализа дают данные по изучению молодых дислокаций и сейсмичности территории [Крымус, 1966; Кучай и др., 1978; Трифионов, 1978; Nowgoosi, 1972; Kaila et al., 1974; Verma et al., 1977; и др.]. Известно несколько схем современной кинематики альпийских структур с позиций тектоники литосферных плит [Nowgoosi, 1972; McKenzie, 1970, 1972; Molnar, Tapponnier, 1975; и др.]. По поясу структур Внутренней Азии интересную работу выполнили Л.П. Зоненшайн и Л.А. Савостин [1979]. Постоянные методические консультации и помощь этих исследователей были весьма полезны при работе над данным разделом. Были использованы как литературные источники, так и оригинальные геологические материалы. В результате получена новая картина взаимодействия плит [Sborshchikov et al., 1981], во многом отличающаяся от предлагавшихся ранее.

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

В современном виде Альпийский пояс в целом представляется огромной горной системой, и в восточной его части выделяются особенно внушительные сооружения, высокогорные области. Некоторые орографические элементы наследуют древние тектонические структуры, что свидетельствует об их глубокой взаимосвязи. От территории Тавра и Кавказа к востоку пояс резко расширяется и включает в себя Иранское нагорье, обрамленное с севера и юга горными цепями. Далее пояс представлен разноориентированными

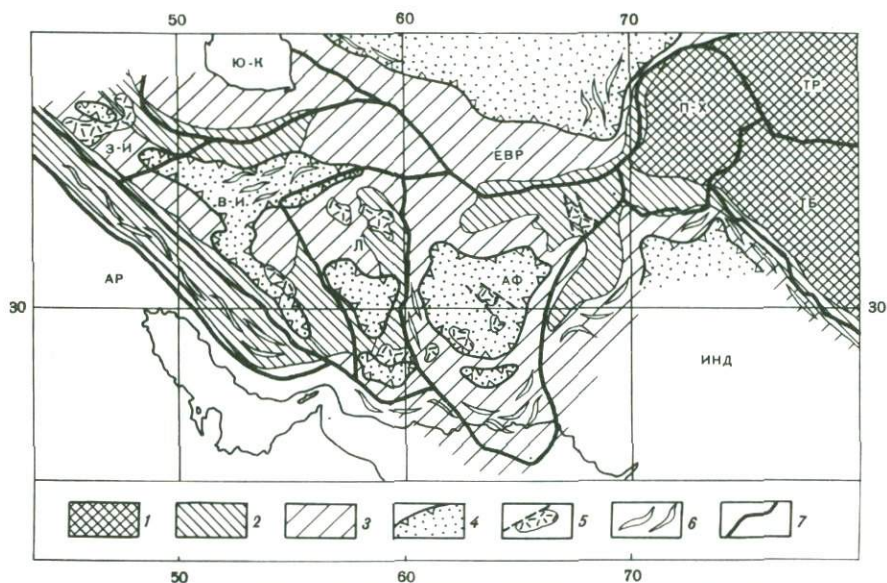


Рис. 40. Схема неотектонических структур восточной части Альпийского пояса

1 — области максимальных поднятий (свыше 4000 м); 2 — области поднятий от 2000 до 4000 м; 3 — области поднятий до 2000 м; 4 — крупнейшие неоген-четвертичные впадины; 5 — участки плиоцен-четвертичного вулканизма; 6 — зоны молодой (послемиоценовой) складчатости; 7 — границы современных плит

Плиты: Ю-К — Южно-Каспийская, З-И — Западно-Иранская, В-И — Восточно-Иранская, Л — Лутская, АФ — Афганская, П-Х — Памиро-Хазарская, ТР — Таримская, ТБ — Тибетская, ЕВР — Евразийская, ИНД — Индийская, АР — Аравийская

хребтами, постепенно сходящимися к Памиру, и вслед за этим продолжается в виде горной системы Гималаев (рис. 40).

От Армянского нагорья на юго-восток простирается обширная приподнятая территория Центрального, или Внутреннего Ирана. Эта область испытала значительную новейшую переработку и довольно сложна в орографическом отношении. Наряду с разноориентированными и сравнительно высокими (до 3000 м) хребтами здесь встречаются обширные межгорные (на отдельных участках, несомненно, грабенообразные) депрессии, выполненные неогеновыми грубообломочными отложениями. В пределах Иранского нагорья одной из наиболее значительных и известных впадин такого типа является Деште-Кевирская. Молодые отложения в ее пределах не только дислоцированы, но во многих местах и прорваны многочисленными соляными диапирами. Территория Центрального Ирана разбита разрывными нарушениями преимущественно северо-западного простирания, движения по которым обуславливают блоковую структуру области.

С северо-востока и юго-запада Центральный Иран обрамлен крупными горными сооружениями. На северо-востоке это система Талышских гор, переходящая затем в структуры Эльбурса, а еще

восточнее продолжающаяся в хребтах Аладага — Биналуда. Как интенсивные поднятия, так и значительные горизонтальные движения происходили здесь вплоть до недавнего времени. Складкообразованием и надвиговыми процессами затронуты отложения вплоть до плейстоценовых, развитые несколько севернее и южнее основного горного поднятия-антиклинория [Хаин, 1969].

По юго-западной периферии Центрального Ирана протягивается другая система хребтов — Загрос. Эти горы существенно возвышаются над расположенным севернее плато, а отдельные хребты чаще всего отвечают линейным складчатым структурам. Новейшие подвижки характерны для зоны главного надвига. Система Загроса, представляющая собой, по-видимому, деформированную часть Аравийской плиты, обрывается на юго-западе, сочленяясь с глубокой Месопотамской депрессией. В деформации вовлечены и молодые (вплоть до плиоценовых) толщи. В них отмечаются разнообразные по форме и размерам складки, ориентированные в соответствии с простираем всей горной системы.

Четко обособляется крайняя восточная часть Иранского плато. Здесь выделяется целая группа хребтов, ориентированных преимущественно в меридиональном направлении. Все вместе они образуют своеобразный концентрический узор. Обширные депрессии располагаются между хребтами. Вся эта область заложена на жестком основании, и морфологические элементы подчеркивают обособленность структуры глыбы Лут. По ее периферии известны многочисленные разрывные нарушения, в том числе и сейсмоактивные [Berberian, 1976; Tchalenko et al., 1973]. В северо-западной части глыбы меридиональным грабеном Шатори отчленяется небольшой Тебесский блок.

Орографический план территории Афганистана и Пакистана определяется наличием крупной области максимальных высот на северо-востоке (в районе Памира) и отходящих от него на юго-запад систем средневысоких гор, ограниченных с севера поднятием Афганского Туркестана, а с юго-востока — Сулеймановыми горами. К северу от этих сооружений начинается Приамударьинская впадина, юго-восточнее располагается депрессия долины Инда, а южнее — впадина Сейстан. Некой единой (хотя и конечно весьма условной) осью поднятий следует считать систему хребтов Паропамиза (до 3500 м), Баба (до 5000 м) и Гиндукуша (свыше 7500 м), сочленяющегося на востоке и северо-востоке с Гималаями. Сложный, альпинотипный рельеф горных сооружений этого региона, по данным некоторых исследователей, характеризуется определенной ступенчатостью, соответствующей, очевидно, стадийности формирования. Выделяется до четырех таких структурно-денудационных ступеней на высотах от 2500 до 5000 м [Славин, Демин, 1972].

Основные формы рельефа, несомненно, созданы недавними, новейшими процессами. В последнее время многочисленными работами показано, что обширные площади восточной части Альпийского пояса, включая такие высокогорные районы, как Памир, Каракорум, Тибет, в палеогеновое время представляли собой невысокие

(до 500 м) равнины со слабыми холмистыми возвышенностями на них [Славин, Демин, 1972; Николаев, Наймарк, 1977]. На эту равнину местами распространялись заливы палеогенового моря или формировались отдельные изолированные лагуны. Морской бассейн простирался с севера, по-видимому, довольно далеко на юг, захватывая часть современных гор [Браташ и др., 1970]. Начало значительных поднятий четко фиксируется по появлению грубообломочных толщ в разрезах. Так, в некоторых впадинах Центрального Афганистана в низах миоцена располагается мощная толща конгломератов. В пределах Афгано-Таджикской депрессии на это же время приходится образование широко распространенной коштангинской свиты, представленной разнообразными терригенными (в том числе и грубообломочными) породами.

Процесс неотектонических движений был чрезвычайно резко дифференцированным и в конечном итоге обусловил появление не только крупных поднятий, но и значительных отрицательных форм рельефа. Их общая структура, взаимное расположение в значительной мере подкрепляют аргументы в пользу горизонтальных движений как рельефообразующего фактора.

Надо отметить, что на фоне примерного соответствия общего тектонического плана и интенсивности неотектонических движений намечаются некоторые аномальные участки. Одним из таких важных и показательных участков является Афганский Туркестан. В тектоническом отношении это платформенная территория, южная часть Туранской плиты. Она отделена с юга от собственно альпийских структур мощной зоной Герирудского разрыва с активными праводвиговыми подвижками в новейшее время. Если структурно эта область не имеет ничего общего со складчатым поясом, то орографически она весьма близка к нему. Афганский Туркестан, особенно в верховьях рек Мургаб, Саманган, Балх, представляет собой возвышенное горное плато с отметками, превышающими 4000 м. Чрезвычайно внушительны и амплитуды вертикальных превышений рельефа, реки во многих местах дают глубокие каньонообразные врезы, образуют узкие экзотические ущелья. В целом это интенсивно расчлененный рельеф, особенно контрастный на фоне находящейся рядом (севернее и северо-восточнее) низкой равнины бассейна Амударьи, к тому же еще опущенной по резкому и крутому уступу. Чем объяснить такую контрастность движения и, самое главное, чем обусловлено резкое относительное поднятие блока, непосредственно примыкающего к Альпийским структурам?

Встает вопрос и о возрасте этого неотектонического поднятия. Оно произошло, несомненно, после образования самых молодых толщ чехла Туранской плиты в этом районе, т.е. после палеоцена (танетского яруса). Начиная с олигоцена и вплоть до миоцена в прилегающих с севера районах появляются терригенные, достаточно грубообломочные породы. Основной процесс воздымания приурочен к домиоценовому времени, а в миоцене образовались грабенообразные впадины (типа Яковлангской), явно связанные с правосторонним смещением по Герирудскому сдвигу. Таким образом, разви-

тие Афганского Туркестана (как орографического элемента) выходит уже за рамки новейшей тектоники и будет затронуто при рассмотрении палеореконструкций.

На фоне общего сводообразного поднятия центральной горной системы Афганистана (от Паропамиза до Сулеймановых гор) выделяется целая серия разнообразных по форме и ориентировке депрессий. Бесспорно, значительная их часть отражает неравномерный характер поднятий, свидетельствует о растрескивании, дроблении и проседании отдельных клиньев, блоков. Особенно интересна цепочка удлиненных, нередко угловатых и чаще всего ограниченных разрывами депрессий, объединяемых нередко в Срединно-Афганскую систему впадин. Они протягиваются от района Герата на западе до р. Анджуман на востоке.

Срединно-Афганские впадины чрезвычайно разнообразны по форме. В районе Герата неоген-четвертичные толщи занимают значительные площади, залегая в виде очень пологого чехла между отдельными возвышенностями. Чаще всего слои практически горизонтальны, редко слабо наклонны ($10-15^\circ$). Лишь местами, вблизи наиболее крупных разломов, отмечается некоторое усложнение дислокаций, видны смещения по отдельным трещинам, взбросам. Далее к востоку система очень узких приразломных впадин, выполненных неоген-четвертичными отложениями, трассируется по долине р. Герируд вплоть до селения Чагчаран.

Необычной конфигурацией отличается впадина Лал. Она находится целиком в пределах докембрийского блока Банди-Баян. Сбросовые нарушения ограничивают ее со всех сторон и в плане впадина имеет форму неправильного треугольника, растянутого в широтном направлении. Выполняющие ее отложения собраны в крупную линейную синклинали, чуть запрокинутую к югу.

Несколько севернее, в верховьях р. Герируд, располагается еще одна своеобразная впадина. Неогеновые отложения, выполняющие ее (особенно в восточной части) принимают участие в сложной складчато-надвиговой системе структур (см. описание Мургаб-Герирудского блока). Многократно повторенные клинья неогена наблюдаются здесь между чешуями, сложенными меловыми карбонатными толщами осадочного чехла Туранской плиты.

В районе г. Бамиан узкая и глубокая неоген-четвертичная депрессия локализуется строго вдоль Герирудского разрыва, местами приобретая форму одностороннего грабена. С этой широтной впадиной смыкается ориентированный в северо-западном направлении Яковлангский грабен. Ряд мелких приразломных впадин сопровождает Герирудский разлом и далее к востоку и северо-востоку.

Общая ориентировка этой системы впадин в виде единой грабенообразной зоны, протянувшейся вдоль обширного удлиненного поднятия, привела к предположению о возможной аналогии этой зоны со структурой типа континентального рифта [Славин, Демин, 1972]. Однако такая аналогия, конечно, весьма условна, и более очевидной кажется связь (по крайней мере, некоторых из впадин) с мощнейшим Герирудским нарушением и сдвиговыми

смещениями вдоль него. В частности, весьма необычная форма впадины Лал может быть обусловлена дроблением крупного докембрийского блока Банди-Баян, отдельные части которого расходятся под действием напряжений в зоне правостороннего сдвига. Даже сама форма впадины в виде вытянутого треугольника, косо прилегающего к зоне главного нарушения, вероятно, предопределена ориентировкой оперяющихся нарушений, отходящих от сдвига.

Вблизи восточного замыкания этой впадины, уже по другую сторону Герируда, неогеновые отложения интенсивно дислоцированы, они участвуют в строении сложного участка сжатия, также, очевидно, возникшего при горизонтальных подвижках (повороте Мургаб-Герирудского блока). Процесс активного современного сжатия выражается также в многократно наблюдавшихся явлениях недавнего надвигообразования и в деформациях молодых отложений.

Севернее Пенджаба, в месте сочленения Гиндукуша, Сулеймановых гор, Каракорума и Гималаев находится несколько высокогорных массивов. Самым северным из них является плато Памира с высотными отметками, достигающими 4000 м. Это гетерогенный элемент, имеющий центральное ядро, на севере обрамленное мощными горными хребтами, вытянутыми в виде дуг, обращенных выпуклостью на север. Крупнейшие разрывы сдвиговой природы ограничивают Памир с запада и востока, во фронтальной части переходя в надвиг. С юга к нему примыкает область, орографически довольно разнородная и объединяемая обычно под названием Хазара.

Сейтанскую впадину с юга и юго-востока огибают несколько дугообразных горных систем. Прямо к югу от нее расположены горы Макрана, непосредственно подходящие к побережью Аравийского моря. Активные процессы складкообразования затрагивают здесь отложения практически вплоть до современных. Их продолжением на северо-восток являются Киртарские и Сулеймановы горы, располагающиеся на границе Альпийского пояса с депрессией долины Инда. Сулеймановы горы отличаются в плане резким зигзагообразным изгибом (севернее Кветты) и характеризуются сложным кулисообразным расположением отдельных хребтов и гряд. С этой краевой горной системой связаны крупнейшие активные разрывные нарушения (Кветтский, Мукуро-Чаманский).

От района Памира и Хазары на юго-восток протягивается грандиозная цепь Гималаев со знаменитыми вершинами, поднимающимися за 8000 м. Здесь в поперечном сечении можно выделить ряд зон или структурно-морфологических подразделений: Субгималаи, Низкие и Высокие Гималаи и, наконец, долину верхнего Инда, отделяющую собственно Гималаи от Тибетского нагорья. Грубообломочные толщи Предгималайского прогиба свидетельствуют об интенсивном воздымании прилегающей с севера горной страны в новейшее время. Особенно резкое усиление роста Гималаев произошло совсем недавно, предполагают даже, что "на глазах" человечества. Широко известны в Гималаях примеры молодых и современных дислокаций крупного масштаба.

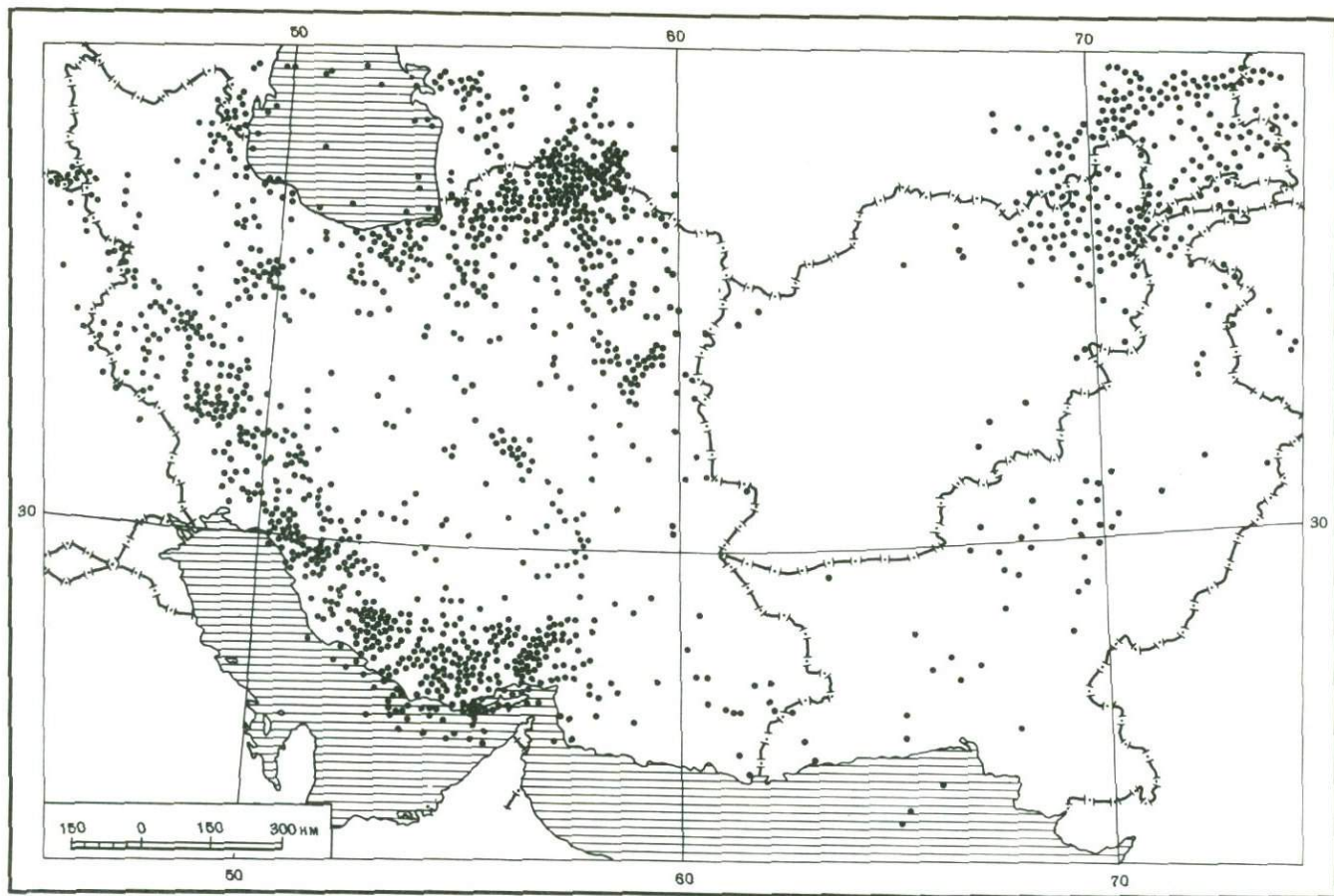


Рис. 41. Карта сейсмичности восточной части Альпийского пояса (по [Berberian, 1976; Nowroosi, 1972])

Севернее Гималаев находится Тибетское нагорье, приподнятое до высот 4000—6000 м. О его структуре известно пока еще очень мало и можно только предполагать, что основание этого крупного блока гетерогенно. В пределах нагорья располагается несколько горных гряд с депрессиями между ними, выполненными палеогеновыми и неогеновыми отложениями. От Тибета системой Куньлуня отделен несколько меньший по размерам Таримский массив.

Начало новейшего этапа развития территории связано, по-видимому, со временем, когда на месте домиоценовой поверхности выравнивания появляются признаки значительных поднятий, поставивших грубообломочный материал в межгорные впадины и прогибы (нижняя часть миоцена). Окончательное же оформление современной структуры произошло примерно в последние 10 млн лет во время активного воздымания основных горных сооружений, дифференцированных поднятий, горизонтальных подвижек.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И КОНТУРЫ ПЛИТ

В соответствии с принципами концепции тектоники плит зоны тектонической активности пространственно приурочены к границам плит литосферы, условно принимаемым в качестве жестких тел. В пределах Альпийского пояса на современном этапе приходится иметь дело только с границами поглощения (сжатия) и скольжения. Нарастивание плит, сопровождаемое растяжением, идет южнее, в рифтовых зонах Индийского океана и системе Красное море—Аденский залив.

Анализ сейсмичности — наиболее эффективное средство определения современных границ плит. Основные трудности при изучении такой сложной внутриматериковой зоны, как Альпийский пояс, заключаются в несколько нечеткой, размытой картине сейсмичности по всей ширине складчатой области, на что уже обращалось внимание [Ле Пишон и др., 1977]. Тем не менее современные и достаточно полные материалы по сейсмичности в совокупности с анализом структурно-геологических данных позволяют наметить основные границы плит во многих местах достаточно уверенно. В первую очередь это относится к территории Ирана, где благодаря полной и тщательной сводке М. Берберяна [Berberian, 1976] картина сейсмичности вырисовывается вполне отчетливо (рис. 41)¹.

По южной периферии Ирана прослеживается широкая полоса сгущения эпицентров землетрясений, отвечающая всей зоне деформаций Загроса. Она вытянута в северо-западном направлении, от района оз. Ван до Ормузского пролива. Наряду с коровыми здесь зарегистрированы также несколько глубокофокусных землетрясений (до глубин 100—150 км). В северной части Ирана, вдоль Эльбурса и Биналуда, выделяется вторая отчетливая зона повышенной сейсмичности. В целом она дугообразно обрамляет с юга впадину южного

¹ Использование для проведения границ данных о землетрясениях только промежуточной глубинности, вероятно, наиболее правильно. Однако приходится учитывать и коровую сейсмичность, так как эти землетрясения весьма редки.

Каспия, а с севера в качестве ограничения этой депрессии можно рассматривать сейсмический пояс, протягивающийся от юго-восточного замыкания Большого Кавказа через Каспий на дислокации Копетдага. В районе Ашхабада происходит его сочленение с Эльбурс-Биналудской зоной. В центральной части Иранского нагорья хорошо выражена поперечная полоса сейсмичности, вытянутая примерно вдоль линии Чалус—Хамадан. На востоке Ирана отмечается сгущение эпицентров землетрясений по всей периферии глыбы Лут и тем самым по сейсмическим данным обособляется и этот структурный элемент.

В пределах западной части Афганистана сколько-нибудь четких сейсмических границ выделить не удастся. Даже Герирудская зона с ее активной молодой тектоникой практически асейсмична¹. Наибольшее сгущение эпицентров землетрясений наблюдается в районе Памирского узла, где, очевидно, сходится большое число сейсмических границ. Здесь же располагается известная зона памиро-гиндукушских глубокофокусных землетрясений (до глубин 200 км). Очень ярко выражена в сейсмичности фронтальная зона памирских структур, а также складчатые системы Куньлуния и Гималаев. На юго-запад от Памирского узла хорошо прослеживается широкая полоса несколько рассеянной сейсмичности, отвечающая в целом зоне пограничных структур между Индийским щитом и альпийскими сооружениями. Она протягивается вплоть до побережья Аравийского моря и далее на юго-запад уже на океаническом дне. Слабо выраженная сейсмическая граница подходит к этой зоне от юго-восточной оконечности глыбы Лут.

Таким образом, сейсмические и структурные данные позволяют выделить целый ряд микроплит в пределах восточной части Альпийского пояса: Западно-Иранскую, Восточно-Иранскую, Южно-Каспийскую, Лутскую, Афганскую, Памиро-Хазарскую и, наконец, Тибетскую и Таримскую (см. рис. 40).

ДАННЫЕ ПО МЕХАНИЗМАМ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Определение характера смещения, вызвавшего землетрясение, оказалось важным инструментом для выяснения особенностей современных тектонических напряжений в земной коре. Эти сведения широко используются в тектонике плит и дали немало важных и достаточно достоверных результатов. Теоретические основы метода определения механизмов очагов землетрясений и практические приемы, применяемые при этом, известны по ряду работ [McKenzie, 1969; Балакина и др., 1972; Ле Пишон и др., 1977; и др.]. Учитывая задачи настоящего исследования, приведем здесь лишь краткие сведения, необходимые для понимания дальнейшего материала.

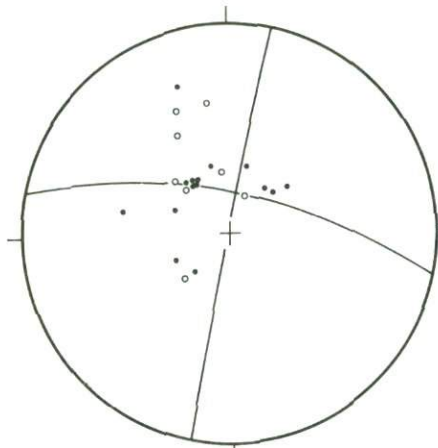
¹ Вероятно, это один из довольно редких примеров кратковременного (по геологическим понятиям) перерыва в подвижках, приходящегося на последние несколько десятков лет (в течение которых землетрясения регистрируются достаточно точно и по единой методике).

Землетрясения возникают в результате смещения по разрывным дислокациям, вызывающим распространение во всех направлениях упругих волн, среди которых выделяются продольные и поперечные. Наибольшая скорость присуща продольным волнам, в которых колебания частиц происходят вдоль направления движения волны. Первые вступления этих волн обычно регистрируются на приемных сейсмических станциях особенно четко, причем различаются по знакам, т.е. свидетельствуют либо о сжатии, либо о растяжении. Именно первые вступления и позволяют определить ориентировку напряжений в эпицентре (существуют также и некоторые другие, обычно менее эффективные методы).

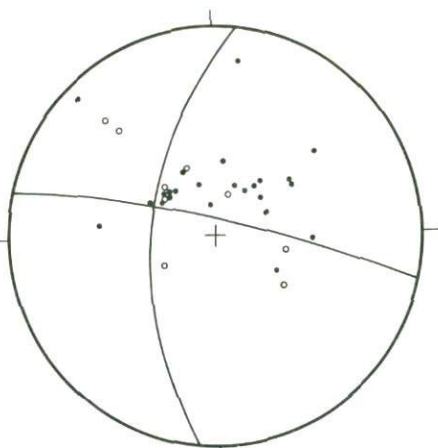
В настоящее время на практике применяется модель очага, получившая название эквивалентного точечного источника типа двойного диполя. Графическое представление о механизме очага землетрясения обычно дается с помощью простой схемы с разрывом, проходящим через точку очага, и квадрантами сжатия и растяжения по разные стороны от него. Поскольку разрыв представляется результатом действия пары сил, то при смещении по разрыву в направлении от очага будет возникать зона сжатия, а в тылу — растяжение. По разные стороны разрыва положение квадрантов будет противоположным. Если на регистрирующей станции по этой схеме выделяется область, соответствующая направлению волн сжатия, то в очаге ей будут соответствовать условия растяжения и наоборот.

Таким образом, вырисовываются четыре квадранта с последовательным чередованием сжатия и растяжения. Они разделены двумя плоскостями, одной из которых является разрыв, а другая перпендикулярна к нему. Эти плоскости получили название нодальных и примечательны тем, что вдоль них не происходит никакого смещения. Эта особенность помогает определить (по отсутствию или очень слабому проявлению первых вступлений), насколько та или иная сейсмическая станция близка к простиранию нодальной плоскости. Любое решение механизма очага землетрясения в принципе неоднозначно и дает направление двух плоскостей, из которых только одна является истинной плоскостью смещения. Выбор делается на основании привлечения каких-то дополнительных материалов. В качестве таких данных используются афтершоки, ориентировка изосейсм и, наконец, простирание выявленных геологическими методами разрывов, близость которых к сейсмоактивному наиболее вероятна.

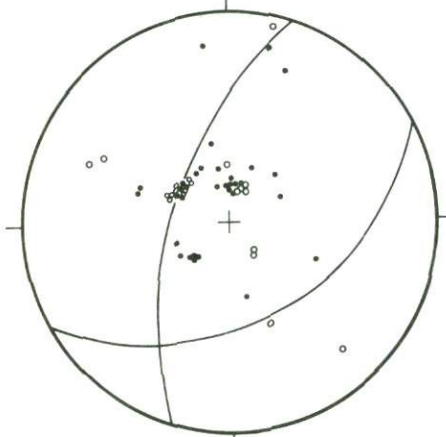
В тектонике плит широко используется понятие горизонтальной проекции вектора скольжения (slip vector). Его простирание легко определяется прибавлением 90° к простиранию вспомогательной плоскости. Очевидно, далеко не во всех случаях проекция вектора будет совпадать с простиранием плоскости разрыва. Рассматривая зону сейсмичности, служащую границей жестких плит литосферы, следует иметь в виду, что вдоль такой границы положение горизонтальной проекции вектора скольжения должно быть единообразным. При этом в каждом конкретном месте положение поверхности сместителя



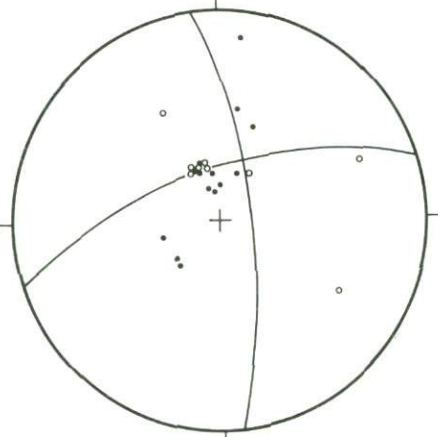
I



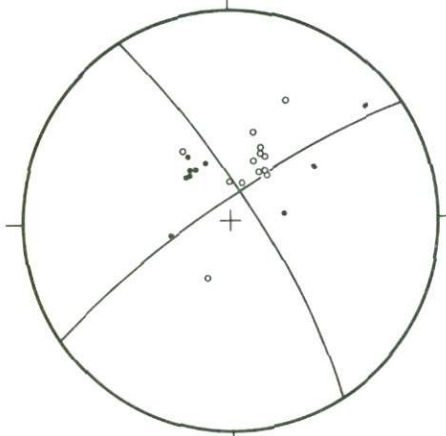
II



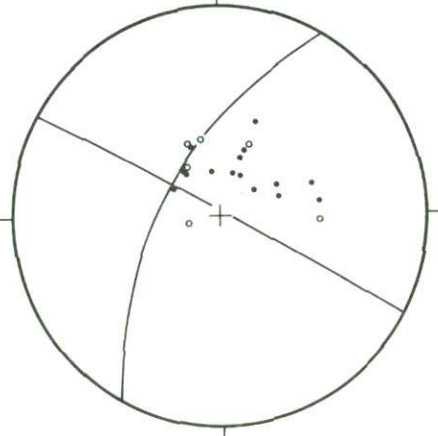
IV



V



VII

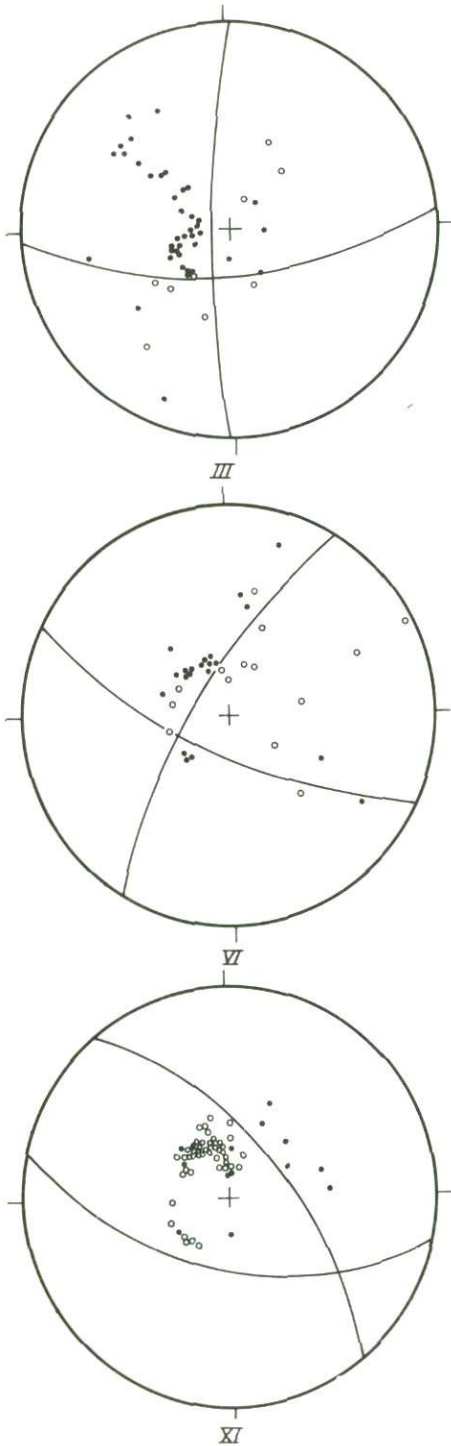


VIII

Рис. 42. Примеры механизмов очагов землетрясений по данным автора

i—VII — см. на рис. 43: VIII (4.XI.68) и IX (22. IV. 68) на рис. 3

Данные по землетрясениям I—VIII приведены в табл. 4



может быть различным, хотя относительное движение между плитами остается одинаковым. Например, зона сжатия структурно может выражаться и в виде надвигов (с разным наклоном поверхностей) и сопряженных сколов, образующих пересекающиеся системы, и, наконец, сдвигов, перпендикулярных простиранию надвигов. Смещения по всем этим нарушениям будут отражать перемещение плиты как единого тела в одном направлении. Вектор скольжения используется поэтому для выбора между нодальными плоскостями при изучении одной границы плит. Для этого статистическим путем устанавливается преобладающее направление вектора скольжения и при каждом определении механизма выбирается та нодальная плоскость, которая наилучшим образом соответствует такому направлению. Сами же горизонтальные проекции вектора весьма удобны для вычисления полюса вращения плит, находящегося на пересечении перпендикуляров к этим направлениям.

Таким образом, задача решения механизма очага землетрясения сводится к определению положения четырех квадрантов. Эта задача существенно облегчилась с тех пор, как была создана Мировая стандартизированная сеть сейсмостанций, в бюллетенях которой практически для любого крупного (более 5 баллов) землетрясения имеется

Таблица 4
Данные по механизмам очагов землетрясений, используемые при вычислении полюсов вращения

Номер по перво- источнику	Дата	Время	М	Координаты эпицентра		Н, км
				с.ш.	в.д.	
По данным Е.И. Широковой [1977]						
6	21.VI.1965	00ч 21 м	6,2	27,9	55,9	26
7	27.VII.1966	14 49	5,3	32,3	48,7	—
9	2.I.1967	13 50	5,2	30,7	50,5	60
10	9.I	01 55	5,4	27,6	54,5	23
11	29.I	07 56	5,8	26,5	55,3	43
13	23.IV.1968	12 39	5,1	27,7	56,7	52
16	30.V	01 10	5,2	27,8	54,0	27
17	30.V	19 53	5,2	29,7	51,3	32
19	23.VI	09 16	5,3	29,8	51,2	34
22	4.IX	11 19	5	34,0	59,0	25
24	14.IX	13 48	5,8	28,3	53,0	33
27	14.IV.1969	13 13	5	27,8	54,7	50
28	29.IV	04 37	5,5	29,6	51,6	21
29	21.VI	16 35	5,2	27,5	57,5	64
30	2.IX.	13 30	5	30,2	57,7	53
33	7.XI	18 33	6,1	27,8	60,0	74
37	23.II.1970	11 22	5,4	27,8	54,5	56
40	17.III	23 19	5	34,0	59,7	25
41	1.IV	23 54	5	28,0	56,7	65
50	25.X	11 22	5,3	36,6	45,0	44
55	22.VIII.1971	17 54	5,1	29,7	50,7	20
56	8.IX	12 53	5,6	29,1	60,0	10
57	9.XII	01 42	5,8	27,3	56,6	24
58	2.VII.1972	12 56	5,5	30,1	50,9	37
61	11.XI.1973	07 14	5,5	30,2	53,0	11
По данным Л.М. Балакиной с соавторами [1972]						
45	3.II.1956	13 16	5,0	32,5	46,0	—
50	13.XII.1957	01 45	7,0	34,0	47,0	—
51	5.V.1958	05 21	5,0	36,0	44,5	—
52	14.VIII	11 27	5,0	34,0	47,5	—
57	19.VIII.1964	09 33	5,2	28,0	52,6	—
58	19.VIII	15 20	5,5	27,9	52,6	—
60	10.III.1965	05 44	5,5	32,5	49,0	—
По данным автора*						
V	4.IV.1968	01 44	5,0	24,6	66,2	33
IV	15.V	20 39	5,4	34,6	70,8	49
VIII	4.XI	09 02	5,0	12,1	57,9	50
VI	9.XI	13 43	5,1	23,8	64,7	15
III	17.XI.1972	09 09	5,2	27,4	59,1	—
II	17.XI.1974	15 05	5,0	32,8	55,1	30
I	11.I.1975	12 08	5,0	29,1	51,8	29
VII	19.V	07 59	4,9	21,0	61,7	15

Примечание. Az° — азимут и e° — угол с горизонтальной плоскостью вектора падения.

* Номера соответствуют номерам на рис. 42, 43.

Нодальные плоскости				Ось сжатия		Ось растяжения	
I		II					
Az°	e°	Az°	e°	Az°	e°	Az°	e°
По данным Е.И. Широковой [1977]							
238	52	40	40	60	8	309	68
186	21	356	70	350	65	180	25
18	68	180	22	28	64	194	25
228	70	331	60	278	39	12	07
158	25	337	65	336	70	158	21
301	64	34	86	454	14	350	23
340	58	84	70	34	39	300	6
265	82	0	60	308	27	45	15
254	64	36	34	58	15	286	66
342	60	86	68	35	40	304	4
342	45	178	47	247	82	350	3
272	80	5	70	317	21	47	7
272	60	183	90	322	20	224	20
278	65	157	40	122	14	235	56
270	86	178	76	225	14	132	10
357	76	107	40	35	46	150	22
256	60	30	40	56	12	300	64
263	80	20	20	65	33	284	50
93	40	262	50	85	7	216	80
245	60	31	33	280	70	52	14
127	80	37	86	172	5	81	9
65	70	158	80	18	5	112	21
38	64	129	86	350	15	87	22
173	80	0	10	353	35	173	55
168	50	293	56	236	58	140	5
По данным Л.М. Балакиной с соавторами [1972]							
240	69	353	44	32	15	282	50
215	46	70	50	233	3	133	70
192	42	352	50	180	2	295	78
52	90	322	70	10	14	285	14
119	75	18	52	332	18	78	40
114	68	4	50	324	10	65	45
141	16	31	83	52	52	200	33
По данным автора*							
82	72	340	60	119	8	215	24
286	61	150	39	303	11	63	66
300	60	30	88	173	22	70	19
204	70	300	71	74	24	340	4
273	76	2	80	226	24	42	8
275	56	12	80	150	33	50	14
98	90	8	68	140	13	236	13
58	76	326	80	192	17	282	2

достаточно исходных данных. Графически решение осуществляется на сетке Вульфа (или другой проекции), куда наносятся знаки первых вступлений от данного землетрясения на различных станциях. Они изображаются в виде условных точек, соответствующих пересечению выпрямленных лучей с поверхностью очаговой сферы. Положение каждой из точек задается двумя параметрами: азимутом станции на эпицентр и углом (e или i) между касательной к лучу в очаге и горизонтальной (или вертикальной) плоскостью. Для определения угла используются эпицентральные расстояния, приведенные в бюллетенях, и соответствующие кривые (О.Д. Гоцадзе и др.). Все определения могут выполняться в проекции как нижней, так и верхней полусферы. В данной работе во всех примерах используется нижняя полусфера, и на рисунках черным закрашены квадранты сжатия.

По графическим построениям легко устанавливаются либо "чистые" механизмы сдвига, надвига, сброса, либо всевозможные их комбинации. Различна и надежность решений механизмов, зависящая от множества факторов, но главным образом от количества используемых данных (станций). Считается достаточным для получения надежного решения использование знаков первых вступлений с 20 станций и более. После нанесения всех необходимых данных методом подбора проводятся нодальные плоскости, наилучшим образом удовлетворяющие распределению знаков. Естественно, что при этом, возможно, какое-то количество знаков не будет согласовываться с решением, и их соотношение с общим числом также определяет достоверность каждого решения (принято считать хорошим показателем, если количество несовпадающих знаков составляет менее 20%).

При решении вопросов современной кинематики плит восточной части Альпийского пояса использованы многочисленные опубликованные данные по механизмам очагов землетрясений [Балакина и др., 1972; Широкова, 1977; Nowroosi, 1972; и др.]. В дополнение к этому по материалам Bulletin of the International seismological centre определены механизмы 30 землетрясений, из которых 9 наиболее представительных показаны на рис. 42, а соответствующие данные сведены в табл. 4. Эти механизмы характеризуют сейсмичность как внутренних зон пояса, так и границы между Аравией и Индией в Аравийском море (зона Оуэн).

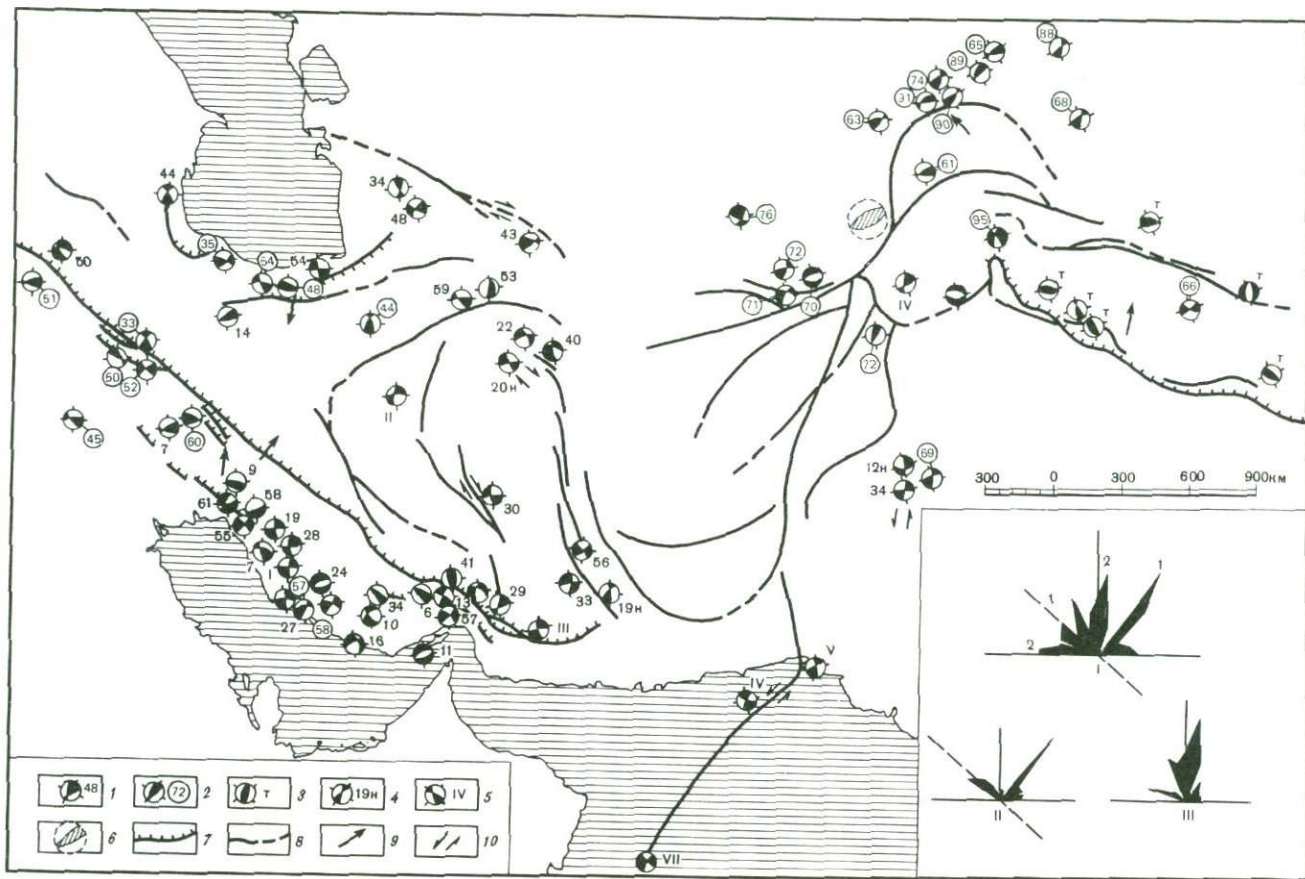
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПЛИТ НА ОТДЕЛЬНЫХ ГРАНИЦАХ

Наиболее выразительной, давно и хорошо известной является зона сейсмичности, отвечающая одной из важнейших тектонических границ района Загроса. Она отделяет Аравийскую плиту от Восточно-Иранской микроплиты. Обычно зона Загроса рассматривается как единая, хотя и довольно широкая полоса повышенной сейсмичности. В целом наибольшее сгущение землетрясений отмечается юго-западнее главного надвига, т.е. в зоне молодой послемезоценовой складчатости. Анализ механизмов очагов землетрясений района Загроса показывает, что

известное представление о данной зоне как участке сжатия в общем справедливо, хотя кинематическая схема здесь достаточно сложна (рис. 43).

Прежде всего необходимо определить простирации векторов смещения (т.е. направление движения) между смежными плитами по данной границе. Выбор между нодальными плоскостями осуществляется на основании правил простейшей статистики. В данном случае по суммарному положению простираций векторов смещения отчетливо вырисовываются две пары максимумов, различающихся примерно на 30° (см. рис. 43). В одной паре (если принимать за один два сближенных максимума) уверенно в качестве направления относительного смещения выбирается плоскость, перпендикулярная к простирацию главного надвига, и это выглядит достаточно логично. В другой паре, по-видимому, следует выбрать направление движения почти строго на север. Естественно, что по одной межплитной границе движение не может осуществляться в двух направлениях одновременно, а их очень четкая обособленность не дает основания для выбора какого-то усредненного вектора. Если считать приведенные данные достаточно вескими, необходимо разделить довольно широкую полосу сейсмичности на две. И такое разделение с некоторыми оговорками сделать можно. Одна граница, выраженная не очень ярко, пройдет вдоль зоны главного надвига Загроса, и ей действительно отвечают механизмы землетрясений с векторами смещений, перпендикулярными линии надвига. Вторая же полоса четко обозначается вдоль внешней зоны складчатой системы, а преобладающие векторы смещений здесь ориентированы почти строго на север. Зона Загроса в целом традиционно считается зоной субдукции, погружения одной литосферной плиты под другую, приводились сейсмологические данные в пользу именно такой схемы [Nowroosi, 1972]. Однако последующие достаточно детальные исследования указывают на отсутствие признаков (на современном этапе) погружающейся на северо-восток глубинной фокальной зоны [Niazi et al., 1978]. Характерно, что сама полоса сейсмичности очень строго ограничена с севера линией главного надвига.

С севера Центральный Иран обрамлен дугообразной системой складчатых сооружений Эльбурса и Аладага—Биналуда. Складчатые дислокации сочетаются здесь с надвиговыми нарушениями, причем преобладающее направление вергентности структур обычно северное [Tectonic map..., 1973]. Это активная граница плит, во многом напоминающая систему Загроса, отличающаяся от последней, правда, существенно меньшим развитием офиолитовых комплексов, выходы которых приурочены здесь только к Аладагу—Буналуду (район Себзеvara). Основные деформации в этой зоне связаны, очевидно, с поддвигом по плоскости, погружающейся на юг. Активное воздымание горных сооружений начинается с олигоцена. В процессе сжатия в осевой части Эльбурса деформированы миоценовые красноцветы, а по его периферии — и плиоцен-плейстоценовые молассы [Хаин, 1969]. Механизмы очагов землетрясений в данной зоне свидетельствуют о преимущественном сжатии.



Граница между Восточно-Иранской и Западно-Иранской микроплитами, по-видимому, очень молодая, поскольку выражена она только сейсмически и сечет большинство геологических структур. Здесь определен надвиговый механизм по одному из землетрясений.

Зона Аладага—Биналуда сочленяется под углом с системой дислокаций Копетдага. На востоке это антиклинорное сооружение с довольно простой складчатой структурой строго ориентировано на северо-запад. В отличие от этого западная часть Копетдага представляет собой сложный веер складок и разрывов, отходящих от основного направления, которому следуют зоны передовых складок и Предкопетдагского прогиба. На границе Копетдага и краевого прогиба предполагается другое нарушение, по которому фиксируются как сдвиговые (правые), так и надвиговые современные подвижки. Об этом же свидетельствуют и механизмы очагов землетрясений [Tchalenko, 1975]. Во многих отношениях Копетдаг напоминает структуру Большого Кавказа, правда, как отмечает В.Е. Хаин [1969], в несколько вырождающемся виде. Есть данные о том, что и характер сейсмичности вдоль этой трассирующей в едином направлении системы резко различен по разные стороны от Каспия, в частности, на Копетдаге все землетрясения гораздо меньшей глубины, чем на Большом Кавказе [Kaila et al., 1974]. Деформации Копетдага обязаны своим происхождением очень молодым движениям, наиболее интенсивная фаза которых приурочена к среднему плиоцену.

В качестве самостоятельной микроплиты, занимающей пограничное положение между Иранскими и Афганскими структурами, должна быть выделена глыба Лут. Если само выделение Лутского блока в общем не вызывает сомнения, то в отношении структур этого района и геодинамической ее интерпретации имеются самые различные точки зрения. В схеме А. Наврузи [Nowroosi, 1972] на основе решений нескольких механизмов очагов землетрясений предполагалось смещение Лутской плиты на север, что как будто увязывалось с общей плитной моделью этого района. Затем были высказаны мнения, что Лут не должен рассматриваться как жесткое тело, а для объяснения особенностей его структуры скорее применимы принципы пластических деформаций [Cummings, 1975]. Возникли сомнения в возможности использования тектоники жестких плит в столь сложной структурной ситуации [Monajer-Ashjai et al., 1975]. И действительно, строение этого района весьма своеобразно. По поясам сейсмичности современная плита района Лут вырисовывается достаточно отчетливо в виде неправильного овала, вытянутого в меридиональном направлении. Уже и ранее указывалось на своеобразный структурный рисунок вокруг глыбы Лут, напоминающий узор "закручивания"

Рис. 43. Фокальные механизмы землетрясений в пределах восточной части Альпийского пояса

1—5 — использованные данные: 1 — [Широкова, 1977], 2 — [Балакина и др., 1972], 3 — [Tandon, Srivastava, 1975], 4 — [Nowroosi, 1972], 5 — данные автора (см. рис. 42 и табл. 4); 6 — район Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений; 7 — надвиги; 8 — разрывы; 9 — направление взаимодействия плит по границам; 10 — сдвиговые смещения

На врезке показаны розы простираний нодальных плоскостей землетрясений Загроса: I — суммарная, II — зоны главного надвига, III — складчатой зоны

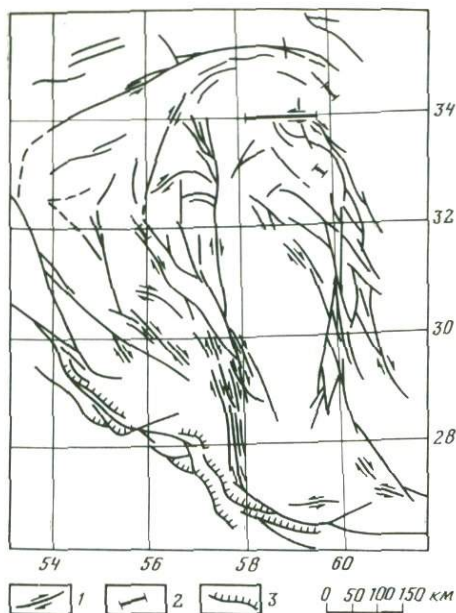


Рис. 44. Разрывная тектоника района глыбы Лут (по [Berberian, 1976])

1 — разрывы со сдвиговыми смещениями; 2 — сейсмоактивные разрывы; 3 — надвиги

[Wellman, 1966]. Данные о механизмах очагов землетрясений (см. рис. 43) со всей очевидностью говорят о главенствующей роли правосдвиговых смещений по всей периферии глыбы, что само по себе исключает предположение о движении этой плиты просто на север. С этими данными четко согласуются и разрывные нарушения. В работе М. Берберяна [Berberian, 1976] приведены разрывы района Лут и отмечены те из них, для которых геологические

данные позволяют говорить о сдвигах. Из 23 только 3 разрыва — левые, а все остальные имеют правостороннее смещение (рис. 44). К этому следует добавить, что один из крупнейших разрывов по северной окраине глыбы, Доруне, показан как левый, хотя имеются определенные данные о том, что по нему отмечены в некоторых пунктах и правые подвижки, а в целом наиболее ярко здесь проявлены вертикальные смещения [Tchalenko et al., 1973].

К востоку от Лута выделяется, по-видимому, единая плита, охватывающая большую часть территории Афганистана и частично прилегающие площади и обрисованная тремя протяженными границами. Одна из них проводится по восточному шву Лутской глыбы (Восточно-Иранский флишевый прогиб), другая — вдоль сложных сооружений Сулейман-Киртара, а третья — по системе Герирудского шва. Последний, однако, как уже указывалось, практически совершенно не выражен на картах современной сейсмичности.

Герирудский шов представляет собой важнейший рубеж, отделяющий альпийские сооружения в пределах территории Афганистана от располагающейся севернее Туранской плиты. Эта граница приурочена к широтной системе горных сооружений Паропамиза со сложной ассоциацией структур, включающей в себя фрагменты различных по возрасту и составу комплексов. По Герирудскому разлому ярко выражены новейшие сдвиговые подвижки, что отражается на самых молодых формах рельефа, а космические снимки наглядно это иллюстрируют. Есть данные о том, что в районе среднего течения р. Герируд наблюдается смещение гидросети (современных водотоков) на 800 м [Auden, 1965]. Очень резкие характерные изгибы левых притоков этой реки приурочены к зоне основного нарушения на участке между Яковлаигом и Гера-

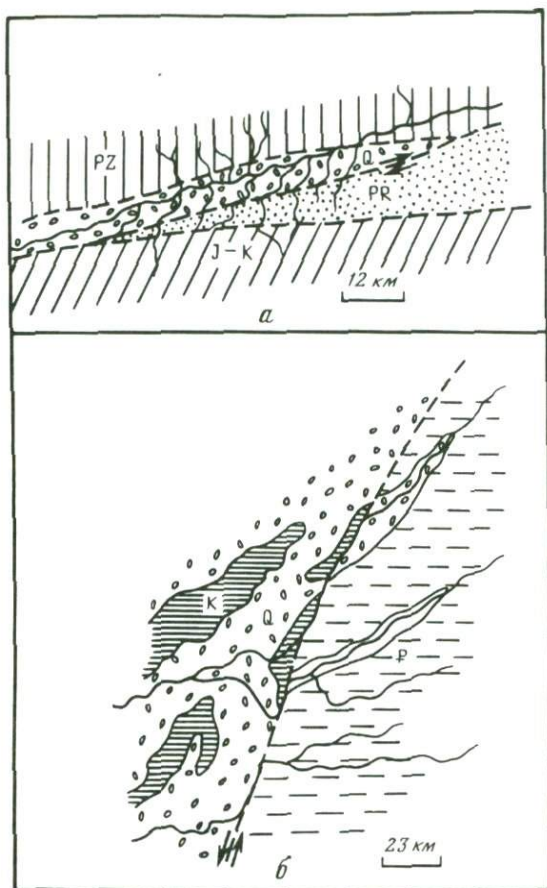


Рис. 45. Смещения гидросети по молодым сдвигам:

a — Герирудскому, *б* — Мукуро-Чаманскому (по материалам дешифрирования космических снимков)

том (рис. 45, *a*). Аналогичные смещения, объяснить которые можно только правым сдвигом, наблюдались и в других местах. Все это, несмотря на весьма слабую сейсмичность, заставляет считать зону Герирудского нарушения активной межплитной границей.

Граница между альпийскими структурами Афганистана и Индийской плитой проходит в зоне Белуджистана и Сулейман-Киртара. Это молодые горные сооружения, сложно изогнутые в плане и образующие широкую полосу гетерогенного строения. Прежде всего показательно наличие здесь мощных офиолитовых зон. Одна из них вытянута вдоль долины р. Тарнак и отделяет внутренние районы Альпийского пояса от терригенных прогибов Пакистана и Юго-Восточного Афганистана. К этой зоне приурочен один из наиболее протяженных и ярко выраженных разрывов — Мукуро-Чаманский [Сборщиков, 1976]. Структура зоны нарушения в плане и отчетливые смещения русел

молодых водостоков по этому разрыву (см. рис. 45, б) определенно свидетельствуют об активных левосторонних сдвиговых подвижках вдоль него [Оден, 1977]. Сдвиговой рисунок всей системы Сулейман-Киртара хорошо выражен даже на обзорных космических снимках [Abdel-Gawad, 1969, 1971].

К юго-востоку от этого разрыва располагается другая зона, очевидно, глубокого заложения, вдоль которой также имеются выходы офиолитовых тел, — линия Кветты. Хотя она и не рисуется в виде единого разрыва, на отдельных участках дислокации здесь ориентированы в соответствии с левобоковым смещением. Левые сдвиги в районе этой зоны определяются и по фокальным механизмам очагов землетрясений (на глубинах 20—30 км). Извилистая конфигурация зоны Кветты в плане должна неизбежно привести к сложной ассоциации структур в местах резких изменений ее простирания.

Эти условия, очевидно, и предопределили причудливый тектонический узор складчатых структур Сулеймановых гор и прилегающих территорий. Закономерны при этом механизмы очагов надвигового типа, отмеченные для неглубоких землетрясений на широтном отрезке Сулейман-Киртара [Molnar et al., 1973], как раз в том месте, где при отклонении сместителя левого сдвига вправо возникают условия сжатия. В качестве межплитной границы на предложенной схеме (см. рис. 40) все же принят Мукуро-Чаманский разрыв, по которому и предполагается основное смещение Индийской плиты относительно Афганской, хотя деформациям при сдвиге, несомненно, подверглась широкая полоса пограничных структур. При этом складчатостью затронуты молодые отложения, включая неогеновые и даже местами нижнечетвертичные образования.

Юго-восточная граница Афганской микроплиты подходит к береговой линии Аравийского моря и, очевидно, продолжается далее на юг в виде известной зоны нарушений Оуэн. Структура зоны, как можно судить по океанологическим данным, достаточно сложна, особенно при приближении к континенту (см. гл. 2).

Относительно слабо выраженная полоса сейсмичности прослеживается от северной оконечности Оуэна (хребет Меррей) на северо-запад и тем самым замыкает контур Афганской микроплиты. Надежные данные о характере движения по этой границе отсутствуют.

К северо-востоку от Афганской микроплиты располагается система структур Памиро-Гималайского синтаксиса. Имеющиеся материалы позволяют только весьма приближенно наметить здесь границы некоторых плит. Дополнительные трудности связаны с приуроченностью к этому району давно известной, хотя и трактуемой с разных позиций зоны памиро-гиндукушских глубокофокусных землетрясений. По данным А.А. Лукка и Л.И. Винника [1975], зона глубиной сейсмичности связана с высокоскоростным блоком, прослеживающимся в мантию по крайней мере до 300 км. Обнаружена противоположная полярность западной и восточной частей зоны. Это дало основные указанным исследователям предположить здесь поддвиг северной плиты под южную на востоке (Памирский отрезок) и обратное взаимоотношение на западе (Гиндукушский отрезок). Наиболее вероятным

кажется предположение, что высокоскоростной блок представляет собой остаток океанической литосферы Тетиса, начавшей погружаться в зону субдукции еще до момента коллизии. Большая ширина зоны сейсмичности, возможно, объясняется тем, что поглощена была литосфера значительной мощности [Khalturin et al., 1977].

Существует также точка зрения, согласно которой неоднородность мантии объясняется наличием на глубине мощного блока континентальной литосферы [Винник, 1978; Roescher, 1982]. Если связь глубокофокусных землетрясений с поглощением части литосферы кажется достаточно определенной, то пока не совсем ясным остается вопрос о первичном положении зоны субдукции и причинах ее "искривления" (с появлением участков противоположного падения). В качестве одной из таких причин рассматривается неровность самого шва столкновения плит. В то время как на одном участке все еще продолжалось погружение, на другом уже пришли в соприкосновение континентальные блоки, где и произошло нарушение и искривление первоначальной зоны субдукции [Billington et al., 1977].

Район самого синтаксиса включает в себя несколько разнородных элементов. Учитывая сейсмичность, пространственное положение основных кристаллических массивов докембрия и ориентировку главных разрывов, можно выделить Памиро-Хазарскую микроплиту. Южная граница, хорошо выраженная структурно, отбивается и по микроземлетрясениям [Ambruster et al., 1978]. На западе ее естественным ограничением может служить мощный разрыв к востоку от Кабула, а дальше — система краевых нарушений Западного Бадахшана, Дарваза (Дарваз-Каракульских сдвиг), переходящих во фронтальные надвиги Памира. В целом это совершенно самостоятельная группа нарушений, и было бы ошибочно, как это нередко делается, связывать ее непосредственно со сдвиговой зоной Сулейман-Киртара. Обособленность этих зон (хорошо видная на всех космических снимках), очевидно, отражает независимый характер движения Памиро-Хазарской и Афганской микроплит. С востока граница Памиро-Хазарской плиты может быть намечена по четкому изгибу зоны "флиша Инда" в районе Нанга-Парбат и Каракорумскому разрыву, а севернее — по краевым сдвигам Восточного Памира. По механизмам очагов землетрясений наиболее ярко выделяется фронтальная зона Памира, где, очевидно, преобладают условия сжатия.

Три отчетливые сейсмические границы отходят от района синтаксиса, разделяя плиты: Таримскую, Тибетскую и Индийскую. Пожалуй, именно в этом месте наиболее ярко выражено воздействие Индостанского "клина", "вдвинутого" в тело Евразии. Гималайский фронт характеризуется в основном мелкофокусными землетрясениями, среди которых, несомненно, преобладающими являются надвиги с направлением сжатия, перпендикулярным простиранию складчатых структур [Fitch, 1970a]. Однако существуют также данные о сжатии под углом к фронту или даже вдоль него [Tandon, Srivasteva, 1975]. На космических снимках Гималаев можно наметить некоторые нарушения сдвигового типа. Очень ярко выражен Каракорумский сдвиг, на который, вероятно, приходится значительная часть смещения Памиро-Хазарской микроплиты к северу.

МАГМАТИЗМ

С новейшим тектоническим этапом на востоке Альпийского пояса связано и некоторое усиление магматической, главным образом эффузивной деятельности плиоцен-четвертичного возраста. Отдельные наиболее крупные вулканы (Демавенд, Безман, Тефтан) до сих пор сохраняют фумарольную активность.

Поля развития молодых (плиоцен-четвертичных) вулканитов известны в нескольких местах по периферии Центрального Ирана: в районе оз. Урмия, на глыбе Лут, а кроме того, в Эльбурсе располагается одиночный крупный вулкан Демавенд. Большей частью это вулканиты среднего и реже основного состава. Пожалуй, наиболее интересен молодой вулканизм глыбы Лут. Здесь в северной группе развиты преимущественно андезитовые разновидности, перекрывающиеся наиболее молодыми базальтовыми излияниями [Stöcklin et al., 1971]. На юге Лута (так называемая Безманская вулканическая группа) распространены андезито-базальты, дациты, местами риолиты, слагающие, очевидно, типичную известково-щелочную серию островодужного типа [Congrad et al., 1977]. Это поле вулканитов обладает некоторой линейной ориентировкой в северо-восточном направлении (выходя за пределы Лутского блока) и, весьма вероятно, является свидетельством активности зоны Беньофа, погружающейся под хребты Макрана. Быть может, это реликтовая зона субдукции, сохранившаяся от ранее существовавшей протяженной границы поглощения.

Далее к востоку, уже на территории Афганистана, проявления молодого вулканизма известны в центральной его части (впадина Дашти-Навур) и в Сейстанской депрессии. Вулканиты Дашти-Навур залегают в молодой, очевидно, грабенообразной структуре субмеридионального простирания, заложившейся на крупном массиве с докембрийским основанием. Эти вулканогенные образования довольно хорошо изучены, и здесь выделены эффузивная, экструзивная, субвулканическая и жерловая фации [Lappagant, Bordet, 1983; Демин и др., 1972]. В составе серии отчетливо выделяются две части: нижняя, преимущественно дацитовая и липарит-дацитовая, и верхняя в основном андезитовая. В самых верхах вновь появляются кислые лавы и туфы. В целом по составу это андезито-дацитовая ассоциация пород несколько повышенной щелочности. Возраст вулканитов впадины Дашти-Навур устанавливается достаточно определенно как раннечетвертичный, поскольку они горизонтально залегают на неровной поверхности неогеновых конгломератов и перекрываются позднечетвертичными травертинами.

Небольшие излияния лав преимущественно кислого состава с несколькими хорошо сохранившимися вулканическими аппаратами выявлены на юге Сейстана, в отрогах гор Чагаи. Но наиболее интересен обнаруженный почти в центральной части этой впадины типично карбонатитовый вулкан Ханнешин. По данным Б.Я. Вихтера с соавторами [1975], среди вулканитов здесь практически отсутствуют силикатные породы. Центральная часть вулкана сложена севитами. Экструзивные фации представлены анкерит-баритовыми карбонатитами. Кроме того, здесь обнаружены штоки альвикитов. Значительные площади заняты альвикитовой лавобрекчийей. Предполагается, что структурно этот вул-

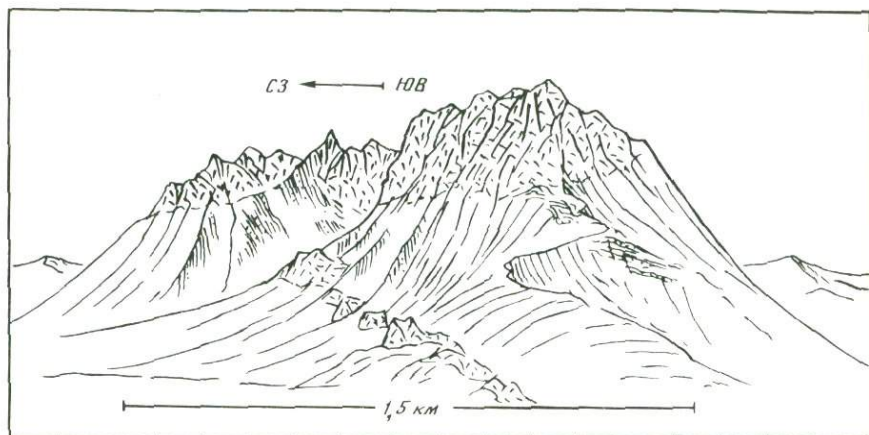


Рис. 46. Субвулканические тела диоритовых порфиров на юго-востоке Афганистана (селение Шишкай)

кан приурочен к субмеридиональному разрыву, пересекающему ряд широтных трещин.

Наконец, следует сказать также о серии субвулканических тел, располагающихся на юго-востоке Афганистана среди дислоцированных толщ палеогена (рис. 46). Эти штокообразные тела, многочисленные жилы, дайки, силлы сложены преимущественно дацитовыми порфиритами, диоритовыми порфиритами, липаритами. Размеры самых крупных тел не превышают 100 м. Они имеют обычно несколько удлиненную форму, ориентированы в соответствии с простираем структур палеогеновых толщ и располагаются вблизи Мукуро-Чаманского нарушения. Возраст субвулканов по взаимоотношению с вмещающими породами определяется как неоген-четвертичный.

Рассматривая новейший магматизм в целом, следует принять во внимание относительно ограниченные масштабы его проявления. В основном это изолированные, относительно небольшие поля развития вулканитов или даже одиночные вулканические постройки. Несмотря на дискретный характер проявления новейшей магматической деятельности, нельзя не отметить, что на рассматриваемом отрезке пояса эффузивы группируются в две серии. Одна из них располагается на северной окраине Ирана, заканчиваясь на восточной границе глыбы Лут, а вторая идет южнее от озера Урмия через Безманскую группу Лута в южный Афганистан, и, быть может, заканчивается на вулканитах впадины Дашти-Навур. Почти все проявления вулканической деятельности в обеих группах, по-видимому, могут быть отнесены к известково-щелочным (далеко не всегда достаточно материала для характеристики состава пород по отдельным участкам). Обе группы вулканитов, очевидно, связаны с теми зонами взаимодействия современных плит, которые следует рассматривать в качестве границ поглощения. На севере это система Талышских гор, Эльбурса, Биналуда, в пределах которой плита Южного Каспия взаимодействует с Иранской и Лутской. На юге

отчетливая граница поглощения связана со сближением и поддвигом Аравийской плиты под Иранскую (быть может, частично и под Афганскую). Наличие множества микроплит, движущихся в различных направлениях, естественно, приводит к несколько "размытой" картине распределения молодого вулканизма (то же происходит и с сейсмичностью), хотя намеченная схема все же достаточно отчетлива.

Особое внимание привлекает карбонатитовый вулкан в Сейстане. Вулканизм такого типа, как известно, бывает приурочен к континентальным рифтовым зонам, что на современном этапе наблюдается, например, в Северо-Восточной Африке. Можно думать, что и в данном случае происходит дробление, растрескивание Афганской континентальной плиты в результате ее взаимодействия со смежными плитами в процессе общего сжатия.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ДВИЖЕНИЯ ПЛИТ И МИКРОПЛИТ

Чтобы понять закономерности образования форм рельефа и новейших тектонических структур рассматриваемого региона, необходимо определить параметры движения выделяемых плит (полюса вращения и скорости) как по отношению друг к другу, так и относительно какого-либо одного репера, за который целесообразно в данном случае принять Евразию. Все расчеты параметров движения пар плит, а также увязка движений всего "ансамбля" микроплит были выполнены на ЭВМ Hewlett Рассард 3000 по программам, разработанным в Институте океанологии АН СССР [Савостин, Пучков, 1979].

Параметры движения главных литосферных плит получены исходя из океанических данных и увязки относительных движений Индийской, Африканской, Аравийской и Евразийской плит. Индийская плита продвигается к Евразийской вращением вокруг полюса с координатами $19,7^\circ$ с.ш. и $38,5^\circ$ в.д. (табл. 5) с линейной скоростью (в районе Памира) $6,9$ см/год [Minster et al., 1974]. Вектор движения Индии по направлению к Евразии ориентирован в районе Кашмирского выступа почти строго на север с небольшим отклонением на северо-запад. Аравийская плита сближается с Евразийской, вращаясь вокруг полюса с координатами 34° с.ш. и 9° з.д., с линейной скоростью (в районе Омана) около $3,2$ см/год.

Для расчета положения полюсов вращения микроплит были использованы векторы смещений, определенные из решений механизмов очагов землетрясений (табл. 6) и направления крупных сдвигов, по которым достаточно твердо установлены чисто сдвиговые смещения. К структурам, несомненно, сдвиговой природы следует относить северо-западный отрезок Копетдага, а также Герирудский, Мукуро-Чаманский и Каракорумский разрывы. В некоторых местах, например для глыбы Лут, были использованы в комплексе как сейсмологические данные, так и простирания сдвигов. В табл. 6 приведены наблюдаемые и рассчитанные из соответствующих полюсов векторы смещения для следующих пар плит: Аравийская и Восточно-Иранская (по механизмам очагов землетрясений вдоль главного надвига Загроса), Южно-

Таблица 5

Параметры движения литосферных плит

Плиты и микроплиты*	Координаты полюса		Скорость, 10 ⁻⁷ градус/год**	Источник
	Широта	Долгота		
Аравия—Евразия	34,0°	-9,0°	5,66	[Ле Пишон и др., 1977]
Аравия—Восточный Иран	25,7	-67,6	3,0	Настоящая работа (по главному движению Загроса)
Восточный Иран— Евразия	24,7	26,5	4,3	Настоящая работа (по замыканию)
Южный Каспий— Евразия	11,3	26,5	0,6	Настоящая работа (по Копетдагу)
Южный Каспий— Восточный Иран	26,8	23,8	-3,7	Настоящая работа (по замыканию)
Афганистан—Евразия	51,4	60,0	1,0	Настоящая работа (по разлому Герируд)
	48,4	61,2	-0,5	[Зоненшайн, Савостин, 1979]
Афганистан—Индия	28,6	72,4	-11,8	Настоящая работа (по Мукуро-Чаманскому разлому)
Индия—Евразия	19,7	38,5	6,9	[Minster et al., 1974]
Хазара—Евразия	23,0	33,9	2,8	[Зоненшайн, Савостин, 1979]
Тибет—Евразия	20,2	61,6	-3,6	"
Тибет—Хазара	5,3	109,1	-1,6	"
Лут—Афганистан	29,7	56,0	?	Настоящая работа (по краевым нарушениям Лута)
Лут—Восточный Иран	31,7	59,6	?	"

* Плита, названная первой, вращается относительно другой.

** Положительные значения — вращения против часовой стрелки, отрицательные — по часовой стрелке.

Каспийская и Евразиатская (по северо-западному отрезку Копетдага), Афганская и Евразиатская (по Герирудскому сдвигу), Афганская и Индийская (по Мукуро-Чаманскому сдвигу). Можно видеть, что почти везде разница между наблюдаемыми и рассчитанными векторами смещений не превышает 10—15°, т.е. находится в пределах ошибок измерений.

Скорости смещений вдоль отдельных границ плит, как правило, определяются довольно приближенно, так как надежные данные такого рода исключительно редки. Линейная скорость для Аравийской и Восточно-Иранской плит оценивалась по амплитуде надвига меловых толщ на плиоценовые отложения в районе Загроса (по крайней мере на 40 км). Это дает среднюю скорость 2 см/год.

Приближенное представление о скорости смещения вдоль Герирудского разрыва могут дать амплитуды характерных S-образных изгибов притоков р. Герируд, пересекающих это нарушение, определенные по аэрофото- и космическим снимкам (см. рис. 45). Можно предполагать, что эти смещения водотоков связаны именно со сдвигом, поскольку на различных участках этого мощного нарушения в разной геоморфологической ситуации направления изгибов одинаковы. Средняя ампли-

Таблица 6

Наблюденные и вычисленные азимуты векторов скольжения вдоль некоторых границ плит

N	Координаты точки наблюдения		Азимут вектора скольжения, °		
	Широта	Долгота	Наблюденный	Вычисленный	Разность
Граница Аравия—Восточный Иран (главный надвиг Загроса) в точке с координатами 25,7° с.ш. и 67,5° в.д.					
1	36,6° с. ш.	45,0° в.д.	31,0	34,7	-3,7
2	34,5	47,5	39,0	36,1	2,8
3	34,0	47,0	35,0	35,8	-0,8
4	34,0	47,5	52,0	36,1	15,8
5	32,5	49,0	31,0	36,9	-5,9
6	27,8	57,0	42,0	41,0	0,9
7	27,3	56,6	38,0	40,7	-2,7
8	27,7	56,7	34,0	40,8	-6,8
9	27,9	55,9	40,0	40,4	-0,4
10	27,8	54,5	30,0	39,5	-9,5
Граница Южный Каспий—Евразия (по Копетдагу) в точке с координатами 11,3° с.ш. и 41,4° в.д.					
1	39,2	55,7	-64,0	-60,4	-3,5
2	39,1	56,0	-62,0	-59,8	-2,1
3	38,9	56,5	-60,0	-58,7	-1,2
4	38,6	57,0	-56,0	-57,6	1,6
5	38,3	57,5	-48,0	-56,4	8,4
6	37,7	58,7	-65,0	-53,8	-11,1
7	37,5	59,4	-62,0	-52,4	-9,5
8	37,1	60,0	-43,0	-51,0	8,0
Граница Афганистан—Индия (по Мукуро-Чаманскому разрыву) в точке с координатами 28,6° с.ш. и 72,4° в.д.					
1	29,8	66,1	12,0	1,5	10,4
2	30,0	66,2	10,0	3,5	6,5
3	30,5	66,3	17,0	9,0	7,9
4	31,0	66,5	26,0	14,7	11,3
5	31,5	66,8	29,0	20,9	8,0
6	31,8	67,0	30,0	24,7	5,3
7	32,0	67,2	29,0	27,6	1,4
8	32,5	67,6	42,0	34,6	7,4
9	32,8	68,0	56,0	39,8	16,2
10	33,0	68,3	57,0	43,6	13,4
Граница Афганистан—Евразия (по Герирудскому разрыву) в точке с координатами 51,3° с.ш. и 60,0° в.д.					
1	34,2	63,0	85,0	88,8	-3,8
2	34,2	63,5	82,0	82,6	-0,6
3	34,3	64,0	82,0	81,7	0,3
4	34,3	64,5	80,0	80,8	-0,8
5	34,4	65,0	78,0	79,8	-1,8
6	34,5	66,0	79,0	78,0	1,0
7	34,6	66,5	77,0	77,0	0,0
8	34,6	67,0	75,0	76,2	-1,2
9	34,7	67,5	74,0	75,2	-1,2
10	34,8	68,0	74,0	74,3	-0,3

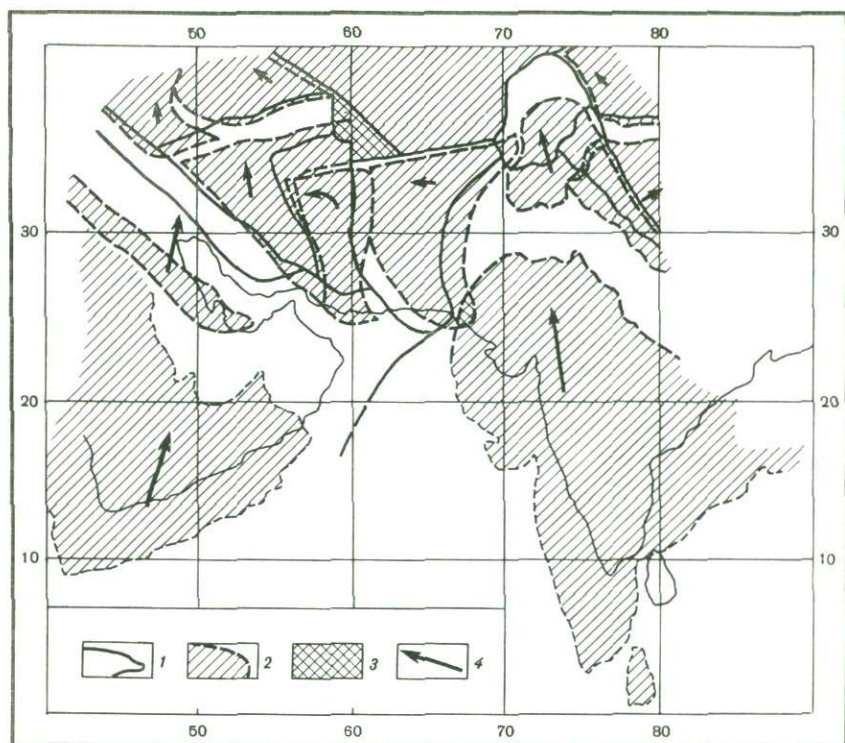


Рис. 47. Взаимодействие плит и микроплит востока Альпийского пояса (по отношению к Евразии) на новейшем этапе

1 — современные границы плит; 2 — положение границ плит 10 млн лет назад; 3 — участки "нежесткого" взаимодействия (изменения контуров плит, растяжения, пластических деформаций); 4 — направления относительного перемещения плит

туда смещения — около 5 км. Наиболее вероятное время оформления речной сети в этом районе — верхний плиоцен, т.е. около 2 млн лет назад [Славин, Демин, 1972], и скорость 0,2—0,3 см/год.

Вероятно, наиболее точная оценка скорости движения микроплит в рассматриваемом районе получена для границы между Памиро-Хазарской и Евразийской плитами при наблюдениях на Гармском полигоне. В.К. Кучай с соавторами [1978] опубликовали результаты повторных геодезических измерений реперов по двум сечениям через Вахшский надвиг, являющийся северной границей Памира. В одном сечении расстояние между реперами по горизонтали сокращается со скоростью 1,65 см/год, а в другом скорость составляет 1,45 и 1,47 см/год. Чистое смещение с учетом наклона сместителя идет в обоих случаях примерно со скоростью 2 см/год. Поскольку триангуляционная сеть не включает всю зону нарушений, скорость здесь может быть и несколько большей [Певнев и др., 1978]. Близкие цифры рассчитаны по смещениям молодых форм рельефа и четвертичных отложений в зоне Дарваз-Каракульского разрыва на западном фланге Памира [Кучай, Трифонов,

1977]. Для Копетдагского правого сдвига приводятся данные, указывающие на скорость 0,1—0,2 см/год [Трифонов, 1978; Трифонов и др., 1978].

Полюс, отвечающий Каракорумскому разлому и определенный по простираанию его прямолинейных участков, находится в точке 20,23° с.ш. и 61,6° в.д. [Зоненшайн, Савостин, 1979]. Скорость смещения вдоль Каракорумского разлома с большой условностью взята такой же, как и для Вахшского надвига (предполагается, что Вахшский надвиг, на своем восточном конце изгибаясь, переходит в Каракорумский сдвиг).

Таким образом, получены параметры относительных движений следующих пар плит и микроплит: Аравийской—Восточно-Иранской; Южно-Каспийской—Евразийской; Афганской—Евразийской; Памиро-Хазарской—Евразийской; Памиро-Хазарской—Тибетской. Кроме того, приводятся данные о движении Лута относительно смежных плит. С использованием правила замыкания движений вокруг точки тройного сочленения [McKenzie, Morgan, 1969] были рассчитаны недостающие параметры движения всех микроплит рассматриваемого региона по отношению к Евразии. Полученные данные сведены в табл. 5. По этим данным, а также известным параметрам движения Индии и Аравии относительно Евразии проведена реконструкция их положения 10 млн лет назад (рис. 47). При всех возможных и вполне естественных неточностях в определении параметров движений (в особенности это касается скоростей движения отдельных микроплит) их анализ позволяет воссоздать в основных чертах картину взаимодействия литосферных плит на современном этапе.

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ СХЕМА

Как следует из рис. 47, в движении плит и микроплит восточного отрезка Альпийского пояса хорошо видна определенная закономерность. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что движение мозаики микроплит носит явно подчиненный характер и, безусловно, определяется взаимодействием трех макроплит: Евразийской, Индийской и Аравийской. Клин Индостана, несущий на своем острие Памир, вдаётся глубоко внутрь Азии. От него в разные стороны веерообразно расходятся микроплиты: Афганская микроплита и блоки Таджикской¹ и Ферганской впадин движутся на запад, Таримская микроплита — на северо-запад, Тибетская — на северо-восток. На западном участке рассматриваемого региона определяющим становится взаимодействие с Аравийской плитой. К западной компоненте движения, наиболее четко выраженной для Афганской микроплиты, добавляется северная, "аравийская", и в движениях Восточно-Иранской, Западно-Иранской и Южно-Каспийской плит относительно Евразии уже преобладают северо-западные направления.

В соответствии с общей картиной движения находится пространственное распределение типов границ плит и микроплит. Преобладающим ти-

¹ Взаимоотношение этих плит подробно рассмотрено в работе В. А. Леглера и И. А. Прижялговской [1979].

пом границ являются границы сжатия. На рис. 47 белым оставлены те пространства, которые были сокращены при перемещении микроплит. Нетрудно заметить, что основные сокращения площади за последние 10 млн лет относятся к пространствам, лежащим к северу от Памира и Индии и к северо-востоку от Аравии. Величина сокращения здесь достигает 150—250 км. С сокращением перед фронтом Памира и Индии с уверенностью можно связывать возникновение цепей Гиндукуша, Гималаев и высокогорных плато Памира и Тибета. В пределах Ирана основные деформации, обусловленные сближением Аравии и Евразии, происходили в двух поясах — Загросе и Эльбурсе (частично, быть может, в Макране). Наибольшее сокращение приурочено к Загросу, это определило его позднмиоцен-плиоценовое воздымание. Значительное сокращение площади, очевидно, произошло и в зоне Эльбурса, вдоль границы взаимодействия Южно-Каспийской и Восточно-Иранской микроплит. На границе Восточно-Иранской микроплиты с Евразией (по восточному отрезку Копетдага) уже значительна сдвиговая составляющая, и величина сокращения здесь не превышает 20—40 км. Показательно, что основное сокращение площади и связанное с ним воздымание горных сооружений отвечают границам, на которых происходит практически "лобовое" взаимодействие плит и микроплит.

Продвижение Памирского выступа на север должно сопровождаться вполне закономерной картиной сочетания разнообразных нарушений, и такая схема установлена в целом ряде работ [Пейве и др., 1963; Пейве и др., 1964; Руженцев, 1968; Руженцев, Швольман, 1963; и др.]. При этом по западной окраине Бадахшана действительно известен мощный левосторонний сдвиг (Дарвазская зона). Однако его существование не противоречит правому Герирудскому сдвигу, уходящему во внутренние зоны Бадахшана. Можно представить себе, что в процессе сближения Индии с Евразией оказавшийся между ними Памиро-Хазарский массив испытал дробление с некоторым поворотом против движения часовой стрелки. В результате этого отдельные фрагменты смещались друг относительно друга по правилу правых сдвигов (рис. 48), образовав современную мозаику остроугольных блоков в Памиро-Гималайском узле. О возможном вращении Памиро-Хазарского массива могут свидетельствовать, например, подвороты структур по его периферии, прежде всего изгибы зоны флиша Инда у Нанга-Парбат, а также отдельных складок и разрывов по западной окраине массива (на границе с Кабульским блоком). Данные Л.Н. Россовского и С.И. Ковноваленко [1978] о разных условиях формирования пегматитовых жил в центре и по краям массива также должны быть приняты во внимание. Они, конечно, не могут дать полную характеристику поля напряжения в этом узле, но определенно свидетельствуют о том, что обстановка здесь не исчерпывается простым единообразным сжатием и что в разных местах массива господствовали резко различные условия. Это и могло быть связано с его поворотом.

"Расклинивающее" действие Индии выражается в появлении к западу и к востоку от Памирского узла серии субширотных и субмеридиональных сдвигов, что особенно хорошо видно на примере движения Афганской микроплиты, смещение которой относительно Евразии идет

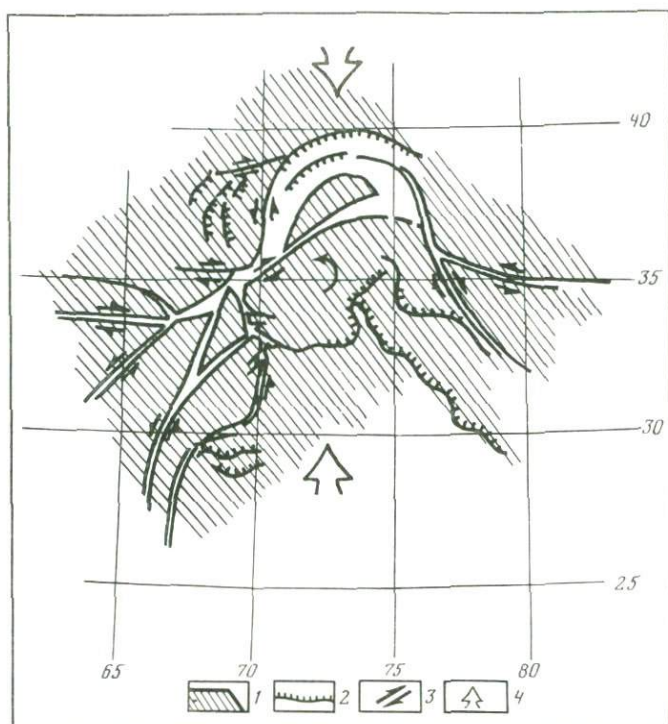


Рис. 48. Схема движения основных блоков в районе Пенджабского синтаксиса на современном этапе

1 — контуры отдельных плит и блоков; 2 — надвиги; 3 — сдвиги; 4 — общее направление взаимодействия Индии и Евразии

по зоне Герирудского краевого сдвига, а относительно Индии — вдоль Мукуро-Чаманского разлома и системы сооружений Сулейман-Киртара¹. Как следует из реконструкции (см. рис. 47), практически чисто сдвиговый характер носит взаимодействие Афганской и Индийской плит². Одновременно с движением Афганской микроплиты к западу Тибетская микроплита смещается к северо-востоку. Этот процесс раздвижения микроплит в стороны от Индийского клина был впервые отчетливо показан на схеме Г. Молнара и П. Тапонье [Molnar, Tapponnier, 1975].

На стыке движущейся на запад Афганской и смещающейся на северо-запад Восточно-Иранской микроплит располагается глыба Лут. Особенности ее движения определяются тем, что она находится на границе, где происходит смена направлений движения микроплит при переходе от зоны воздействия Индийской плиты к зоне воздействия Аравийской. Зажатая между микроплитами, испытывающими разнонаправ-

¹ При реконструкции Афганская микроплита смещена к востоку несколько больше расчетной (минимальной) величины, до соприкосновения с Памиро-Хазарской, что лучше соответствует данным о сдвиговом смещении в зоне их взаимодействия.

² Особенности этой границы в Аравийском море рассмотрены в гл. 1.

ленные перемещения, и увлекаемая ими, глыба Лут как бы проворачивается относительно своих соседей против часовой стрелки, образуя вдоль всех своих границ систему правобоковых смещений. Согласно приведенной схеме, на неотектоническом этапе области наибольшего сжатия по периферии Лута приурочены к южной части Восточно-Иранского флишевого прогиба и району хребта Шатори, что хорошо согласуется с геологическими данными.

Севернее глыбы Лут располагается узел сочленения структур Эльбурса, Копетдага и Герирудской зоны, обусловленный взаимодействием сразу нескольких микроплит. Выполненная реконструкция показывает, насколько сложна геологическая ситуация в этом месте. Для ее объяснения приходится предполагать и некоторое видоизменение контуров микроплит во времени, и, что наиболее вероятно, существенную роль пластических деформаций. Видимо, в таком же плане следует рассматривать участок "противоречивого" взаимодействия плит в районе хребта Меррея и юго-восточную часть Хазарского массива, где отмечаются неожиданные механизмы растяжения.

Из рассмотренного видно, что вся современная структура Альпийского пояса в целом хорошо согласуется с представлением о сближении Евразийской, Индийской и Аравийской плит. В процессе движения Индии на север происходят сложные перемещения микроплит, в том числе и в стороны от выступающего клина Индостана, с образованием мощных сдвиговых зон и структур кручения (Лут). Именно со столкновением, очевидно, связан этап новейшей тектонической активности территории с ростом горных цепей в зонах, где корбились и наползали один на другой блоки литосферы.

Глава 4

ЛИТОСФЕРНЫЕ ПЛИТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО И ХАРАКТЕР ГРАНИЦ МЕЖДУ НИМИ

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА ГРАНИЦАХ ПЛИТ

Проявления магматической деятельности как интрузивной, так и эффузивной являются одним из важнейших признаков или, как сейчас говорят, индикаторов границ литосферных плит прошлого. Магматические комплексы наряду с литолого-формационными позволяют не только наметить сами границы, но и определить, к какому типу они относятся. Известно, что по таким комплексам реконструируются как границы наращивания (океанические и континентальные рифтовые зоны), так и границы поглощения (вулканические дуги, активные и пассивные континентальные окраины, зоны столкновения, обдукции). В такой сложной зоне конвергенции и продолжающегося в настоящее время сжатия, какой является современная Альпийская складчатая область, конечно, приходится иметь дело с разнообразными, причудливо сочетающимися

и разновозрастными комплексами, маркирующими бывшие границы литосферных плит. Пожалуй, наибольшие сложности реконструкции связаны с древними комплексами наращивания плит, представленными лишь отдельными фрагментами океанической коры Тетиса, ныне сгруппированными в цепочки, линейные пояса офиолитовых зон.

Многообразные тектонические преобразования, испытанные офиолитами в Альпийском поясе на протяжении геологической истории, чрезвычайно затрудняют какие-либо достоверные реконструкции для периода их образования в срединных океанических хребтах и дальнейшего продвижения в стороны от оси спрединга. Поэтому реконструкции времени максимального раскрытия Тетиса связаны с множеством предположений и неопределенностей. Несколько более представительными являются данные по комплексам, определяющим границы поглощения. В основном это более молодые (в сравнении с офиолитами) образования, менее нарушенные последующими тектоническими деформациями, да и изученные в целом несколько лучше.

Комплексы границ наращивания

В качестве главного комплекса, определяющего границы наращивания, рассматривается офиолитовая ассоциация пород. В нее, как известно, включают гипербазиты, комплекс расслоенных габбро и основные подушечные лавы с радиоларитами. Совместное нахождение этих пород в современных структурах, безусловно, неслучайно, хотя многие стороны процесса их возникновения и последующего преобразования пока остаются спорными. Рассматривая возраст офиолитов, некоторые исследователи предполагают, что отдельные компоненты единого разреза ассоциации могут существенно различаться по времени образования [Книппер, 1975]. Наиболее достоверные геологические данные обычно имеются относительно возраста базальтов (и связанных с ними глубоководных осадков), что, собственно, и характеризует время спрединга.

На востоке Альпийского пояса офиолиты локализованы главным образом в пределах узких линейных зон, ассоциирующих с крупными разрывными нарушениями или границами раздела важнейших тектонических структур. Серия выходов пород офиолитовой ассоциации известна в складчатой системе Загроса, обрамляющей с юго-запада массив Центрального Ирана. Офиолиты залегают во внутренней зоне Загроса в виде тектонических пластин, несомненно, связанных с крупными перемещениями по Главному надвигу. По данным Л.Э. Рикю [Ricoü, 1968], в районе г. Нейриз в аллохтонном залегании находятся крупные массивы серпентинитов, а также отдельные блоки радиоларитов, которые подстилаются настоящим меланжем. Как справедливо полагает Р.Халл [Hall, 1979], различные концепции упираются в трудности надежного определения возраста радиоларитов (Пичакун) и известняков. Достоверно известно лишь, что здесь на зону меланжа надвинуты сеноманские известняки. Интересно, что именно вблизи Нейриза Л.Э. Рикю отмечал высокотемпературные изменения на контакте ультрабазитов, указывающие, по его мнению, на интрузивную природу массива.

Однако такая точка зрения является спорной, и высказывается предположение, что скарны на контакте образовались в процессе гидротермальной переработки уже после того, как массив окончательно оформился [Книппер, 1975]. Крупные покровы океанических базальтов известны в районе Эсфендеге [Чальян и др., 1980б]. Серия тектонических пластин офиолитов выявлена и в северо-западной части Загроса [Braud, 1970]. Здесь выделяется несколько покровов, сложенных радиоляритами, известняками, серпентинитовым меланжем, а также долеритами и габброидами. Возраст глубоководных радиоляритовых толщ Загроса оценивается как позднеюрский—раннемеловой, но не исключено, что они начали формироваться и в конце триаса.

Несколько на стороне от основных сооружений Альпийского пояса располагаются известные офиолиты Омана, подробные сведения о которых можно найти в ряде работ [Glennie et al., 1973; Brookfield, 1977; Gealey, 1977; Pearse et al., 1981; и др.]. Несомненно, что здесь наблюдается аллохтонное залегание пород, причем в нескольких чешуйчатых пластинах. Разнообразные комплексы океанического типа широко представлены в покрове Хавасина. Здесь находятся глубоководные осадки, в том числе турбидиты, красные радиоляриты, окремненные известняки, а также различные вулканокластические породы и основные лавы с шаровой отдельностью. В большинстве своем органические остатки в этих породах дают возраст от позднего триаса до ранней юры [Gealey, 1977]. В особую группу обычно относят верхнюю часть покрова, сложенную "экзотическими" блоками известняков, возраст которых оценивается по-разному, от перми до мела. Другая покровная пластина — Семайл — сложена главным образом породами ультраосновного и основного состава. Здесь последовательно снизу вверх залегают ультрабазиты, полосчатый комплекс с габброидами, сменяющийся долеритами, и наконец, в самой верхней части располагаются спилитовые лавы. Взаимоотношения между этими двумя покровными пластинами до сих пор являются предметом дискуссий.

Относительно небольшие выходы офиолитов находятся на севере Ирана, вблизи системы структур Эльбурса—Аладага—Буналуда. По данным А.Л. Книппера, в районе г. Себзеvara вскрывается типичная протрузия меланжа. В основной массе раздробленных, разлинзованных серпентинитов видны включения глоботрункановых известняков с прослоями кремней, яшм, диабазов. Это протрузивное тело, вытянутое в субширотном направлении, прорывает верхнемеловые известняки и вулканиты эоцена—олигоцена. По-видимому, сходные положения и состав имеют офиолиты, выходящие в виде небольших изолированных пятен в Центральном Иране, северо-восточнее г. Исфакан. Несомненно, эти выходы связаны с крупнейшими разрывными нарушениями Наин—Бафт и Большой Кевир (Доруне), сходящимися под углом в районе г. Наин. Меланж в этом районе, по данным А.Л. Книппера, представлен преимущественно серпентинитами, сохранившими местами реликты дунитов, гарцбургитов, лерцолитов. Многочисленны включения осадочных пород (известняки, радиоляриты), а также диабазов, габбро и габбро-диабазов. Встречаются хлоритовые сланцы и амфиболиты. Так же как и на севере Ирана, здесь нет прямых данных о времени формирования офиолитов

(эффузивно-радиоляритовой серии) и можно говорить лишь только о том, что это было до позднего мела (когда уже произошло протрузивное внедрение меланжа в осадочные и эффузивные серии).

Несколько обособленно расположены офиолиты на границе Ирана и Афганистана, приуроченные к меридиональному Восточно-Иранскому флишевому прогибу.

В отличие от многих других районов Ирана разрез отложений флишевого прогиба, мощность которого оценивается в несколько сотен метров, довольно хорошо охарактеризован фаунистически. Наиболее представительны находки в прослоях глоботрункановых известняков маастрихтского времени. Аналогичные или близкие данные получены для смежных районов в процессе работ по составлению геологической карты Афганистана. Все эти толщи, вместе с телами диабазов и серпентинизированными гипербазиитами образующие тектонический меланж, во многих местах четко перекрываются полого лежащими палеоценовыми нуммулитовыми или же позднемаастрихтскими известняками [Stöcklin et al., 1971]. Тем самым устанавливается допалеоценовый (маастрихтский) возраст формирования меланжа как тектонического образования.

Рассматривая офиолиты Восточного Ирана, следует обратить внимание на некоторые их особенности. Прежде всего примечательно время образования пород флишевого прогиба, определяющееся достаточно уверенно как маастрихт. Накопление терригенно-эффузивных толщ шло как раз тогда, когда в Загросе и других примыкающих к Аравии структурах Альпийского пояса отмечается интенсивное сжатие и формирование наиболее значительных покровов [Казьмин, 1965; Ломизе, 1972; и др.]. Особый интерес представляет факт удивительной близости (по существу, одновременности, по геологическим понятиям) процессов формирования глубоководного прогиба и деформации накапливающихся в нем пород (вместе с компонентами офиолитовой ассоциации). Учитывая структурные особенности, очевидно, можно предполагать, что близкие условия образования и последующего тектонического становления характерны и для офиолитов Северного Ирана (район Себзеvara).

Далее к востоку, уже в пределах Афганистана и Пакистана, офиолиты вытягиваются несколькими цепочками, сходящимися в соответствии в виргацией всех структур этого района на северо-восток, в район Пенджабского синтаксиса. Степень изученности офиолитов и в этом районе резко неравнозначная, и данные об их возрасте далеко не всегда точны и достоверны. В Центральном Афганистане известно несколько полей выходов офиолитов (швы Фарах, Хушруд, а также участок в районе Кандагара), представленных разновозрастными и смещенными блоками ультрабазитов, основных вулканитов, радиоляритов. Есть данные о том, что в одном из пунктов (район селения Кундалян) наблюдалось перекрытие вулканитов и кремнистых пород офиолитовой ассоциации карбонатно-терригенными породами средней—верхней (?) юры [Карапетов и др., 1975]. В структурном отношении несколько обособленно стоят офиолиты района Кандагара, характеризующиеся относительно спокойными условиями залегания. Не исключено, что здесь приходится иметь дело с полого лежащей аллохтонной пластиной.

Зона развития офиолитов отделяет массив Центрального Афганистана от терригенных палеогеновых прогибов Макрана и Белуджистана (швы Тарнак и Альтимур). Эти швы отличают необычайно сложное тектоническое строение, а также очень пестрый набор пород, среди которых (особенно в юго-западной части), кроме настоящих океанических формаций, несомненно, присутствуют и фрагменты структур переходного типа. В северной части наблюдаются участки с почти ненарушенными разрезами офиолитового комплекса, отвечающие современным представлениями о строении коры океанов.

На одном из таких участков (в 50 км южнее Кабула) установлен следующий разрез (рис. 49, колонка N 1). В самых его низах залегают серпентизированные перидотиты и пироксениты. На них, контактируя по разрыву, лежат глинистые и слюдяные сланцы мощностью около 200 м, сплошь пронизанные послойными инъекциями габброндов. Над ними находятся 600—700-метровая толща, сложенная главным образом спилитизированными диабазами (часто с характерными подушечными отдельностями), прослоенными многочисленными горизонтами лавобрекчий. Верхние 250 м разреза — глинистые, слегка окремненные сланцы с редкими и маломощными покровами диабазов, венчающимися небольшой пачкой известняков (содержащей многочисленные остатки микрофауны, к сожалению, так и не определенной). Следует отметить, что в Афганистане выходы пород офиолитовой ассоциации отличаются отсутствием такого важного компонента, как комплекс параллельных даек (sheeted complex), встречающегося во многих других районах Альпийского пояса. Связано ли это с какими-то особыми условиями образования офиолитов или же имеет другие причины (например, сложность обнаружения из-за интенсивной тектонической переработки или слабой обнаженности), пока решить невозможно.

Возраст лав офиолитовой серии на востоке Афганистана определяется достаточно уверенно. Здесь, несколько восточнее Кабула в ущелье Танги-Гару, в мощной толще спилитизированных диабазов, слагающих крупный блок в зоне тектонического меланжа, встречены несколько маломощных прослоев известняков с норийскими кораллами. Среди основных вулканитов района г. Хоста обнаружены органические остатки предположительно юрского возраста. Такие данные не противоречат известным материалам по возрасту офиолитов восточной части Тетиса, максимальное раскрытие которого в мезозое, видимо, действительно приходится на поздний триас—раннюю юру.

Далее к востоку, уже в пределах системы Гималаев, основная полоса выходов офиолитов связана с зоной "флиша Инда", представляющей важнейший тектонический шов на этом участке Альпийского пояса. Судя по данным А. Гансера [1967], приводящего описание этой структуры на нескольких участках, в целом это зона тектонического меланжа. В сложных условиях залегания здесь находятся самые разнообразнейшие породы, в том числе и офиолиты. То, что именуется обычно "флишевыми отложениями" (такое определение довольно часто оспаривается) вместе с так называемыми вулканитами Драс, включает в себя элементы океанических базальтов с глубоководными отложениями

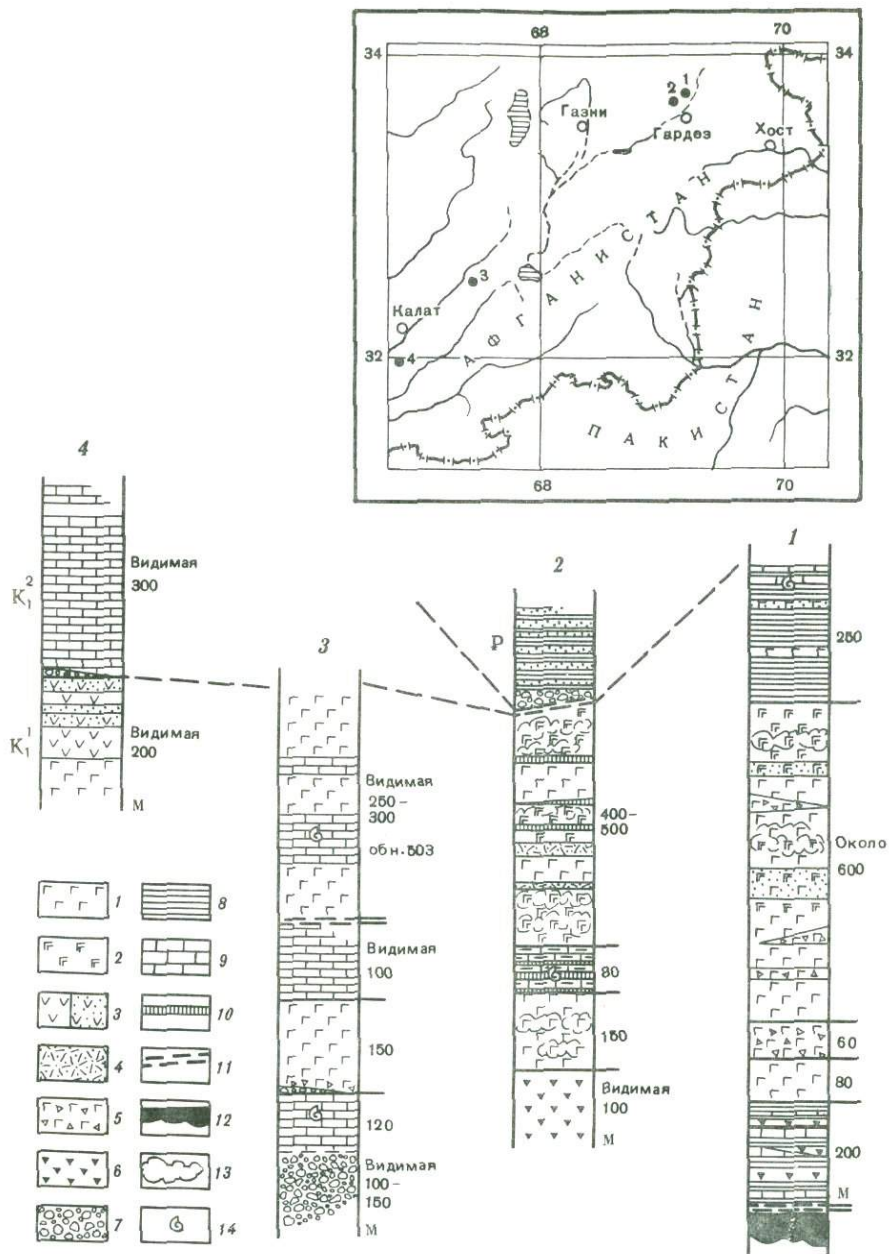


Рис. 49. Схема сопоставления комплексов, развитых в пределах офиолитовых швов Юго-Восточного Афганистана (на врезке показано местонахождение разрезов)

1 — диабазы и базальты; 2 — спилиты; 3 — андезиты и их туфы; 4 — туфы кислого состава; 5 — лавобрекчии; 6 — габброиды; 7 — конгломераты; 8 — глинистые и слюдяные сланцы; 9 — известняки; 10 — илмы; 11 — тектонический контакт; 12 — ультрабазиты; 13 — шаровые отдельные; 14 — органические остатки

(разноцветные кремнистые сланцы, роговики, яшмы). В зонах развития "экзотических глыб" встречены многочисленные обломки с радиоляридами и спикулами губок.

Очевидно, зона флиша Инда представляет собой смешение различных по происхождению комплексов, в том числе и приуроченных к таким образованиям, как островные дуги, глубоководные желоба, на что указывают, например, осадки, напоминающие турбидиты, оползневые структуры [Srikantia, Bazdan, 1980]. Естественно, что возраст самого флиша, включающего в себя орбитолиновые, рудистовые, а в верхних частях и нуммулитовые известняки, не может распространяться на время формирования здесь океанической коры (базальтово-радиоляритового слоя). Некоторым обоснованием возраста последнего могут служить указания на присутствие в отдельных районах Гималаев (Куманьон) известняковых глыб лейасового возраста, непосредственно связанных с основными вулканитами [Гансер, 1967, с. 178].

Таким образом, сколько-нибудь достоверные геологические данные по восточной части Альпийского пояса в целом хорошо коррелируются и указывают на время широкого развития здесь океанического бассейна в середине мезозоя (поздний триас—юра). Несколько особняком стоит комплекс Восточно-Иранского прогиба, отвечающий более позднему (по-видимому, меловому) этапу "раскрытия" океанической коры.

Комплексы, связанные с границами поглощения

Верхнетриасовые комплексы. Они связаны с границей поглощения вдоль южной окраины Евразии (Туранской плиты), и в настоящее время их выходы приурочены к северным предгорьям Паропамиза и Гиндукуша. Повсеместно на этой площади они представлены средними и изредка кислыми вулканогенными породами, чередующимися с разнообразными терригенными толщами, содержащими преимущественно морские органические остатки. Среди вулканических образований обычны андезито-базальты, андезито-дациты, дациты со значительной долей пирокластических продуктов, вулканических брекчий, агломератовых туфов. По положению в разрезе эти породы в различных районах охватывают разные ярусы верхнего отдела триаса, а местами, возможно, принадлежат и низам нижней юры [Геология..., 1980]. Наряду с очевидными пластовыми образованиями в некоторых районах (Сурхобский выступ) широко встречаются и субвулканические тела почти того же состава, что и вулканиты, так что их разделение в обнажениях нередко представляет собой сложную проблему. Мощность стратифицированных серий достигает 2—2,5 км. С ними ассоциируют многочисленные мелкие тела гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов.

По основным петрохимическим характеристикам рассматриваемые образования ближе всего к известково-щелочным, умеренно дифференцированным вулканитам [Чальян и др., 1980б]. По всей видимости, их образование шло в островодужных или окраинно-континентальных условиях.

Нижнеюрские комплексы. Они распространены главным обра-

зом в пределах Восточных Понтид и на Кавказе, где достаточно обстоятельно изучены с различных точек зрения [Sengör, Yilmaz, 1981; Лордкипанидзе, 1980; Ломизе, 1983]. Эти комплексы представляют собой типичные островодужные серии, возможно разделявшиеся в прошлом небольшими интрадуговыми бассейнами. Восточнее об образованиях этого возраста известно сравнительно немного. Так, описаны прослои вулканитов неясного состава в сланцах и филлитах северо-восточнее Главного Загросского надвига. Эти образования также связывают с островодужной обстановкой. В восточной части Ирана отмечены проявления базальтового вулканизма в нижней юре, очевидно ассоциирующие с процессами образования горсто-грабеновых структур этого возраста на обширных площадях Ирана, Турции и Северного Афганистана [Kazmin et al., 1986].

Меловые комплексы. Комплексы этого возраста, отвечающие границам поглощения, встречаются в различных местах на востоке Альпийского пояса, но особенно широко они развиты на территории Кавказа. Несколько относительно небольших выходов андезито-дацитов известно вдоль зоны Главного Загросского надвига. Среди хорошо изученных образований Омана выделяется очень небольшая по мощности серия известково-щелочных вулканитов в покрове Хавасина, возраст которых соответствует границе нижнего и верхнего мела [Gealey, 1977].

Основные же районы развития пород такого типа находятся в Афганистане и пограничных с Пакистаном районах, а также в горной системе Хазары и в Каракоруме. Эти образования изучены пока еще недостаточно и относительно их строения и вещественного состава можно говорить лишь в самом общем виде. По составу это андезит-дацитовые формации известково-щелочного типа. В пределах южного Афганистана, в отрогах гор Чагаи, широко распространены толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, среди которых основную роль играют андезиты, андезитовые порфириды, дацитовые порфириды, андезито-дациты, местами трахиандезитовые порфиры. Породы относительно слабо деформированы, разбиты небольшими разрывными нарушениями. В довольно частых прослоях известняков, ассоциирующих с этими вулканогенными толщами, встречается множество остатков рудистов преимущественно переходных форм (от нижнего к верхнему мелу) или верхнемеловых.

В целом поле развития вулканитов в горах Чагаи выделяется в плане как дугообразная зона, выпуклостью обращенная на юг. Можно предполагать, что это узкий блок, ограниченный разрывными нарушениями и зажатый в системе близких по форме тектонических зон Пакистанского Белуджистана и Макрана [Arthurton et al., 1982].

Отдельные выходы известково-щелочных вулканогенных пород встречаются также южнее и восточнее г. Кандагар, где они непосредственно соприкасаются с собственно офиолитовыми толщами шва Тарнак, и их разграничение здесь, в необычайно сложной тектонической ситуации, представляет собой весьма трудную задачу. Есть также данные о том, что преимущественно известково-щелочные вулканиты представлены в узкой зоне по длине р. Кунар в Нуристане [Khan Tahirkhell et al., 1977]. Нако-

нец, в последнее время в Северном Пакистане, на трассе известного Каракорумского шоссе (горы Кохистана) установлен следующий разрез [Coward et al., 1980]. В основании располагаются ультраосновные породы, выше находится метаноритовый лополит, над которым залегают известково-щелочные средние и частично кислые вулканиты. В структурном плане это клинообразный надвиговой блок. По-видимому, все эти участки представляют собой фрагменты островодужных серий. К сожалению, ограниченность материала не позволяет восстановить былое положение зон Беньофа, предопределивших эти магматические проявления. Лишь для района гор Чагаи намечается некоторая тенденция в изменении химизма вулканитов (данные геологической съемки в Афганистане). В частности, сумма Na_2O и K_2O явно возрастает в северном направлении от 4—5 до почти 10%, что можно связывать, по существующим представлениям, с погружением на север ископаемой зоны субдукции.

Вероятно, результатом субдукции океанской литосферы под край Тибета явилось появление обширного пояса известково-щелочных плутонов севернее линии Цангпо [Tarponnier et al., 1981; Valdia, 1984]. Во всяком случае, несомненно, в области сближающихся Индийской и Евразийской плит в позднем мелу существовали обстановки островодужного типа. В зоне взаимодействия Аравии и Евразии аналогичное положение занимают относительно маломощные андезиты, известные в породах Омана, и меловые вулканиты Малого Кавказа.

Палеогеновые комплексы. Распространены они достаточно широко, и, пожалуй, их положение и связь с границами плит наиболее определены и четко выражены. Основной ареал распространения эоцен-олигоценых вулканогенных толщ приурочен к территории Центрального и Восточного Ирана и к смежным площадям Афганистана. Можно выделить четыре основные области развития вулканизма этого возраста. Наиболее крупной из них является зона Урмия-Дохтар в центральной части Ирана, вытянутая в виде почти непрерывной полосы на огромное расстояние параллельно складчатой системе Загроса. Менее значительная зона находится севернее и приурочена к сооружениям Эльбурса. Две другие области не характеризуются столь яркой линейностью. Одна из них располагается на глыбе Лут, а вторая приурочена к северо-западу Афганистана. По вещественному составу все эти комплексы достаточно однообразны на огромной площади, и их можно, по-видимому, отнести к андезит-дацит-липаритовой и латит-липаритовой формациям. Повсеместно эти вулканиты залегают с резким угловым несогласием на разновозрастных толщах вплоть до рудистовых известняков. Столь интенсивная и широко проявившаяся вспышка вулканизма давно привлекает внимание геологов, пытавшихся подойти к анализу этого явления с различных позиций.

Самыми значительными по площади являются вулканические области Центрального Ирана и Эльбурса. В Центральном Иране вулканиты представлены в основном андезитовыми, андезит-базальтовыми, дацитовыми и липаритовыми лавами и их пирокластическими аналогами. С эффузивами почти повсеместно ассоциируют мелкие, но многочислен-

ные интрузивные тела диоритов, кварцевых диоритов, монцонитов, сиенитов и т.п. [Forster et al., 1972]. Интрузии не только пространственно тяготеют к вулканитам, но близки к ним и химически, что указывает на их генетическую связь [Чальян и др., 1980а]. С позиций тектоники литосферных плит казалось вполне естественным связывать палеогеновые вулканиты Ирана с ископаемой зоной Беньофа, выходящей где-то в районе современного Загроса [Dewey et al., 1973].

Вулканогенные толщи протягиваются с территории Ирана в Закавказье, где реконструируется аналогичная обстановка поддвига [Гамкрелидзе, 1977; Адамия и др., 1974, 1977]. На основании изучения химизма вулканитов в этой провинции предпринята попытка восстановить некоторые детали строения активной окраины Евразийской плиты на Кавказе. Так, Л.П. Зоненшайн и его соавторы [1979] устанавливают две различные зоны развития вулканитов: Аджаро-Триалетскую и Армяно-Талышскую, причем каждая, на их взгляд, отвечает своей зоне Беньофа. С использованием данных по содержанию K_2O в образцах пород в этой работе вычислены и углы погружения предполагаемых зон. Для Аджаро-Триалетии этот угол составляет 60—65°, а для Армении — около 40°. Ш.А. Адамия и его соавторы [1974] обратили внимание на несколько большую щелочность магматических пород Аджаро-Триалетии и Талышских гор в сравнении с Армянским нагорьем, что, по их мнению, связано с рифтогенным происхождением первых двух зон (возможно, это были образования типа окраинных морей). Вообще же увеличение щелочности пород известково-щелочного ряда принято связывать с переходом от окраины плиты к ее более внутренним частям, соответствующим большему заглублению зоны Беньофа.

Аналогичные различия в химизме устанавливаются и при сравнении вулканитов зоны Урмия—Дохтар с теми, что развиты в Эльбурсе [Jung et al., 1976]. Несомненно, что эффузивные породы Эльбурса отличаются повышенной щелочностью. Здесь развиты преимущественно представители шошонитовой и щелочно-базальтовой серий: базальтоиды и трахибазальты, прорванные небольшими телами сиеногаббро и монцонитов. На диаграмме зависимости $Na_2O + K_2O$ и SiO_2 все породы Эльбурса ложатся в поле щелочных серий, в то время как вулканиты Центрального Ирана принадлежат к известково-щелочным. Особенно же показательно отношение Na_2O к K_2O , увеличенное в Эльбурсе в 2—2,5 раза (по сравнению с зоной Урмия—Дохтар). Подчеркивается, что все эти различия в химизме существуют с самого начала вулканической активности в эоцене и относительное содержание калия, например, остается постоянным, а различия между молодыми и древними вулканитами заключаются только в количестве SiO_2 [Jung et al., 1976].

На основании всех приведенных материалов Д. Юнг с соавторами предполагают, что обе полосы палеогеновых вулканитов в Иране отвечают единой зоне Беньофа, погружающейся в северо-восточном направлении. По известной диаграмме Д. Нинковича и Дж. Хейеса представлены глубины до зоны Беньофа: 120—150 км в Центральном Иране и около 250 км под Эльбурсом. Несмотря на всю заманчивость подобных построений, к ним следует подходить с большой осторожностью. Вероятно, прав Г. Форстер [Forster, 1976], указывающий на

то, что трудно представить себе, как вулканы Эльбурса, находящиеся в 350 км от Загроса, и эффузивы Центрального Ирана (в 150 км от Загроса), возникли и развивались практически одновременно, если и те и другие есть порождение одной зоны. Если принимать среднюю скорость движения Аравии относительно Евразии в эоцене—олигоцене в 1—1,2 см/год, то расстояние в 200 км, разделяющее две эффузивные провинции, должно быть пройдено (без учета наклона зоны субдукции) примерно за 20 млн лет. Этот интервал времени даже по геологическим понятиям немалый; во всяком случае, он обычно фиксируется геохронологическими методами. К этому следует также добавить, что в отдельных местах вулканы разделены расстоянием, значительно превышающим 200 км, а следовательно, и различие во времени должно быть существенно большим. Поэтому более вероятным кажется предположение о наличии двух зон Беньофа, ограничивавших массив Центрального Ирана с севера и юга.

Рассмотренные вулканогенные формации характеризуются континентальными или субаэральными условиями образования, по своим петрохимическим особенностям они, вероятней всего, отвечают обстановке активной континентальной окраины. Предполагается, что природа окраины Центрального Ирана в целом близка к индийскому типу [Berberian et al., 1982].

Несколько обособленное положение занимает область развития эоцен-олигоценовых вулкаников на востоке Ирана, приуроченная к глыбе Лут. В отличие от рассмотренных выше вытянутых вдоль простирающейся пояса зон вулканизма эта область ориентирована практически в меридиональном направлении, в соответствии с расположением глыбы Лут. Вулканогенные образования общей мощностью около 2 км слагают обширные поля, перекрывающие самые разнообразные породы, в том числе и офиолитовую ассоциацию Восточно-Иранского флишевого прогиба. В основании эффузивного разреза располагаются морские отложения с нуммулитами (отдельные горизонты их встречаются и выше), по которым время начала образования комплекса и определяется как нижний эоцен [Stöcklin et al., 1971]. Однако основная часть вулкаников возникла в наземных условиях. По составу это типичная известково-щелочная серия, сложенная андезитами, дацитами и их туфами, вулканическими брекчиями, а также риолитами и липаритовыми игнимбритами [Conrad et al., 1977].

По всем показателям палеогеновые вулканы Лута вполне сопоставимы (по существу идентичны) с зоной Урмия—Дохтар и было бы естественным считать их показателем активности единой зоны Беньофа. Можно предполагать, что современная ориентировка этих вулканических областей не отвечает конфигурации зоны субдукции в прошлом. Это могло быть связано прежде всего с изменением положения глыбы Лут в пространстве. Приведенные данные по современной кинематике определенно указывают на возможность вращения глыбы против часовой стрелки. Очевидно, во время интенсивного поддвига под южную окраину Иранского массива (включая глыбу Лут) возникла единая, ориентированная в субширотном направлении полоса развития известково-щелочного вулканизма. Затем в результате откола и поворота глыбы

Лут крайняя восточная ветвь этой полосы развернулась почти на 90°. Надо отметить, что некоторые имеющиеся данные о возрастании щелочности вулканитов Лутской провинции с востока на запад не противоречат изложенной схеме.

Наконец, последняя вулканическая провинция эоцен-олигоценового возраста приурочена к западной и северо-западной частям Афганистана. Здесь встречается несколько изолированных полей развития эффузивов преимущественно андезит-дацит-липаритового состава. Породы несколько повышенной щелочности, так же как и в Иране, тяготеют к северной части этой области, главным образом к переходной зоне от альпийских складчатых структур к Туранской плите. Именно к этой зоне приурочен и комплекс малых интрузий гранодиоритов, граносиенитов, диоритовых порфиритов, с которыми связана минерализация медно-порфирирового типа. Такие магматические проявления рассматриваются как еще один показатель зоны субдукции [Силлитое, 1974]. Вероятно, близкой по составу к вулканитам этой переходной зоны является и Бартангская серия на Памире [Буданов, Дронов, 1964], образование которой началось несколько раньше (палеоцен?). Таким образом, на территории Афганистана вполне определенно можно наметить зону субдукции, являющуюся, очевидно, продолжением той, что погружалась под системы Эльбурса—Биналуда. Возможно, что отдельные пятна известково-щелочных вулканитов запада Афганистана на каком-то образе связаны с протяженной зоной Загроса—Лута.

Интрузивные комплексы. Эти комплексы мезозойско-кайнозойского возраста распространены весьма широко и, очевидно, также связаны с палеотектоническими обстановками того времени. Наиболее значительные интрузии преимущественно гранитоидного состава относятся к позднему палеогену. Выше уже упоминались малые интрузивные тела диорит-монцонитового ряда. Они представлены очень разнообразными по форме и пестрыми по составу штоками, силлами, лакколитами, дайками. Вещественная и структурная связь этих образований с эоцен-олигоценовыми вулканогенными образованиями, а следовательно, и с зонами субдукции очевидна.

Среди других интрузивных пород, по-видимому, следует выделить по крайней мере две наиболее распространенные и важные разновидности. Субвулканические гранитоиды представлены пестрой группой пород габбро-диорит-гранодиоритового состава, образовавшихся в близповерхностных условиях. Иногда отмечается пространственная близость этих гранитоидов с андезит-дацит-липаритовыми вулканитами. Однако два крупнейших массива такого типа в Афганистане — Булгоджа и Аргандаб — не обнаруживают такой связи [Кочетков и др., 1974]. Они вытянуты в северо-восточном направлении по краю Гильменд-Аргандабского срединного массива, в пределах которого палеогеновые эффузивы отсутствуют. Указывается, что по характеру дифференциации эта формация аналогична известково-щелочным [Чальян и др., 1980a]. Данные по абсолютному возрасту этого комплекса довольно противоречивы, в то время как прямые геологические наблюдения говорят об олигоценовом времени его формирования [Геология..., 1980]. Трудно связывать субвулка-

нические гранитоиды с какими-то конкретными обстановками на границах взаимодействующих плит. В некоторых случаях можно говорить о том, что они тяготеют к зонам поглощения, возможна связь этих гранитоидов со столкновением континентальных плит и блоков, их растрескиванием, "торошением". Именно к крупным нарушениям, зонам дробления приурочены удлиненные массивы типа Аргандабского.

Выделяют еще одну группу пород — гранитные батолиты. Это обычно крупные плутоны, широко распространенные в восточной части пояса, где находятся самые значительные и высоко поднятые горные сооружения (Гиндукуш, Памир, Хазар, Каракорум). Сложены батолиты в основном биотитовыми и биотит-амфиболитовыми гранитами и гранодиоритами. Встречаются многофазные интрузии, в которых отмечаются диориты и кварцевые диориты. Породы данного комплекса характеризуются слабой степенью дифференциации и несколько повышенной щелочностью. Это также очень крупные по размерам интрузии, наиболее типичные для Памиро-Гималайского горного узла. Представлена эта формация обычно полосчатыми биотитовыми гранитами, иногда с турмалином, и сопровождается большим количеством аплитовых и пегматитовых даек и жил.

Структурные особенности и химизм гранитных батолитов довольно определенно свидетельствуют об образовании этих пород при плавении гранитно-метаморфического слоя на глубинах от 2 до 11 км [Россовский и др., 1976]. И действительно, приурочены они к областям с максимально мощной континентальной корой, нередко тяготеют к крупнейшим разрывным нарушениям, разделяющим плиты. Определение абсолютного возраста этих гранитов дают довольно широкий разброс, хотя и преобладают цифры от 35 до 8—12 млн лет, причем наиболее молодые из них отвечают последнему этапу интенсивного метаморфизма в Памиро-Гималайской области [Гансер, 1967; Трифонов, 1979; Геология..., 1980]. Время образования мощных гранитоидных тел, очевидно, следует связывать с коллизией основных континентальных плит на месте современного Альпийского пояса.

КОНТУРЫ МИКРОПЛИТ ВНУТРИ ПОЯСА ПОГЛОЩЕНИЯ

Зона поглощения между сходящимися плитами Индии, Аравии и Евразии представляется достаточно пестрым, дифференцированным образованием с множеством границ, подчас испытывавших значительные преобразования в ходе тектонической эволюции в позднем мезозое и кайнозое. Мы уже рассматривали возможности использования данных о современной сейсмичности и структуре для анализа мгновенной кинематики (см. гл. 3). Эта картина дает представление только о самых последних стадиях сближения плит и образования Альпийских структур. Перемещения микроплит в прошлом могут быть установлены только в весьма приближенной форме. На протяжении мезозоя и кайнозоя не только менялись контуры плит, типы границ, но в процессе поглощения и общего сжатия могли быть полностью уничтожены значительные структуры, исчезнуть даже фрагменты комплексов-индикаторов. В первую очередь это относится, конечно,

к оксанической коре Тетиса, подвергшейся наибольшей тектонической переработке. Всегда следует считаться с возможностью того, что офиолиты могут быть существенно оторваны от прошлой границы, а в некоторых случаях и просто отсутствовать, будучи скрытыми, поглощенными в процессе субдукции.

На западе плита Ирана в мезозое и кайнозое, несомненно, играла роль жесткого континентального блока. Платформенный режим развития этой области практически начиная с кембрия (когда Иран, очевидно, был еще частью Гондваны) признается и исследователями, детально занимавшимися геологией Ирана [Штеклин, 1966; Stöcklin, 1968], и авторами сводок по тектонике востока Альпийского пояса [Хаин, 1969; Перфильев и др., 1973]. Можно предполагать, что зона современной сейсмичности, разделяющая эту плиту на западную и восточную части, в прошлом не играла существенной роли, поскольку с ней не связаны сколько-нибудь значительные геологические структуры. Юго-западной границей Иранской плиты, очевидно, служила система Загроса. Как уже указывалось, она состоит из внутренней зоны, представленной сложными чешуйчатыми дислокациями, приуроченными к главному надвигу, и внешней полосы складчатых структур в мощном осадочном разрезе. Несомненно, в прошлом границей плиты была зона, отвечающая надвигу, вдоль которого отмечается основная тектоническая активность в позднем мелу, приведшая к формированию цветного меланжа, надвинутого на внешнюю зону. В последующем зона взаимодействия с Аравийской плитой смещалась к юго-востоку, что привело к возникновению современной ярко выраженной полосы сейсмичности уже перед фронтом складчатых структур.

Не столь четкой является северная граница Иранской плиты. Естественным кажется предположение, что рубежом служила выгнутая система надвиговых и складчатых структур Аладага—Биналуда и Эльбурса, по которой проводится и современная активная граница. Эти сооружения построены весьма своеобразно, и пока существует много неясного в их сочленении по простиранию и особенно дискуссионно их продолжение на запад, в районы Малого Кавказа через Талыш. В качестве наиболее приемлемой можно принять границу между северным и южным крыльями Эльбурского антиклинория, поскольку южное крыло, судя по строению геологических разрезов, очевидно, является приподнятым и деформированным краем плиты Ирана, в то время как на севере отмечаются повышенные мощности и бóльшая полнота мезозойских разрезов [Хаин, 1969]. Восточнее Эльбурса границу наиболее логично сместить чуть южнее Аладага—Биналуда, где в районе Себзеvara проходит полоса выходов офиолитового комплекса, маркирующего границу с океанической корой.

Что касается Южно-Каспийской плиты, то относительно истории ее развития можно строить только различные предположения. Как известно, проблема происхождения безграничных впадин Черного моря и Южного Каспия служит предметом постоянных дискуссий, обсуждение которых выходит за рамки настоящей работы. Можно отметить только, что северная граница плиты, проходящая по Копет-

дагу, очевидно, еще очень молода, так же как молодо и само это складчатое сооружение (плиоцен).

Глыба Лут, как уже указывалось, занимает совершенно особое положение между структурами Ирана и Афганистана. Есть основание считать, что этот элемент прослеживался и был достаточно активным в ходе позднемезозойской структурной эволюции востока Альпийского пояса, хотя конфигурация его, быть может, несколько менялась. В качестве естественного тектонического ограничения глыбы Лут на западе можно рассматривать складчатые сооружения Керманского прогиба, вытянутые меридионально. С севера границей служит мощный дугообразный разрыв Доруне, с востока — флишевый прогиб, а с юга — система надвигов по окраине впадины Джазмуриан. Близко (хотя и не тождественно) этим контурам и положение современных сейсмических границ. Пожалуй, наиболее яркой особенностью глыбы Лут является то, что практически со всех сторон ее окружают зоны выходов офиолитов. Особенно многочисленны они по северной, восточной и южной границам. На востоке офиолитовый комплекс пространственно и по времени образования теснейшим образом связан с формированием очень специфичного Восточно-Иранского флишевого прогиба.

Учитывая геологические данные о характере границ глыбы Лут и возрасте комплексов, с ними связанных, можно уверенно говорить о сравнительной молодости этого тектонического элемента. Время образования прогиба по восточной окраине глыбы (самый конец мела), очевидно, соответствует началу обособления ее как самостоятельной структуры. До этого в зоне сближения плит существовал, вероятно, достаточно крупный единый микроконтинент, в состав которого входили и современный Центральный Иран, и Лут. Несомненно, контуры глыбы Лут несколько менялись в ходе тектонической эволюции этой области. Если современную ее западную границу наиболее логично в соответствии с сейсмичностью проводить по системе дислокаций хребта Шатори, то в прошлом она могла быть связана с разрывными нарушениями Наин-Бафт и Наин-Доруне, образующими крупную, выпуклую на запад дугу. Именно вдоль этих нарушений протягивается целая цепочка тел офиолитов и цветного меланжа, что, очевидно, отражает былую активность этих структур.

Значительные площади внутренних районов Афганистана должны рассматриваться как микроконтиненты в Тетисе. Гетерогенность тектонического строения этой территории и наличие многочисленных офиолитовых зон заставляют предполагать здесь несколько мелких, самостоятельных блоков, отвечающих рассмотренным выше срединным массивам.

Соотношение срединных массивов и офиолитовых швов в Альпийском поясе давно уже служит объектом постоянных дискуссий и обоснованием тех или иных тектонических построений. Офиолиты Среднего Востока изучены неравномерно и в целом пока еще недостаточно. В Афганистане же лишь о тектонической структуре швов Тарнак и Альтимур можно составить довольно определенное представление. Надо сказать, что это представление не вмещается в рамки альтернативных гипотез, наиболее часто фигурирующих в рабо-

тах по тектонике альпид: либо шарьяжи кристаллических массивов (с автохтонным окружением офиолитов), либо грандиозные покровы офиолитового комплекса из центральных зон Тетиса к периферии (при этом южные массивы часто рассматривают как тектонические окна) [Пейве, 1969; Хаин, 1977; Книппер, 1978]. Оживленно обсуждается и проблема одной или нескольких зон, откуда могли бы произойти альпийские офиолиты. В частности, ряд исследователей Турции (там этот вопрос стоит особенно остро) обосновали точку зрения в пользу множества бассейнов с океанической корой, без чего никакими тектоническими процессами, видимо, невозможно моделировать современную картину [Robertson, Dixon, 1985; Sengör, Yilmaz, 1981]. И в Афганистане наиболее вероятным кажется предположение о "выжимании" офиолитов из нескольких тектонических зон, следы которых сохранились в виде узких шовных зон. Представление о "корневом" характере Тарнакской зоны, например, подтверждается имеющимися гравиметрическими данными [McGinnis, 1971].

В пределах Юго-Восточного Афганистана важное место принадлежит тектонической зоне Кветта-Хост. Это узкий шов, зажатый среди терригенно-карбонатных толщ Сулейман-Киртарского сооружения, а офиолиты, выходящие здесь, несомненно, прошли длительный путь тектонического становления. Нельзя признать случайным, что граница современных плит вырисовывается здесь по сейсмичности весьма неотчетливо, не обнаруживая прямой связи ни с одним из известных тектонических элементов. Быть может, в данном случае имеет место несоответствие поверхностной структуры и глубинных границ? Говоря об этом, не следует принимать в обязательном порядке предположение о бескорневом залегании офиолитов в виде крупных шарьированных пластин, как это делается некоторыми исследователями [Tarronpiet et al., 1981]. Как раз наоборот, очертания геологических границ, их рисовка на космо- и аэрофотоснимках, прямые структурные наблюдения говорят скорее о связи офиолитов с крутопадающими, спокойно изогнутыми в плане разрывными нарушениями.

Разумеется, в процессе сжатия возникали местные явления надвигания, и в районе Хоста, например, видны надвиги карбонатных толщ Сулейман-Киртара на офиолиты (а не наоборот). Местом, где можно предполагать настоящие офиолитовые покровы, является крайний юг зоны (чуть севернее г. Карачи), где наблюдается пластинообразная форма залегания разнообразных габброидов, серпентинитов и вулканогенно-осадочных пород. Быть может, аналогичную позицию, как полагает М.Г. Ломизе [1972], занимают и офиолиты района Хиндубага (недалеко от Кветты). В обоих случаях наиболее вероятен механизм выжимания относительно пластичного материала из зон поглощения на прилегающие участки. На севере же шва Кветта-Хост надвиговые структуры если и есть, то они в значительной мере затушеваны последующими сдвиговыми подвижками.

Район юго-восточнее г. Кабула, где сходятся швы Тарнак, Кветта, Альтимур и центриклинальное замыкание терригенного палеогенового прогиба, представляет собой особо интересный участок. Несмотря на то что контуры распространения терригенного палеогена имеют подчас

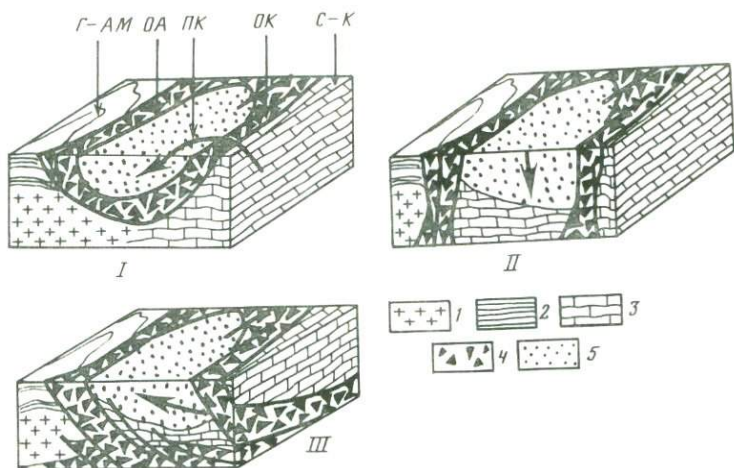


Рис. 50. Возможные варианты (I—III) интерпретации структуры Юго-Восточного Афганистана

Г-АМ — Гильменд-Аргандабский массив, ОА — офиолитовый шов Альтимур, ПК — прогиб Okaymen, ОК — офиолитовый шов Кветта-Хост, С-К — Сулейман-Киртар

1 — основание массива; 2 — чехол массива; 3 — окраина плиты Индостана; 4 — меланж; 5 — осадки прогиба

довольно прихотливые очертания, да и структурные соотношения этого комплекса с прилегающими офиолитовыми образованиями не везде четки, с некоторым приближением можно считать, что прогиб okaymen двумя мощными офиолитовыми зонами, сходящимися на северо-восток. В конкретных обнажениях контакты палеогена и мезозойских офиолитов всегда тектонические, причем в отдельных местах видны следы очень интенсивного динамометаморфизма, встречаются взбросы, надвиги небольшой амплитуды. Учитывая общий структурный план и отдельные детали, выявленные в процессе картирования, можно представить несколько вариантов интерпретации геологии этого узла (рис. 50).

Вариант 1. Основываясь на мобилистских идеях, опирающихся на факт наличия достаточно крупных надвиговых пластин в пределах различных участков Альпийского пояса, палеогеновый прогиб Юго-Восточного Афганистана, почти повсеместно обрамленный (выходящими как бы "из-под" него) офиолитами, можно представить как гигантский аллохтон на "меланжевом" основании. Такая интерпретация, кажущаяся заманчивой в свете современных гипотез, встречает ряд возражений. Отсутствие внутри прогиба тектонических окон с выходами "автохтона", наличие в ряде мест обратного надвигания (т.е. офиолитов на палеоген) — это достаточно серьезные аргументы против данного варианта.

Вариант 2. Исходит из предположения, что по окраинам палеогенового прогиба располагаются зоны или швы, каждый из которых является остатком океанической области. Структура этих областей коренным образом преобразована в процессе общего сжатия.

Вариант 3. В определенной степени он совмещает некоторые элементы первых двух. Можно предположить, что в процессе сжатия краевая

часть плиты Индостана, подмяв под себя океанические осадки и превратив их в меланж, надвинулась в северном направлении. Затем уже по крутым нарушениям, отвечающим положению современных швов-ограничений палеогенового прогиба, произошло проникновение и вторичное становление офиолитового меланжа. Сложность состоит в том, что в этом случае необходимо допустить неизбежное метаморфическое преобразование всех членов офиолитовой ассоциации, оказавшихся ложем шарьяжа. Трудно себе представить, что в таких условиях мог сохраниться, например, пеллециподовый ракушняк из известковых прослоев среди спилитов в районе г. Хост. Да и сами эффузивы во многих местах не изменились.

Перебрав все приведенные варианты, по-видимому, можно остановиться на предположении, что Тарнакский, Альтимурский, Кветта-Хостский офиолитовые швы сложены геологическими комплексами, возникшими на месте областей с океанической корой, разделявшей континентальные блоки. Можно считать, что это "корневые" зоны, правда, существенно изменившие свою конфигурацию в плане при общей деформации пояса. Очевидно, их следует принимать в качестве естественных границ микроплит. Таким зонам вполне могут быть противопоставлены, например, офиолиты Омана, находящиеся, несомненно, в аллохтонном залегании, в то время как их корневые части (а следовательно, и сама межплитная граница) погребены ныне в водах Оманской котловины [Brookfield, 1977].

Граница между внутренними массивами-микроконтинентами и континентальным блоком Индостана проходит по краевой складчатой системе Сулейман-Киртара, несущей на себе следы мощных левосдвиговых подвижек. Огромные нарушения сопровождают эту пограничную полосу дислокаций, которая прослеживается вплоть до берега Аравийского моря и далее уходит на юго-запад в виде разлома Оуэн. Западнее этой зоны располагается достаточно своеобразный участок, в пределах которого сочленяются складчатые системы Макрана и прилегающая акватория Оманского залива.

В заливе выделяются две части: восточная глубоководная, клинообразно сужающаяся в сторону Персидского залива, и западная, отличающаяся сравнительно небольшими глубинами. Активной вплоть до настоящего времени является восточная часть, и это подтверждается наличием на дне деформированных осадков [White, Ross, 1979]. Степень дислоцированности резко возрастает к северу, и уже на суше, в Береговых хребтах Макрана, молодые отложения собраны в напряженные узкие линейные складки. Г. Фархуди и Д.Н. Кариг [Farhoudi, Karig, 1977] в этих структурах видят определенную аналогию с дуговыми системами, полагая, что пояс деформаций и лежащая к северу от нее депрессия, представляют собой аккреционную призму, развивавшуюся с позднемелового до настоящего времени. Сильно деформированные осадки флишоидного типа (нижний флиш), на их взгляд, представляют собой заполнители трога и сформированы турбидитами на континентальном склоне.

Наиболее существенное отличие Макранской зоны от других дуговых систем выражается в необычайно широкой нижней части склона

трога (до 300 км), что названные исследователи связывают с очень пологим погружением плиты в зоне субдукции (менее 1°). Если все это действительно так, то современные вулканы Безманской группы (см. гл. 3) едва ли можно связывать с этой зоной субдукции, которая при столь малом угле наклона не могла заглубиться настолько сильно, чтобы продуцировать известково-щелочной вулканизм. Вероятно, севернее Макранской зоны можно предполагать существование блока с жестким основанием, которому отвечает современная депрессия Хоран [Воскресенский и др., 1971].

Вероятно, одним из наиболее трудных участков для установления границ плит прошлого является Памиро-Пенджабский узел. На современном этапе, как было показано, здесь может быть выделен Памиро-Хазарский массив. Его развитие в прошлом как самостоятельного тектонического элемента (микроконтинента) подтверждается не только четким структурным ограничением, но и достаточно широким развитием по его периферии характерных магматических комплексов. С юго-запада и запада — это окончания нескольких офиолитовых зон Афганистана и система крупных сдвиговых нарушений. С востока к массиву подходит причудливо изогнувшийся у Нангапарбат флиш Инда, а на северо-востоке (в Кохистане) выходят островодужные комплексы. Особенно же выразительна северная, фронтальная граница, по которой Памирский континентальный блок контактирует с Евразией. Вдоль этой границы в прошлом, очевидно, существовала зона субдукции. След погружающейся литосферной плиты сохранился вплоть до настоящего времени в виде зоны глубокофокусных землетрясений. С наклоном (на восточном отрезке) этой зоны согласуется и общая структура фронтальных дуг Памира, сорванных серией надвигов, с падением их плоскостей к югу [Губин, 1964; Пейве и др., 1964]. Не исключено, что в прошлом Памиро-Хазарский массив мог быть разбит на более мелкие блоки, на что указывают, например, вулканические породы, напоминающие островодужные серии по Кунарскому разлому, глубоко вклинивающиеся в Хазару.

Восточнее, уже в пределах Гималаев, древняя граница плит может быть намечена довольно четко. Она, очевидно, приурочена к зоне флиша Инда. Эта узкая шовная структура детально описана в работе А. Гансера [1967]. Зона прослеживается на огромном расстоянии от района Нангапарбат через Пенджабские, Куманьонские и Непальские Гималаи в их тыловых частях. Как можно судить по детальным описаниям и зарисовкам, приведенным в книге, наиболее характерно для данной зоны присутствие "экзотических" глыб, основных вулканических, ультраосновных пород. Все породы здесь чрезвычайно сильно дислоцированы, раздроблены и "...эта необычная брекчия, а также крупные линзы и глыбы известняков... линзы и глыбы ультраосновных пород наводят на мысль о присутствии здесь несколько своеобразных отложений, которые, несмотря на их весьма пестрый состав, очень широко распространены вдоль офиолитовых поясов, приуроченных к основным тектоническим линиям" [Гансер, 1967, с. 119]. Можно достаточно уверенно говорить о

том, что зона Инда — это след крупного закрывшегося океанического бассейна, а "экзотические" глыбы представляют собой остатки пород, некогда формировавшихся в нем. Очевидно, именно вдоль этой зоны и следует проводить северную границу Индийской плиты.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ПОЗИЦИИ МИКРОКОНТИНЕНТОВ

Офиолитовые швы или зоны являются индикаторами древних океанических бассейнов, формировавшихся, по-видимому, начиная с конца триаса—начала юры. В палеореконструкциях как глобального характера, так и касающихся района Средиземноморья это время рассматривается как этап максимального раскрытия мезозойского океана Тетис. Относительно масштабов и конфигурации образовавшихся бассейнов обычно высказываются самые различные предположения. В этой связи важно попытаться установить, в каком соотношении с крупнейшими плитами находились в прошлом микроконтиненты Альпийского пояса, т.е. были ли они самостоятельными или же "тяготели" к тому или иному континентальному массиву (плите), каково было их взаимное расположение. Для этого приходится обращаться к разрезам отложений верхнего палеозоя и мезозоя, отвечающим времени до начала раздвижения отдельных блоков на территории Ирана, Афганистана и Пакистана, а также привлекать палеомагнитные данные.

В одну группу следует отнести разрезы Центрального Афганистана и прилегающей территории Пакистана. Так, в пределах Центрального Афганистана (Гильменд-Аргандабский массив) начиная с перми и до юры формировался исключительно карбонатный комплекс отложений сравнительно небольшой мощности [Карапетов и др., 1971]. Он отвечает условиям умеренных глубин и охарактеризован богатой фауной двустворок и головоногих. Практически тождествен этому как в литолого-фациальном отношении, так и по мощности разрез отложений пермско-юрского времени Кабульского блока, давно выделяемый в виде единой серии Хингиль.

Несомненно, что эти массивы в прошлом представляли единое целое. В непосредственной близости (в современной структуре) от Кабульского блока известны непрерывные разрезы от перми по крайней мере до юры, изученные в процессе картирования пограничных провинций Афганистана. Это также довольно монотонные карбонатно-терригенные морские отложения, очень напоминающие Хингильскую серию. Правда, в этих районах возникает существенная трудность в определении мощностей отдельных толщ, поскольку в непосредственной близости со структурой офиолитового шва Кветта-Хост все породы интенсивно дислоцированы. По ориентировочным оценкам в этом направлении происходит увеличение мощностей в сравнении с более западными районами. Совершенно однотипные формации развиты и юго-восточнее, в пределах сооружения Сулейман-Киртара [Воскресенский и др., 1971], где, видимо, мощность

их максимальна. Эта область осадконакопления, несомненно, уже принадлежала краевой части континентальной плиты Индостана.

Рассматривая все перечисленные разрезы, можно определенно говорить о том, что они характеризуют тектонически единую, относительно устойчивую структуру. Таким образом, до формирования офиолитовых зон (с меланжем), разделивших эти блоки, Гильменд-Аргандабский массив, Кабульский блок, блок Катаваз и Индийская платформа скорее всего представляли собой единое целое. Датированные поздним триасом спилиты из шва Альтимур (к востоку от Кабульского блока), вероятно, являются реликтом океанической площади, находившейся севернее этой континентальной плиты. Нельзя также исключать предположения, что отдельные фрагменты океанической коры разного возраста могли быть "затащены" и в другие швы в процессе мощных горизонтальных подвижек на последних этапах развития альпийских структур.

В отличие от рассмотренных выше разрезов на глыбе Лут развиты существенно иные толщи. Это преимущественно терригенные, черносланцевые комплексы, в которых лишь в перми встречаются карбонаты. Показательно присутствие эффузивных и туфовых прослоев в триасе и юре. Это в какой-то степени сближает данный разрез с теми, которые хорошо известны по южной окраине Туранской плиты, в пределах приподнятых краевых выступов (Фирозкох). Однако, вероятней всего, глыба Лут, как и весь Центральный Иран, занимала обособленное положение в начале мезозоя, не причленяясь ни к континенту Евразии, ни к Индийской платформе. Это был, как предполагается многими, микроконтинент в океане Тетис. Относительно того, какова была ширина океана севернее и южнее Иранского массива, можно говорить только ориентировочно. Так, на основании довольно детального изучения геологии Оманских офиолитов предполагается, что в максимальную фазу раздвижения (юра) между Аравией и Ираном океан имел ширину порядка 400—1000(?) км [Brookfield, 1977]. С этим как будто в общих чертах согласуются и отдельные данные по определению палеоширот Ирана, Турции [Voo, Zijdeveld, 1973]. Все эти исследователи предполагают, что главное расширение было связано с северной ветвью Тетиса, т.е. примерно между Ираном и Югом СССР. Для увязки этих приближенных оценок необходимо, конечно, учесть те реконструкции, которые сделаны на основе совмещения линейных магнитных аномалий океанов и дают общую картину относительного положения главнейших плит (Евразии, Африки—Аравии и Индии) в различные моменты геологической истории.

Палеомагнитные наблюдения, проведенные в некоторых районах восточной части Альпийского пояса и на прилегающих платформах, дали дополнительные и весьма существенные материалы по истории развития этого региона [McElhinny, 1973; Klootwijk, 1979; и др.]. К сожалению, это пока немногочисленные данные, но все же некоторые, вполне надежные выводы они позволяют сделать (во всяком случае помогают в интерпретации геологических материалов). В большинстве своем эти исследования основаны на определении

виртуальных палеополюсов по намагниченности некоторых пород в пределах внутренних зон Альпийского пояса и сравнении этих палеополюсов с теми полюсами, что характеризуют положения в прошлом таких крупных материковых масс, как Евразия, Африка, Индия. В результате этого можно определить, насколько был близок или далек по отношению к этим континентам тот или иной блок, ныне находящийся в пределах пояса, и перемещался ли он вместе с материком или же совершенно самостоятельно.

Значительная часть исследований выполнена по палеомагнетизму древних, палеозойских и мезозойских пород, для которых различия в положении континентов были особенно существенны. В частности, было показано, что Центральный Иран от докембрия до перми являлся частью Гондваны, а южная часть Эльбурса входила в состав этого суперматерика в карбоне [Becker et al., 1973; Wensink, 1979]. Установлено, например, что Малый Кавказ в мезозое располагался на широте около 20° , а расхождения в склонениях Большого и Малого Кавказа связаны с поворотом в середине мела Малого Кавказа против часовой стрелки на $40\text{--}50^\circ$ [Нгуен Тхи и др., 1978; Асанидзе, 1980].

По палеомагнитным данным вполне определенно подтверждается самостоятельное значение некоторой срединной массы Центрального Ирана, а также внутренних зон Афганистана. Это устанавливается всеми исследователями, занимавшимися данным регионом, хотя история движения этих микроконтинентов не всегда представляется одинаково. Так, на основании изучения намагниченности эффузивов Эльбурса предполагается, что Центральный Иран, бывший вначале частью Гондваны, затем в перми отделился от него и до триаса самостоятельно дрейфовал в северном направлении, а с позднего триаса он перемещался совместно с Евразией [Becker et al., 1973].

Несколько иные результаты получил К. Крумчек [Krumsek, 1976, 1979], он провел исследования в Афганистане и, сопоставив эти данные с иранскими, дал их интересную интерпретацию. Прежде всего по различиям в местонахождении палеомагнитных полюсов выделено несколько самостоятельных регионов. Так, Северный Афганистан, по этим сведениям, дрейфует как часть Русской плиты (Евразии), а его юго-восточная область — как часть Индии. Срединная же зона Афганистана представляла собой самостоятельный микроконтинент (вместе с Ираном).

В своем продвижении на север этот микроконтинент испытывал вращение против часовой стрелки, пока не приблизился в раннем мелу к Евразии (рис. 51). До начала палеоцена Аравийская плита достигла юго-западного края этого микроконтинента. Индийская плита придвинулась с юго-востока и с олигоцена, начала отеснять его на северо-запад. Относительно приведенной схемы движений можно сделать лишь одну оговорку. Видимо, точность определения палеополюсов при относительно небольших перемещениях недостаточна для того, чтобы определить, например, с чем раньше столкнулся на последних этапах Ирано-Афганский микроконтинент — с Евразией или Аравией, и потому в этом вопросе большего

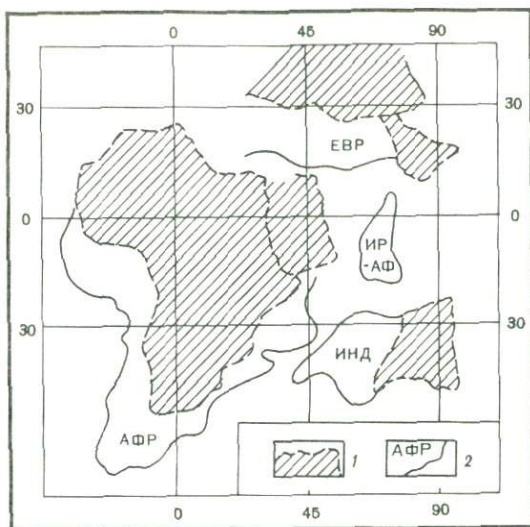


Рис. 51. Схема движения плит по палеомагнитным данным [Krumsiek, 1976]
 1, 2 — положение плит: 1 — в раннем мелу, 2 — в конце перми
 ЕВР — Евразия, ИР-АФ — Ирано-Афганский блок, ИНД — Индия, АФР — Африка

доверия заслуживают геологические данные. Кроме того, при построении палеореконструкций К. Крумчек [Krumsiek, 1976], по-видимому, необоснованно предполагает весьма крупные смещения по отдельным нарушениям Аравийского моря, которые, по его мнению, предопределяли позиции отдельных микроконтинентов и блоков. Как показывает сравнение этих нарушений с картой магнитных аномалий севера Индийского океана, такие смещения маловероятны.

На территории Ирана получены палеомагнитные данные, свидетельствующие о существенных изменениях в ориентировке некоторых структур. Наиболее важны результаты изучения вулканитов Лута [Westphal et al., 1979; Vina et al., 1979; Davoudzadeh et al., 1981; Conrad et al., 1981]. Широкий возрастной интервал образования вулканических комплексов в этой провинции позволяет определить изменения магнитных свойств за длительный отрезок времени. В результате измерений нескольких десятков образцов сделан вывод о повороте глыбы Лут против часовой стрелки на угол около 90° за 40 млн лет. Тем самым подтверждается предположение, основанное на структурно-геологических данных. Показано также, что структуры Эльбурса, вероятно, развернулись по часовой стрелке на угол $30-50^\circ$ [Vina, 1977]. Последнее, очевидно, связано с изгибом первоначально прямолинейных зон и формированием складчатых дуг, окаймляющих Центральный Иран с севера.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТЕТИСА

Домезозойская история Альпийского пояса достаточно сложна, и ее рассмотрение выходит за рамки настоящей работы. Как показывают сопоставление палеомагнитных данных, возможны несколько вариантов взаимного расположения основных континентов в конце палеозоя, что предопределяет и очертания океана Тетис того времени [Savostin et al., 1986]. По-видимому, в середине триаса палео-Тетис замыкается и фрагменты широко развитой палеозойской океанической коры фиксируются затем в виде протяженной системы герцинид, вытягивающейся по северной периферии Альпийского пояса. Как отмечают Л. П. Зоненшайн и А. М. Городницкий [1978], к Евразии в то время могли причленяться некоторые микроконтиненты, но в целом область перехода от континента к океану не отличалась стабильностью. Глобальная ситуация в начальный период образования мезозойского Тетиса во многом напоминала предшествующую — обширный субширотный океан, расширяющийся в восточном направлении, разделял два мощных континентальных массива, Лавразийский и Гондванский.

История формирования тектонической структуры Альпийского пояса, в частности его восточного отрезка, прямым образом связана с закрытием мезозойского Тетиса. Начало этого процесса (после этапа максимального расширения океана) приходится на меловой период. Как явствует из расчетов относительных движений основных плит, их сближение не было ни равномерным, ни однонаправленным. Ситуация в зоне конвергенции обусловлена взаимодействием большого числа разнообразных по форме и размерам микроплит. Не подлежит сомнению, что на протяжении всего мезозоя Тетис не выглядел единым открытым океаническим бассейном, а был насыщен множеством микроконтинентов и островных дуг. Наиболее крупным был Иранский микроконтинент. Поначалу он представлял часть Гондваны, а в мезозое уже занял срединное положение в океане Тетис и в последующем быстро сблизился с Евразией.

В процессе сокращения океана в зоне конвергенции последовательно возникали и отмирали зоны субдукции, и отдельные микроконтинентальные блоки постепенно причленялись к основным материковым массивам. При этом наиболее активное поглощение приурочено к северной границе Тетиса, в то время как на юге большей частью сохранялись условия пассивных окраин. Только лишь в мелу намечается зона субдукции между двумя фрагментами Гондваны, отделившимися от материка Индостана (блоки Центрального, Юго-Восточного Афганистана и депрессии Хоран). Показателем существования нескольких зон поглощения являются многочисленные и обширные поля известково-щелочных вулканитов, соответствующих островным дугам и активным окраинам. С самого начала сближения из-за неравномерности смещения Индийской и Аравийской плит (относительно Евразии) в зоне между ними возникла

обстановка левостороннего смещения, предопределившая развитие отдельных структур (например, глыбы Лут).

По-видимому, уже на ранних стадиях закрытия Тетиса на отдельных участках происходила блокировка зон субдукции и столкновение некоторых континентальных блоков, результатом чего явилось шарьирование фрагментов океанической коры. Однако наиболее активно процессы обдущирования происходили несколько позже и были связаны уже с общей коллизией (столкновением) основных континентов. Разумеется, это произошло не одновременно по всему фронту Тетиса; в целом, видимо, на западе соприкосновение было более ранним по времени, чем на востоке (в соответствии с общей конфигурацией Тетиса). К раннему олигоцену общее сжатие охватило практически весь пояс и с этим временем связаны, вероятно, наиболее значительные надвиги и шарьяжи в районах Загроса, Эльбурса, Герирудского шва, Юго-Восточного Афганистана, Гималаев. На этом тектонические деформации в пограничных (межплитных) зонах не завершились. При дальнейшем уплотнении всей области столкновения происходило дробление, разлинзование возникших структур вдоль сдвиговых зон, что в наиболее яркой форме проявилось на афгано-пакистанском участке. Попытаемся восстановить палеотектоническую ситуацию для отдельных моментов времени.

ПОЗДНИЙ ТРИАС (210 МЛН ЛЕТ НАЗАД)

По-видимому, этап максимального раскрытия Тетиса приходился на поздний триас—раннюю юру. Однако следует оговориться, что начальная стадия развития этого океана изучена недостаточно и с ней связано множество дискуссионных и просто неясных моментов, которые в настоящее время, вероятно, не могут быть решены однозначно. В частности, неясна проблема первичной ширины Тетиса (к началу мезозоя) — то ли это был достаточно обширный океан, унаследованный с предшествующего времени, то ли он новообразован в процессе быстрого и интенсивного растяжения на границе палеозоя и мезозоя. Поэтому многие положения первой поздне триасовой—раннеюрской реконструкции (рис. 52) являются несколько условными. Можно, однако, вполне обоснованно предполагать, что на самом востоке океан был довольно широк (не менее 2—2,5 тыс. км) и базальтоиды норийского возраста, выходящие севернее Кабула, являются одним из фрагментов коры этого бассейна. В океане располагалось несколько микроконтинентальных блоков, которые ныне занимают центральные зоны Ирана и Афганистана. Наиболее крупным, очевидно, был Иранский микроконтинент. Перед поздним триасом он, вероятно, находился уже вблизи Евразийской плиты.

По южной окраине Евразии в триасе были широко распространены вулканы известково-щелочного состава, в современной структуре выходящие чуть севернее Герирудского разрыва и вдоль сочленения герцинских сооружений Бадахшана с Туранской плитой. По ним достаточно уверенно восстанавливается система вулканических

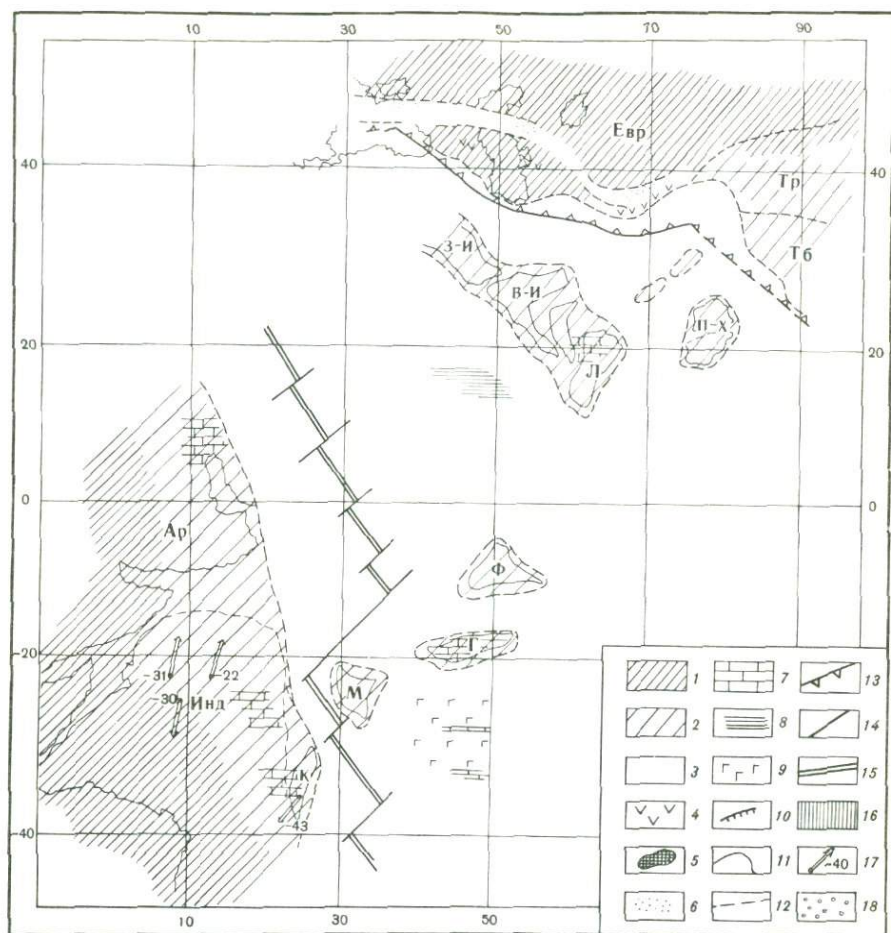


Рис. 52. Палеотектоническая реконструкция восточной части Тетиса для позднего триаса

Условные обозначения к рис. 52–58: 1 — суша; 2 — области осадконакопления на континентальной и субокеанической коре; 3 — области с корой океанического типа; 4 — известково-шелочные серии; 5 — гранитоиды; 6 — терригенные комплексы (в том числе флиш); 7 — карбонатные породы; 8 — кремнистые толщи; 9 — толеитовые базальты; 10 — молассы; 11 — надвиги; 12 — границы континентальной коры; 13 — зоны субдукции; 14 — трансформные разломы; 15 — зоны спрединга; 16 — предполагаемые участки подвига континентальных плит; 17 — магнитные векторы и палеошироты; 18 — конгломераты

Буквенные обозначения — см. на рис. 40

островных дуг, связанных с зоной субдукции. По мнению В.Е. Хаина [19796], здесь реконструируется обстановка окраины андийского типа. Максимальное развитие эффузивных серий этого состава в рассматриваемой зоне приходится на пермь, т.е. на время начавшегося закрытия основных бассейнов палео-Тетиса. Однако процесс подвига продолжался и позднее и завершился в конце триаса. Одновременно с этим по северной периферии Тетиса в переходной зоне от океана к континенту в морских условиях формировались

терригенные киммерийские прогибы, известные как в Северном Афганистане, так и далее к западу, вплоть до Крыма и Добруджи, как это показано, например, В.И. Славным и В.Е. Хаиным [1978]. Время максимального развития таких прогибов приходится в основном на триас, местами же (в пределах Афгано-Памирского узла) они, вероятно, продолжали существовать и в нижней—средней юре. Как свидетельствует изучение киммерийских сооружений Среднего Афганистана, осадконакопление здесь происходило в условиях разнообразных структурно-фациальных зон, отличавшихся как глубиной, так и составом осадочного материала. По современной структуре, где разнотипные фации и комплексы оказались предельно сближенными и сжатыми, трудно восстановить первичную обстановку. Можно только предполагать, что, вероятней всего, здесь наряду с типично морскими (местами глубоководными) условиями существовали участки островной суши. Мощные прогибы возникли также и в условиях мелководных морей на континентальной коре. Это известные триасовые комплексы, развитые по южной окраине Туранской плиты (например, система Банди—Туркестан). Восточнее, по-видимому, также началась субдукция океанской коры под окраину Тибета, и к югу от зоны Инда—Цангпо накапливались мощные флишевые толщи [Sinha Roy, 1981].

Существенно иными в триасе были условия по южному краю Тетиса. Материки Гондваны еще были сгруппированы вместе. Сюда же входили и те микроконтиненты (срединные массивы Афганистана и Пакистана), которые в соответствии с приведенными геолого-геофизическими данными "тяготеют" к Индостану. Вдоль всей переходной зоны от южных материков к океану в позднем триасе шло накопление довольно однообразных, слабо изменчивых в фациальном отношении осадков преимущественно известкового состава. Такие образования хорошо известны по северной периферии Аравии (складчатая зона Загроса), на Гильменд-Арагандабском и Кабульском массивах и в зоне Сулейман-Киргара. Их формирование происходило, по-видимому, в обстановке пассивной континентальной окраины.

ПОЗДНЯЯ ЮРА (160 МЛН ЛЕТ НАЗАД)

Вплоть до поздней юры в целом сохранялась геотектоническая ситуация предшествующего времени. По-видимому, в южной части океана еще существовала зона спрединга, к северу от которой располагались основные микроконтиненты (рис. 53). Терригенные морские прогибы по северной периферии Тетиса существенно сокращались, а на отдельных участках практически замыкались. В некоторых местах здесь продолжалось слабое лагунное осадконакопление, в процессе которого возникли продуктивные угленосные толщи, распространенные по южной окраине Туранской плиты. Учитывая широкое распространение серии Шемшак, можно считать, что к началу юры Иранский микроконтинент был уже приключен к Евразии. В то же время западнее (Малый Кавказ и Западный Иран) в поздней юре

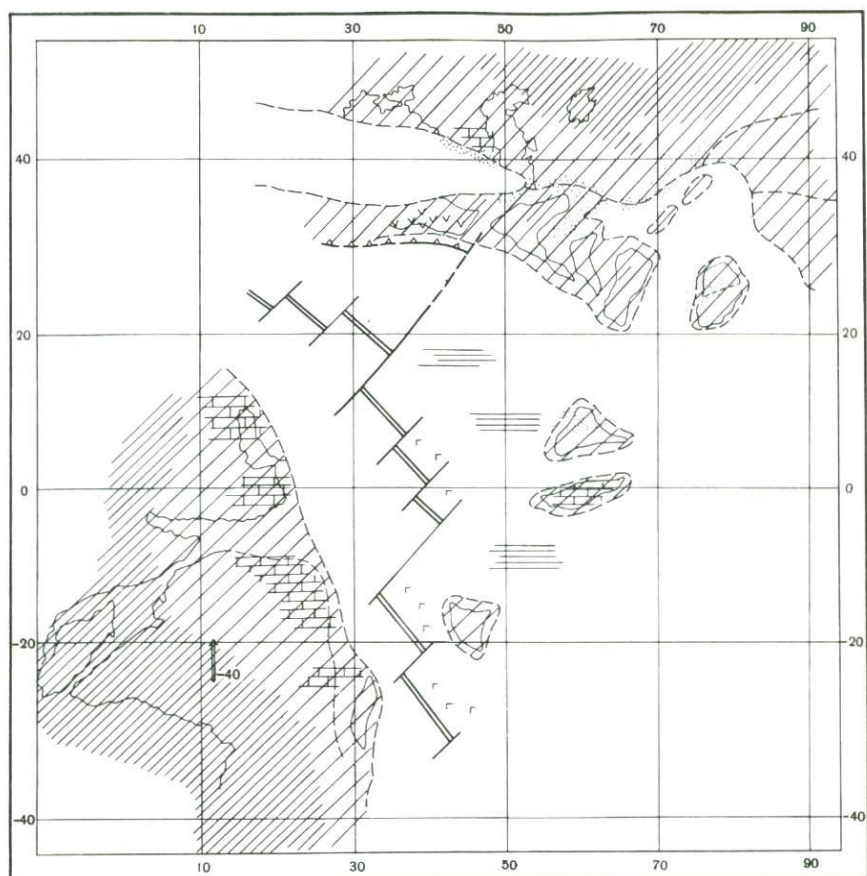


Рис. 53. Палеотектоническая реконструкция восточной части Тетиса для поздней юры
Условные обозначения см. на рис. 52

на границе океана и Евразийского континента шло образование андезито-базальтовых серий, отвечающих, как можно полагать, действовавшей зоне поглощения. По южной окраине Тетиса вблизи континентов Гондваны продолжалось накопление все тех же карбонатных фаций, что характерно и для позднего триаса.

Кинематическая обстановка в зоне взаимодействия плит Аравии, Индии, с одной стороны, и Евразии — с другой, на протяжении всей юры и значительной части мела характеризовалась правосдвиговым смещением. На отдельных участках оно сочеталось с условиями сжатия и поддвига. Интересны проявления растяжения и формирование грабенообразных структур по границе Лута и Иранского микроконтинента. Блоки Фарахруда, Центрального Афганистана и Макрана, по-видимому, были пока еще разобщены, хотя все они и испытывали некоторое продвижение к Евразии.

РАННИЙ МЕЛ (120 МЛН ЛЕТ НАЗАД)

Ранний мел на востоке Тетиса ознаменовался тектоническими деформациями, обусловленными столкновениями отдельных микроконтинентов (рис. 54). Значительные движения фиксируются в зоне киммерийских сооружений, в Афганистане наиболее полно представленных комплексами Герирудской зоны. Современная структура этой области оформилась в результате нескольких тектонических фаз, обусловленных как фронтальным сжатием, так и сдвиговыми смещениями. Поэтому трудно сказать, насколько сложны были структуры, созданные раннемеловыми движениями. Можно лишь предполагать, что именно с этой фазой связаны не только основные складчатые формы, но и, вероятно, надвиговые структуры (системы чешуйчатых пластин района Шорака). В обстановке сжатия и деформаций осадконакопление северной части Тетиса сократилось. К концу раннего мела достаточно резко меняется обстановка и в пределах Фарахрудского блока. Мощный прогиб с флишоидным типом осадко-

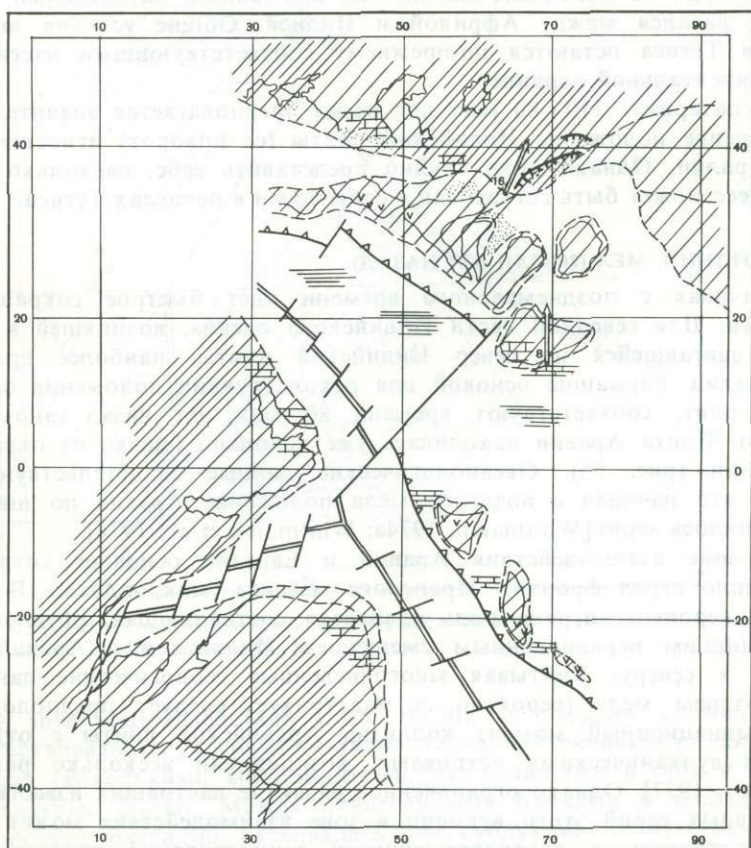


Рис. 54. Палеотектонические реконструкции восточной части Тетиса для раннего мела
Условные обозначения см. на рис. 52

накопления прекращает свое развитие, и отделенные перерывом на этих комплексах залегают лишь мелководные формации самых верхов нижнего мела. По-видимому, с этим временем связаны столкновение микроконтинента Гельменд-Аргандаб с Фарахрудским блоком и замыкание бассейна, на месте которого возник Хашрудский офиолитовый шов. Вместе с этим начинает оформляться зона субдукции, погружающаяся на север.

В раннем мелу, очевидно, уже резко сокращается новообразование океанической коры на востоке Тетиса. Последние отголоски базальтоидного подводного вулканизма в спрединговой зоне, быть может, следует видеть в толщах основных вулканитов района Кандагара и шва Хашруд, хотя возраст этих толщ определяется весьма условно. Офиолитовые комплексы Тарнака, Кветты, Хоста позволяют предполагать наличие, вероятно, неширокой зоны новообразованной океанической коры, отделявшей несколько мелких континентальных блоков от Индостана (возраст базальтоидных серий определяется как позднеюрский и, возможно, раннемеловой). Судя по линейным магнитным аномалиям, интенсивный спрединг начался между Африкой и Индией. Общие условия южной части Тетиса остаются по-прежнему соответствующими пассивной континентальной окраине.

В интервале 110—80 млн лет назад предполагается значительное изменение положения Индийской плиты (ее поворот) относительно Австралии. Однако пока трудно представить себе, насколько этот процесс может быть согласован с событиями в пределах Тетиса.

ПОЗДНИЙ МЕЛ (80 МЛН ЛЕТ НАЗАД)

Начиная с позднемелового времени идет быстрое сокращение Тетиса. Для северной части Индийского океана, возникшей в "тылу" двигавшейся на север Индийской плиты, наиболее древние аномалии, служащие основой для реконструкции положения основных плит, соответствуют времени 80 млн лет назад (аномалия N 34). Плита Аравии находилась уже довольно близко от окраины Евразии (рис. 55). Океанологические данные свидетельствуют о том, что начиная с позднего мела положение Аравии по широте изменилось мало [Whitmarsh, 1974a; Whitmarsh et al., 1974].

В зоне взаимодействия Аравии и Евразии основное сокращение шло перед фронтом Иранского массива (микроплиты). В этой зоне, вероятно, играла роль сдвиговая составляющая, обусловленная общим неравноценным смещением Индийской и Аравийской плит к северу. Учитывая многочисленные геологические данные, в позднем мелу (вероятно, в маастрихте) следует предположить кульминационный момент коллизии Аравийской плиты с отдельными вулканическими островами, возникшими несколько раньше [Gealey, 1977]. Однако ограниченное развитие настоящих известково-щелочных серий этого времени в зоне взаимодействия может свидетельствовать о кратковременности существования относительно небольшой зоны субдукции [Brookfield, 1977; Pearse et al., 1981].

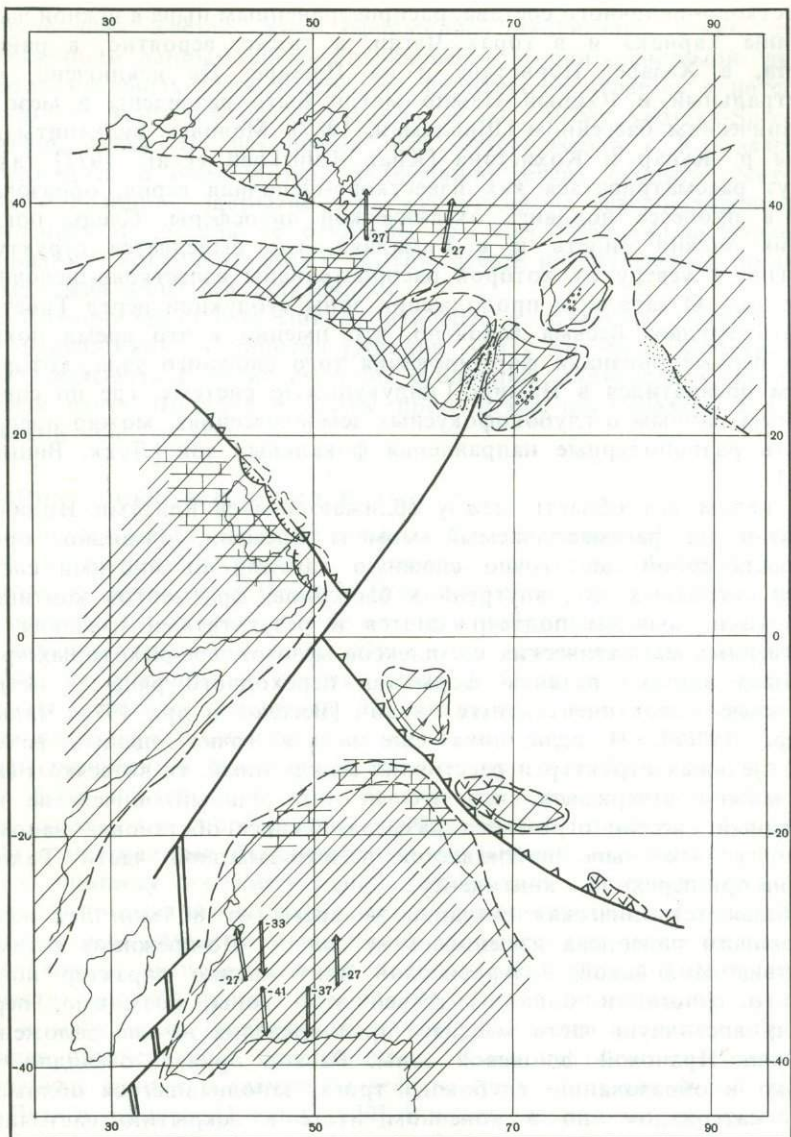


Рис. 55. Палеотектоническая реконструкция восточной части Тетиса для позднего мела
Условные обозначения см. на рис. 52

В зоне взаимодействия плит Индии и Евразии должна была существовать структурная ситуация, характеризующаяся подвижками между несколькими микроплитами, включавшими в себя и континентальные блоки. Между отчлененными блоками и континентом Индостана, очевидно, развивалась зона субдукции с сопутствующими ей вулканическими дугами. Ее наличие отмечается по вулканитам

известково-щелочного состава, распространенным ныне в южной части долины Тарнака и в горах Чагаи, а также, вероятно, в районе Хоста, в Хазаре, Нуристане и на Памире. Не исключено, что Центральный и Южный Памир могли быть разделены в мезозое океаническим бассейном [Швольман, 1987]. Меловые вулканиты долины р. Кунар и Кохистана [Khan Tahirkhell et al., 1977] также могут рассматриваться как известково-щелочная серия, образованная в процессе поддвига океанической литосферы. Следы поглощения можно видеть и в Гималаях, где выделяется структура Цангпо, к северу от которой распространены известково-щелочные интрузии. О западном продолжении зоны субдукции перед Тибетом судить трудно. Весьма вероятно, что именно в это время появились первые признаки формирования того сложного узла, который затем превратился в Памиро-Гиндукушскую систему, где по современным данным о глубокофокусных землетрясениях можно предполагать разнополярные направления фокальных зон [Лукк, Винник, 1975].

В целом вся область между сближающимися плитами Индии и Евразии на рассматриваемый момент времени, очевидно, представляла собой достаточно сложную картину со многими системами островных дуг, внутренних бассейнов, фрагментов континентов. Такие выводы подтверждаются и результатами изучения вещественных магматических комплексов мезозоя, среди которых чрезвычайно широко развиты формации переходного ряда — островодужные и континентальных окраин [Веселов и др., 1978; Чальян и др., 1980а]. И если пока еще нельзя точно оценить размеры отдельных структур и расстояния между ними, то во всяком случае можно утверждать, что это не был единый, ничем не нарушенный бассейн огромного размера. Скорее обстановка напоминала ту, что ныне наблюдается в юго-западной части Тихого океана при переходе к континенту.

Общая тектоническая ситуация за время от 80 млн лет назад до раннего палеоцена изменилась не сильно. По-прежнему взаимодействие Индийской и Аравийской плит носило характер почти чистого сдвига, и одна из ветвей этой зоны, возможно, пересекала восточную часть массива, предопределив начало заложения Восточно-Иранской флишевой зоны. Раскол привел, очевидно, не только к образованию глубокого трога, заполнявшегося обломочным материалом, но в конечном итоге к вскрытию настоящей океанической коры, правда, в пределах довольно узкой полосы.

Индийская плита существенно продвинулась к северу. Это был период высокой скорости ее движения. В пределах блока Катаваз начало палеогена ознаменовалось заложением крупного бассейна седиментации. В основании терригенного палеогенового разреза здесь находятся мощные известняковые конгломераты. И по составу, и по возрасту известняки, находимые в обломках, совершенно тождественны выходящим в Сулейман-Киртаре, т.е. снос шел со склона Индостана. Следовательно, к рассматриваемому времени Катаваз уже приключился к Индийскому континенту и, очевидно,

на месте шва Кветта—Хост оформились надвиговые структуры. По различным данным время столкновения Индии с системой дуг и континентальных блоков перед ее фронтом оценивается в интервале 70—55 млн лет назад [Mooges et al., 1979; Andrews-Speed, Brookfield, 1982]. Не исключено, что одновременно с Катавазом присоединился и блок Хоран, занимавший очень сходную тектоническую позицию. Закрытие зоны субдукции по северо-западному обрамлению Индостана не означало, что здесь произошло полное "сращивание" континентальных блоков. Места их сочленения, по-видимому, оживлялись и в дальнейшем.

На Памиро-Хазарском микроконтиненте в палеоцене появляется серия Бартангских вулканитов [Дронов, 1963], которую, возможно, следует связывать с наличием зоны субдукции, падающей к северу. Северная часть Индийской плиты продолжала поглощаться в Гималайской зоне.

РАННИЙ ЭОЦЕН (56 МЛН ЛЕТ НАЗАД)

56 млн лет назад основная зона раздела и взаимодействия плит Индии и Африки (Аравии) на севере, вероятно, располагалась между Афганистаном и Ираном (рис. 56). Во всяком случае такая ее ориентировка кажется наиболее логичной исходя из вычисленных полюсов вращения плит. При этом вдоль данной границы, особенно на северном ее отрезке, должно было ощущаться преобладающее сдвиговое смещение. Не исключено, что тогда существенные сдвиговые подвижки отмечались как раз вдоль зоны, отвечающей положению Восточно-Иранского прогиба. В таком случае может быть объяснена та своеобразная ситуация, которая наблюдается здесь, где образования глубоководных осадков в ассоциации с настоящими базальтоидами оказывается близким по времени к процессу их интенсивной деформации. В краевой части флишевого прогиба это подтверждается приведенными выше прямыми геологическими данными о налегании палеоценовых нуммулитовых известняков на дислоцированный маастрихтский флиш. В центральных частях прогиба процесс накопления осадков, очевидно, не закончился в мелу, а продолжался в начале палеогена и также сопровождался интенсивными дислокациями. Имеются также отчетливые структурные данные о сдвиговых деформациях вдоль восточной границы Лута в кайнозое [Freund, 1970]. В палеогене, видимо, произошло смещение блока Фарахруд к северу. Одновременно с этим начала обособляться глыба Лут, причем, находясь в зоне действия пары сил левосторонней ориентировки, она, естественно, должна была провоцироваться против часовой стрелки.

56 млн лет назад начинается некоторое ускорение движения Аравийской плиты к северу (от 1,7 до 2,3 см/год). Это увеличение скорости согласуется со временем проявления мощного вулканизма в зоне взаимодействия Аравии и Ирана. Это хорошо известные образования андезито-базальтовой серии с щелочным уклоном пояса Урмия—Дохтар и обширной полосы на севере, параллельной струк-

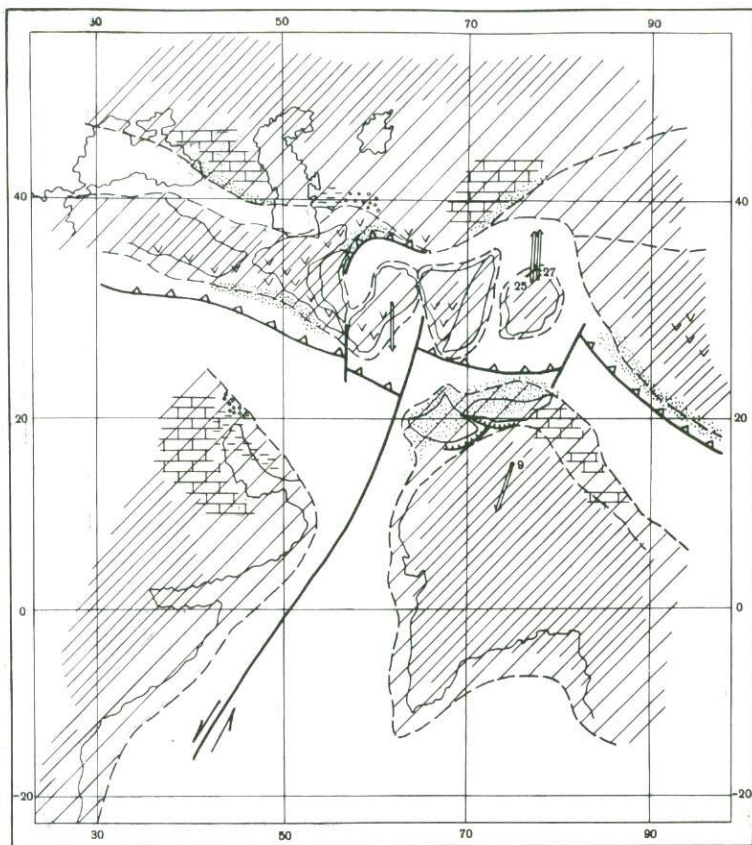


Рис. 56. Палеотектоническая реконструкция восточной части Тетиса для раннего эоцена
Условные обозначения см. на рис. 52

турам Эльбурса—Биналуда. Эти комплексы, вне сомнения, можно связывать с поддвигом литосферных плит, активизировавшимся при возрастании скорости сближения Аравии с Евразией.

Микроконтиненты, располагавшиеся севернее Индостана, уже представляли вместе с ним единое целое. В их краевых частях уже на континентальной коре в относительно мелководных условиях шло интенсивное накопление терригенного материала, поступающего в основном с юга. Такого же типа моря занимали окраины Аравии и Ирана. На крайнем юге Туранской плиты карбонатное осадконакопление в мелководном бассейне продолжалось и в позднем мелу, и в палеогене, результатом чего явилось образование мощной известняковой серии Гури, широко распространенной на юге Средней Азии и в Афганистане.

К олигоцену Индийская плита весьма далеко продвинулась на север, и южнее континентального массива Индостана существовал достаточно обширный океанический бассейн — праобраз современ-

менного Индийского океана. В процессе перемещения на север этого массива в его тылу формировалась серия структур, часть из которых явилась как бы осколками континента, отставшими в движении, часть же возникла как следствие сложных тектоно-вулканических процессов на конструктивной границе. Анализ линейных магнитных аномалий свидетельствует о том, что уже, очевидно, на границе мела и палеоцена произошло отчленение блока Сейшельских островов и архипелага Чагос от Индии, а в палеогене развивалась такая сложная и протяженная структура, как Восточно-Индийский хребет [Norton, Sclater, 1979]. Эти морфологические элементы являются крупнейшими и наряду с осевым хребтом определяют основные черты современного рельефа дна Индийского океана.

РАННИЙ ОЛИГОЦЕН (35 МЛН ЛЕТ НАЗАД)

Один из наиболее важных рубежей в геологической истории рассматриваемой области приурочен ко времени около 35 млн лет назад (рис. 57). Это начало коллизии (столкновения) континентальных плит. Сомкнувшись вплотную, плиты уже оказались неспособными к дальнейшему сближению за счет поглощения океанической коры в зонах субдукции. По существу, океаническая кора в области современного Альпийского пояса в это время сохранилась лишь в виде небольших изолированных "окон", от которых остались впоследствии глубоководные безграницные впадины Южного Каспия и Черного моря. В геологических событиях рассматриваемый рубеж фиксируется достаточно четко по времени прекращения в эоцене морского осадконакопления в зоне между Индией и Евразией (флиш Инда) и между отдельными микроконтинентами. Западнее же, в зоне взаимодействия плит Аравии и Евразии, морские бассейны открытого типа продолжали существовать значительно дольше, и в Загросе, например, непрерывный карбонатный разрез включает в себя породы, по крайней мере, до олигоцена включительно.

На фоне общего смещения Индийской плиты к северу начало коллизии, соответствующее времени 35 млн лет назад, очень четко определяется по снижению скорости ее движения от 5—5,6 см/год (для интервала 56—35 млн лет назад) до 2,7—4,7 см/год (для интервала 35—10 млн лет назад).

Сближенные в процессе схождения крупнейших литосферных плит континентальные блоки или микроконтиненты образовали компактную группу, и дальнейшее сжатие приводило ко все большему их уплотнению и определенным перемещениям внутри этой подвижной мозаики. Начавшийся процесс деформации континентальных массивов сопровождался мощным гранитоидным магматизмом. Поскольку Индийская плита продолжала двигаться быстрее, чем Аравийская, именно в зоне ее взаимодействия следовало ожидать наиболее эффективных проявлений горизонтального сжатия. И действительно, грандиозные шарьяжи отмечают сооружения Гималаев и Памира. С коллизией надо связывать, очевидно, и некоторые деформации Герирудской зоны.

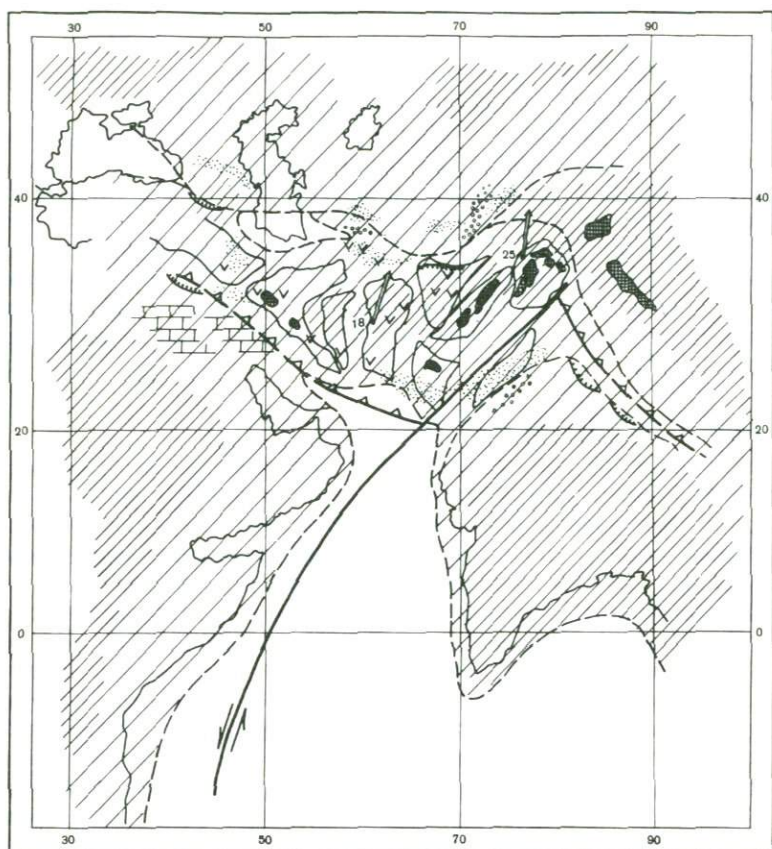


Рис. 57. Палеотектоническая реконструкция восточной части Тетиса для раннего олигоцена
Условные обозначения см. на рис. 52

Фарахрудский блок оказался несколько выдвинут вперед и столкнулся с южным выступом Туранской плиты. Другие континентальные массы продолжали оказывать на этот блок давление и смещать его к северу. В современной структуре южная окраина Туранской плиты (Афганский Туркестан) выделяется прежде всего аномальной неотектоникой. Практически недислоцированные толщи чехла подняты в этом месте до высот, в среднем составляющих 3—4 км. Поэтому здесь предполагаются поддвиг и сдвигивание континентальной коры, что вследствие повышенной плавучести такой аномальной литосферы приводит к поднятию.

Чрезвычайно показательным сравнением неотектонического развития структур, пограничных между альпийскими складчатыми сооружениями и Туранской плитой восточнее Туркестанского поднятия, в районах Бадахшана и Дарваза. Здесь, где, несомненно, в новейшее время активно происходили сдвиговые подвижки, окраина плиты не воздымалась, а, наоборот, погружалась, формируя Афгано-

Таджикскую депрессию. В пределах этой обширной депрессии обособляется узкая грабенообразная котловина на крайнем востоке, непосредственно в пограничной полосе с краевым выступом Бадахшана. Это Кулябский прогиб, отличавшийся особенно энергичным погружением, в результате чего в неоген-четвертичное время здесь накопилось около 20 000 м осадков.

На месте зоны субдукции, погружавшейся под южную окраину Туранской плиты, возник мощный тектонический шов, соответствующий Герирудской зоне нарушений. Следует отметить, что известково-щелочной магматизм, который можно было бы связывать с предшествующей субдукцией в данном месте, проявлен не столь интенсивно, как на смежной иранской территории. Это можно объяснить относительно небольшим заглублением океанической литосферы в зоне Беньофа до того момента, пока не произошло столкновение континентальных блоков.

После того как основные континентальные плиты и отдельные блоки пришли в соприкосновение около 35 млн лет назад, дальнейшее продвижение Индостана к северу могло осуществляться только при условии общего сокращения поверхности континентальной литосферы во фронтальной части (Гималаи) и скользящего смещения отдельных фрагментов на западном фланге (Афгано-Пакистанский регион). Несколько блоков-микроконтинентов на западном фланге Индостана оказались в зоне левостороннего сдвига. При этом начались подвижки, существенным образом видоизменившие первоначальную структуру, в которой фрагменты океанической коры были обдущированы, находились в виде надвиговых чешуй. Эти покровные образования подверглись дроблению, скалыванию и смещению по продольным сдвигам.

РАННИЙ МИОЦЕН (20 МЛН ЛЕТ НАЗАД)

В раннем миоцене продолжающееся сближение континентальных блоков способствовало еще более компактной их группировке и, очевидно, полному исчезновению морских бассейнов в промежутках (рис. 58). Основные сдвиговые смещения в зоне между Аравией и Индией были сосредоточены где-то вблизи современной межплитной границы. Смещающийся к северу континентальный блок Центрального Афганистана продолжал пододвигаться под южную окраину Туранской плиты. Можно предполагать, что за промежуток времени в 15 млн лет был реализован практически весь подвиг на расстояние 200—300 км, поскольку именно 20 млн лет назад кинематическая картина в этом месте изменилась. Такое предположение можно сделать, учитывая распространение и взаимосвязь молодых неогеновых впадин с главнейшими тектоническими структурами Афганистана.

Целая группа таких впадин входит в комплекс образований, связанных с правосторонним Герирудским сдвигом. Прежде всего это относится к впадине Яковланг. Эта раздвиговая депрессия, возникшая при отколе Мургаб-Герирудского блока, выполнялась грубообломочными неогеновыми толщами за счет разрыва окружаю-

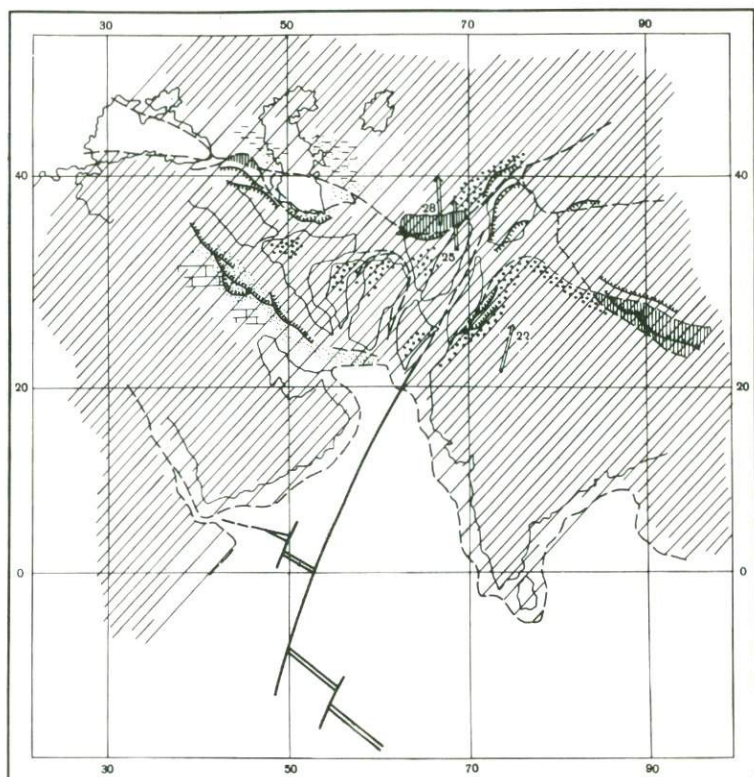


Рис. 58. Палеотектоническая реконструкция восточной части Тетиса для раннего миоцена
Условные обозначения см. на рис. 52

щих возвышенностей. Следовательно, если до раннего неогена (т.е. 20 млн лет назад) можно предполагать фронтальное движение Фарахрудского блока на север (когда и возникли, очевидно, надвиговые формы Герирудской зоны), то после этого направление движения резко изменилось, и начались правосдвиговые подвижки. При смещении в западном направлении Афганская плита воздействовала на глыбу Лут, способствуя еще большему развороту этого блока, вращение которого против часовой стрелки началось еще раньше.

К рассматриваемому времени (35—20 млн лет назад), очевидно, следует отнести начало подвига континентальной коры под фронтальной зоной Гималаев. Некоторые деформации испытывал и Памиро-Хазарский массив, в пределах которого также могли происходить надвиговые и подвиговые явления. Близкие по стилю движения, завершившие оформление складчато-надвиговой структуры, отмечаются в конце палеогена и в Закавказье [Книппер, 1975].

Начиная с 20 млн лет назад и вплоть до настоящего времени кинематическая схема в пределах восточной части Альпийского по-

яса принципиально не меняется. Главнейшие особенности тектонических движений определяются продолжающимся сближением крупнейших плит, между которыми зажаты мелкие. В это время происходят усложнение и окончательное оформление всех складчатых систем, надвиговых зон. Перед Аравийской плитой основные деформации связаны с системой Загрос, в пределах которой мощные толщи континентальной окраины дислоцированы в узкие линейные складки. Аналогичным образом по границе Иранской плиты с Южно-Каспийской возникла серия складчатых дуг, осложненных надвиговыми нарушениями. Это сооружения Эльбурса и Аладага-Биналуда.

Африкано-Аравийская плита, смещаясь к северу и испытывая постоянное противодействие многочисленных микроконтинентов, уже вплотную придвинувшихся к Евразии, очень быстро теряла скорость. Некоторая активизация движения Аравии отмечается в связи с заложением и развитием Красноморско-Аденской спрединговой зоны, начало формирования которой следует относить к середине миоцена. Этим, вероятно, объясняется энергичный молодой вулканизм Закавказья, а острый угол Аравийской плиты при столкновении, очевидно, в значительной степени предопределил заложение поперечных "антикавказских" структур [Вардапетян, 1981].

Другая полоса фронтального столкновения континентальных плит приурочена к Памиро-Гималайскому региону. В это время продолжается (хотя и в существенно замедленном темпе) подвиг северной окраины континента Индостана под Тибетский массив. В процессе поддвига происходило "сдирание" части литосферы погружающейся плиты и нагромождение сорванных чешуй, образовавших известные надвиговые формы Гималаев, запрокидывающиеся к югу. Памирский массив, двигавшийся как самостоятельное тело, вероятно, оказался несколько "выдавленным" вверх, и своей фронтальной частью он "наехал" на окраину Евразийского материка. Подвиг и сдвиг континентальных плит обусловили энергичное воздымание Гималаев и Памира, причем на финальных стадиях это привело к необычайно быстрому росту величайшей горной системы.

Между двумя участками фронтального (или близкого к этому) сжатия находится область, где деформации имеют не столь прямой характер. Это районы Пакистана, Афганистана и восточной части Ирана. Там, где западный фланг Индостана взаимодействует с афганскими сооружениями, одновременно со сжатием большую роль играет и сдвиговое смещение. В результате зона складчатости Сулейман-Киртара образует не простую дугу в плане, а дополнительно деформированную. Образование левосторонне эшелонированной системы дислокаций характерно для всей широкой полосы пограничных структур этого региона. С заключительными стадиями сжатия связано и образование протяженной складчатой зоны Белуджистана—Макрана, в целом опоясывающей с юга Афганскую плиту. По другой границе этой плиты, с севера, сжатие уже практически не происходит, а основную роль играют правосдвиговые смещения (по Герирудскому разрыву). Целый комплекс зон деформации

ассоциирует с глыбой Лут. Ее смещение и разворот привели к возникновению хорошо выраженных разрывных структур, в целом образующих концентрический или вихревой узор. На самых заключительных стадиях наиболее активные области сжатия связаны с меридиональными зонами по западной и восточной границам глыбы Лут [Sborshchikov et al., 1981].

Конечным итогом столкновения и деформации континентальных плит на месте закрывшегося океана Тетис явилось создание многообразной системы горно-складчатых сооружений. Они различаются по размерам, внутренней структуре, общему рисунку в плане, что обусловлено в первую очередь распределением и характером межплитных границ.

Глава 6

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗОНЫ СТОЛКНОВЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛИТ

Реконструкция взаимодействия континентальных плит, в наиболее яркой форме выраженного в пределах Альпийского пояса, является одной из трудных и в то же время принципиально важных проблем глобальной тектоники. Сам механизм поглощения континентальной литосферы в тех масштабах, которые диктуются грандиозными перемещениями плит, во многом остается неясным, спорным. Исходя из самых общих предпосылок, на которые опираются идеи тектоники литосферных плит, предполагается, что наиболее реальным является сокращение площади материковой литосферы за счет ее сдвигания (поддвига одной плиты под другую), а деформации плит играют в этом процессе подчиненную роль [Ле Пишон и др., 1977]. Конкретные геологические данные по Альпийскому поясу свидетельствуют о существенных отклонениях от этого общего положения. Весь комплекс альпийских структур не может трактоваться иначе, как результат столкновения континентов, и основные вопросы связаны с тем, что же происходит внутри пояса и каковы должны быть принципы тектонического (кинематического) анализа этой сложной зоны.

ОБЩАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ДАННЫХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ

История развития Альпийского пояса — это, по существу, история океана Тетис. Геологические данные позволяют говорить о предшествующей столкновению истории и реконструировать некоторые геодинамические условия, учитывая структурную ситуацию и характерные формационные комплексы. Однако такие мате-

риалы рисуют лишь самую общую, принципиальную картину качественного характера. Океанологические данные (и прежде всего результаты изучения линейных магнитных аномалий) дают возможность как раз оценить количественную сторону явлений, скорости и направления перемещения основных плит. Сопоставление всех этих материалов, на основе которых и строились рассмотренные выше реконструкции, позволяет утверждать, что в основном они могут быть взаимно увязаны. Последовательность, направленность событий в Альпийском поясе соответствует общему режиму спрединга в зонах срединных хребтов на юге Индийского океана. Следует подчеркнуть, что существенное различие в истории развития западной (иранской) и восточной (афгано-индийской) частей пояса удачно объясняется тем, что они располагаются в зоне взаимодействия с Евразией двух плит (Аравийской и Индийской), причем параметры их движения (по отношению к Евразии) сильно отличаются на протяжении мезозоя и кайнозоя.

Все важнейшие изменения в скоростях и направлениях движения основных плит достаточно четко фиксируются в геологических событиях, и материалы по тектонике восточной части Альпийского пояса уверенно подтверждают это. Так, с ускоренным движением Индийской плиты, вероятно, связано появление в конце мела вулканогенных серий островодужного типа, сопутствующих хорошо выраженным зонам субдукции. При этом можно предполагать наличие целой серии таких зон между континентом Индостана и Евразией. Время резкого замедления движения Индийской плиты (около 35 млн лет назад) хорошо согласуется с замыканием океанических бассейнов в зоне коллизии. Для Аравии, двигавшейся как часть Африканской плиты, важен временной репер — 56 млн лет назад, когда существенно изменилась скорость ее движения. В результате ускоренного фронтального сжатия возник мощный поддвиг в зоне субдукции по южной окраине Иранского массива, следствием чего явилась протяженная зона эоцен-олигоценного вулканизма (известково-щелочные серии). Некоторый дополнительный импульс, приданный Аравийской плите при раскрытии Красноморского рифта, также находит отражение в событиях альпийского тектогенеза, особенно активно проявившегося, например, в виде молодого вулканизма Закавказья.

В общей схеме движения литосферных плит рассматриваемой области особое место занимают процессы на границе Индийской и Аравийской плит. Если рассматривать движение глыбы Лут как результат действия пары сил в этой пограничной зоне (а именно такой вывод представляется наиболее обоснованным), то принципиальная согласованность тектонических процессов на континенте и в океане имеет место и в данном случае. Быть может, это одна из немногих ситуаций, когда движение крупных плит предопределяет смещение микроконтинента, зажатого между ними. Что касается других микроплит пояса, то такой четкой зависимости нет. Одно из существенных ограничений применимости принципов тектоники плит состоит в том, что параметры движения лито-

сферной плиты, рассчитанные на ее конструктивной границе, не могут служить достаточным обоснованием для решения кинематических задач в сложной (т.е. с несколькими границами) деструктивной зоне перед фронтом этой плиты. Поэтому при анализе современной кинематики для установления типа каждой конкретной границы привлекались дополнительные геологические материалы.

Как можно понять из предшествующего описания, далеко не все вопросы взаимосвязи параметров движения плит с особенностями развития зоны их взаимодействия решаются однозначно. Многие остаются не совсем ясным и в отношении увязки геологических явлений на суше и в океане. Обычно предполагается, что мощно проявленный известково-щелочной вулканизм отражает процесс ускоренной субдукции. Именно так, очевидно, следует объяснять появление протяженных вулканических поясов на Иранском массиве. Однако перед фронтом Индийской плиты процесс сокращения площади литосферы шел более быстрыми темпами, в то время как вулканизм известково-щелочного типа развит здесь значительно слабее, чем в Иране¹. Можно ли это объяснить тем, что вследствие очень больших масштабов перемещения Индии на север в зоне поглощения оказались погребенными не только участки океанской литосферы, но также и часть островных дуг? К сожалению, это — область сплошных догадок и предположений.

Не все ясно и в отношении связи неотектонических явлений в зоне конвергенции с характером взаимодействия плит. Например, на огромном пространстве Альпийского пояса отмечается удивительное явление образования поверхности выравнивания, которая формировалась перед неогеном. Она знаменует собой, несомненно, особый этап некоторого замедления тектонической активности, стабилизации движений. По-видимому, точность современных геоморфологических методов не столь велика, чтобы выявить какие-то различия во времени образования поверхности в отдельных регионах, но весьма вероятно, что такие различия все же есть. Во всяком случае, можно определенно утверждать, что после коллизии и, возможно, начавшегося поддвига континентальных плит на какое-то время в зоне конвергенции установилось относительное динамическое равновесие, при котором поверхность суши представляла собой слабо холмистую равнину с высотами не более 500 м. Последующий рост крупных горных сооружений не был равномерным и постоянным, а характеризовался резкими и пока еще трудно объяснимыми всплесками активности, как это, например, произошло с Гималаями на современном этапе. Все эти вопросы встают не как непреодолимое препятствие на пути развития концепции тектоники плит, а отражают лишь степень наших знаний и определяют дальнейшие пути развития теории.

¹ Французские исследователи указывают на наличие мощной серии известково-щелочных вулкаников южнее Лхасы, но каково их площадное распространение пока неясно [Tarronnier, Mercier et al., 1981].

РЕАЛИЗАЦИЯ СЖАТИЯ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛИТ И ПРОБЛЕМА ИХ ЖЕСТКОСТИ

С точки зрения тектоники плит возникновение горной цепи Гималаев и высокогорного плато Тибета рассматривается как следствие поддвига одного континента под другой и их "всплывания" [Le Fort, 1975; Fitch, 1970a; и др.]. Целый круг вопросов, связанных как с теоретическим обоснованием возможности такого механизма, так и с объяснением конкретных явлений (землетрясений, магматизма) является предметом постоянных дискуссий.

В настоящее время наиболее вероятной представляется схема коллизии, в процессе которой осуществляется сдвигание не всей литосферы, а только верхних, коровых ее частей, как это предполагают, например, С. Пауэлл и Р. Канаган [Powell, Conaghan, 1973]. Имеется в виду, что в зоне субдукции происходит погружение океанической литосферы, а при сближении континентов Индии и Евразии верхняя, коровая оболочка сдвигается и наезжает в виде чешуи (рис. 59). Наиболее вероятно, что надвигание происходит по достаточно пологой поверхности, следствием чего является мелкофокусная современная сейсмичность Гималаев [Tandon, Srivastava, 1975; Verma et al., 1977]. В настоящее время значительный подвиг в пределах Гималаев обоснован не только структурными, но и палеомагнитными данными [Bingham, Clootwijk, 1980]. Интересен давно уже отмеченный факт приуроченности наиболее глубокофокусных и сильных землетрясений к фланговым частям Гималайского пояса: Памиро-Гиндукушскому и Ассамскому [Qureshi, 1969; Le Fort, 1975]. Чем объяснить аномальную сейсмичность этих наиболее сложных узлов сочленения причудливо ориентированных структур? До сих пор на этот вопрос нет сколько-нибудь определенного ответа.

Обоснование сокращения литосферы в районе Гималаев и возможной связи горообразования и поднятия огромной территории с явлениями сжатия и поддвига представляется достаточно сложной проблемой. Высказаны даже соображения о физической невозможности реализации за относительно короткий отрезок времени (10 млн лет) сокращения в масштабах нескольких сотен километров [Артюшков, 1979]. Появились также некоторые данные, свидетельствующие об аномальном, разогретом состоянии мантии под Тибетом, подъем поверхности которой может хотя бы частично влиять на общее поднятие [Bird, Toksöz, 1977]. Вместе с тем доказательства общего регионального сжатия и крупномасштабных смещений плит в период закрытия Тетиса столь бесспорны, что именно в этом следует видеть главные причины основных тектонических процессов [Хаин, 1978].

Следует, очевидно, принимать во внимание, что, помимо поддвига и сдвигания плит, могут иметь место другие явления, в ходе которых происходит горизонтальное сокращение поверхности. В этом смысле представляют интерес некоторые детали строения Сулейман-Киртарского горного сооружения, расположенного в зоне взаимодействия плит Индии и Афганистана. В целом это система параллель-

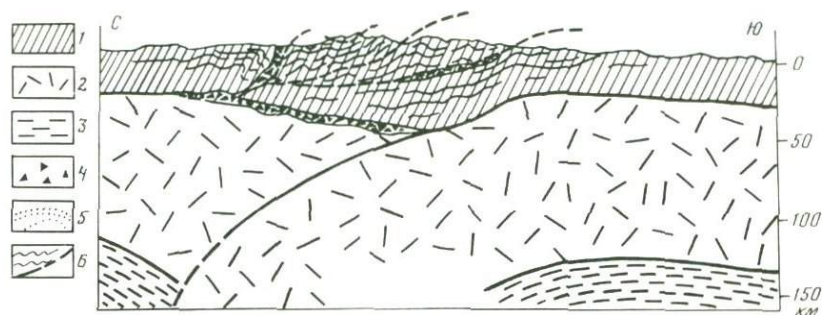


Рис. 59. Схема взаимодействия Индии и Евразии в районе Гималаев (по [Powell, Conaghan, 1973])

Условные обозначения к рис. 59, 61, 62

1 — кора; 2 — нижняя литосфера; 3 — астеносфера; 4 — тектоническая брекчия; 5 — фронт метаморфизма; 6 — складки и надвиги

ных разнотипных складчатых дислокаций, образующих в плане сложную изогнутую дугу (рис. 60). Левобокковое смещение в этом районе подчеркивается кулисообразным расположением дислокаций. На этом фоне вырисовывается крупный поперечный выступ фундамента, пересекающий все структуры в месте наибольшего расширения Сулейман-Киртара (см. гл. 2). По данным аэромагнитной съемки этот выступ фиксируется глубинами залегания кровли магнитного фундамента (границы катазоны и мезозоны метаморфизма в интерпретации геофизиков). Амплитуда вала — 1,5—2 км. Можно предполагать, что в этом месте в процессе сжатия нижняя, менее вязкая, часть литосферы испытала пластическую деформацию с образованием поперечного “вздутия” (рис. 61). Примечательно, что в поверхностной структуре (геоморфологически) этот вал по существу никак не выражен, и можно думать, что это действительно возникший как следствие сжатия выпуклый фронт метаморфизма, в процессе подъема которого произошла переработка части коры. Самая же верхняя часть плиты реагировала на напряжения уже как тело достаточно вязкое — с образованием не только складчатых, но и разрывных нарушений, в частности надвигов.

Следует обратить внимание на текущие взаимоотношения зон разнотипной складчатости (прогиба Катаваз) и поднятия, фиксируемого по данным о глубинном строении территории. Такая картина наблюдается и в других местах. В качестве аналогичного примера можно привести Верхоянье.

Верхояно-Колымская область представляет собой краевую складчатую систему, структура которой, очевидно, сформировалась в процессе сближения и взаимодействия в позднем мезозое континентальных плит Евразии и Северной Америки, и в этом видится аналогия с Альпийским движением. Наиболее достоверные данные об их относительном движении получены для новейшего времени [Зоненшайн и др., 1978]. В пределах Верхоянья хорошо выражена серия зон, по стилю дислокаций и взаимному расположению по-



Рис. 60. Схема строения Сулейман-Киртара по данным дешифрирования космических снимков (ERTS-1)

1 — разрывные нарушения и смещения по ним; 2 — структурные линии; 3 — офиолитовые серии; 4 — выступы магнитного фундамента

хожих на складчатость прогиба Катаваз [Сборщиков, 1969]. На фоне такой зональности выделяется система поднятий, выраженных уже не только в геофизических полях, но и просто по выходам на поверхность основания верхоянского комплекса. В целом эта цепочка поднятий косо накладывается на зоны складчатости. Ряд структурных признаков [Зоненшайн, Сборщиков, 1965] свидетельствует о том, что напряжения в процессе складкообразования были ориентированы несколько под углом к общему простираению структур, что особенно отчетливо заметно на юго-восточном отрезке этой горной страны. Можно предполагать, что отмеченное положение глубинных и поверхностных структур связано именно с косым приложением сжимающих сил, а разный стиль деформаций отражает неравнозначную реакцию нижних и верхних частей литосферы на напряжения. Очевидно, общее сжатие реализуется на разных уровнях по-разному, и это в еще большей степени затрудняет количественную его оценку.

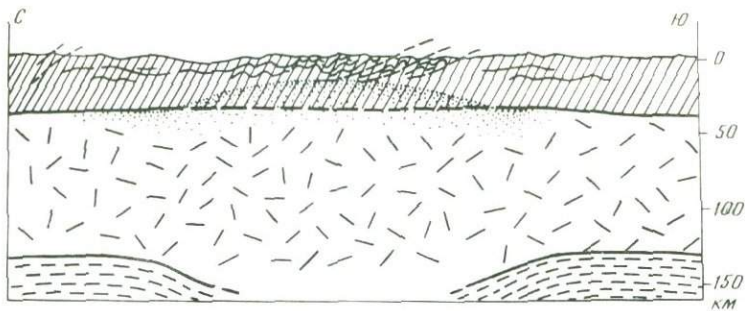


Рис. 61. Схема взаимодействия плит района Сулейман-Киртара
Условные обозначения см. на рис. 59

Строение зоны фронтального (или близкого к этому) взаимодействия континентальных плит наиболее подробно изучено в районе Загроса. В прошлом на этой границе происходило поглощение океанической литосферы, продолжавшееся вплоть до миоцена, когда пришли в соприкосновение континентальные блоки [Welland, Mitchell, 1977]. Как было показано (см. гл. 3), в современных активных границах четко выражена как фронтальная зона Загроса, так и зона главного надвига. Тем самым обособляется небольшая Загорская микроплита. При рассмотрении современной кинематической картины определены параметры движения этой микроплиты как самостоятельного тектонического элемента.

Однако такой подход, конечно, весьма условен, и, вероятно, такой узкий блок не может быть "выколот" на всю мощность литосферы. Действительно, детальные исследования указывают на рассеянную сейсмичность, присущую всей литосфере в области между главным надвигом и фронтальной зоной [Niazi et al., 1978]. В соответствии с известными данными [Haynes, McQuillan, 1974; Bird et al., 1975; Bird, 1978] модель строения Загроса рисуется достаточно сложной (рис. 62). Главный надвиг представляет собой след старой зоны субдукции, а фронтальная полоса сейсмичности отражает положение нового очень пологого нарушения, по которому отделяется верхний, "коровый" блок. Именно этот блок испытывает интенсивное сжатие и утолщение (75 км за 1,6 млн лет [Bird, 1978]). Утолщение континентальной коры и латеральное перераспределение материала с помощью крупномасштабных сдвигов рассматривается в качестве важнейших черт развития Загроса после момента коллизии [Berberian, King, 1981].

Все приведенные материалы указывают на явные признаки жесткого взаимодействия литосферных плит. Насколько же велики отклонения от идеальной (жесткой) модели, как их можно учесть, оценить? Конкретные реконструкции на основе плитной модели и в первую очередь анализ современной кинематики приводят к выводу о наличии ряда особо сложных, "противоречивых" узлов или зон взаимодействия нескольких плит. Таковы участок на стыке Эльбурса, Копетдага и Герирудского шва и район хребта Меррея.

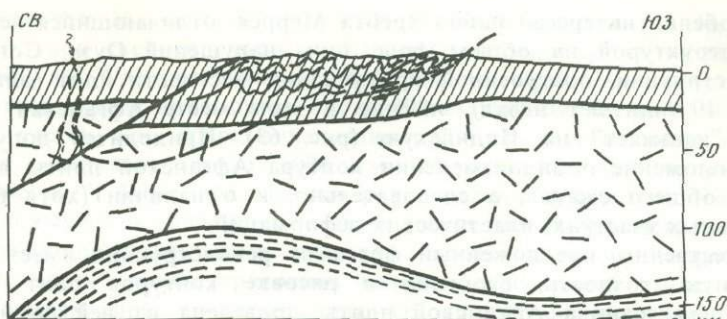


Рис. 62. Схема взаимодействия плит в районе Загроса (по [Bird, 1978])
Условные обозначения см. на рис. 59

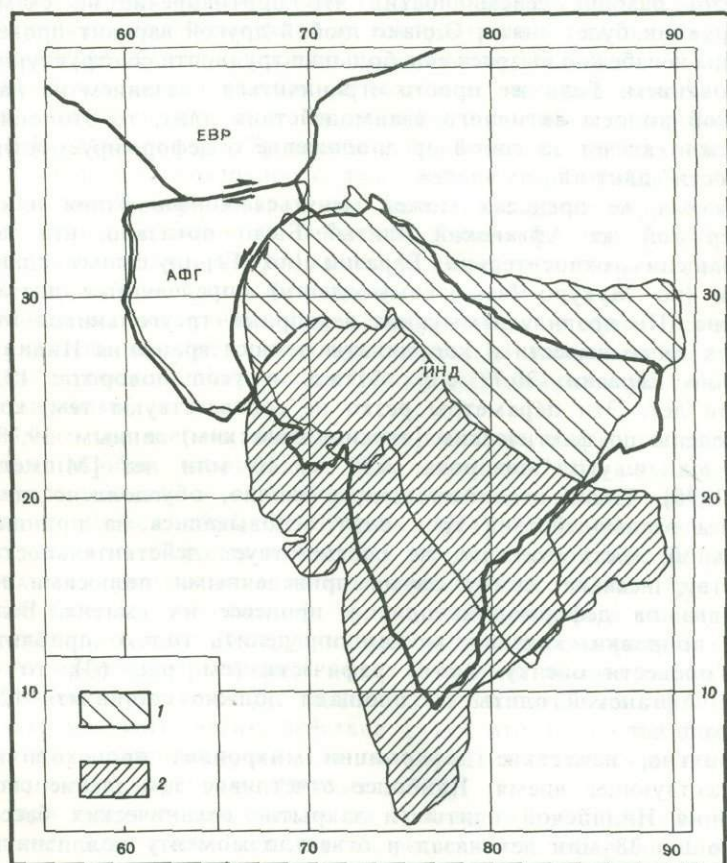


Рис. 63. Схема взаимодействия плит Евразии (ЕВР), Афганистана (АФГ) и Индии (ИНД)
(реконструировано положение плит на время 10 млн лет назад)

1, 2 — положение Индостана: 1 — исходя из рассчитанного по замыканию полюса, 2 — исходя из полюса, определенного по океанологическим данным

Особенно интересен район хребта Меррея, отличающийся необычной структурой на общем фоне зоны нарушений Оуэн. Согласно реконструкции, построенной при условии жесткости плит (для времени 10 млн лет назад), именно в этом месте Афганская плита чуть "наезжает" на Индийскую (рис. 63). Приходится допускать предположение о видоизменении контура Афганской плиты в процессе общего сжатия, а следовательно, и о наличии (хотя бы на отдельных участках) пластических деформаций.

Естественно, предложенный фрагмент реконструкции имеет ограниченную точность, особенно в рисовке контуров плит. Юго-восточная граница Афганской плиты проведена на ней по известному Мукуро-Чаманскому разрыву, вдоль которого происходят отчетливые молодые подвижки. Разумеется, можно подобрать такую рисовку этой границы (тем более, что здесь наблюдается очень широкий разброс сейсмичности), что противоречие на схеме реконструкции будет снято. Однако любой другой вариант проведения границы неизбежно вызовет еще большие трудности со структурным ее обоснованием. Если же просто ограничиться указанием на наличие широкой полосы активного взаимодействия плит, то это опять же неизбежно влечет за собой предположение о деформируемости, "нежесткости" плит или их частей.

В каких же пределах может меняться конфигурация плит, например той же Афганской плиты? Было показано, что полюса ее вращения относительно Евразии (по Герирудскому сдвигу) и Индии (по Мукуро-Чаманскому сдвигу) определяются достаточно надежно. По правилу замыкания векторных треугольников из этих данных легко вывести и координаты полюса вращения Индии относительно Евразии: $30,7^\circ$ с.ш., 71° в.д. и угол поворота: $12,7^\circ$ за 10 млн лет. Эти параметры резко не соответствуют тем, которые определены по фактическим (океанологическим) данным: $19,7^\circ$ с.ш., $38,5^\circ$ в.д. и угол поворота: $6,9^\circ$ за 10 млн лет [Minster, Jordan, 1978]. Такое несоответствие, очевидно, обусловлено тем, что расчеты взаимодействия трех плит основывались на принципе их идеальной жесткости, что не соответствует действительности. По существу, невязка между двумя приведенными полюсами и есть поправка на деформацию плит в процессе их сжатия. Величину такой поправки, конечно, можно определить только приближенно. Если провести оценку чисто графически (см. рис. 63), то сокращение Афганской плиты по площади должно составлять 12—15% за 10 млн лет.

Вероятно, нежесткие деформации микроплит происходили и в предшествующее время. Наиболее отчетливое замедление скорости движения Индийской плиты (и закрытие океанических бассейнов) произошло 38 млн лет назад и отвечало моменту коллизии континентальных плит. После этого сокращение шло как путем поддвига литосферы, так и за счет деформации плит. На афгано-пакистанском участке с этого времени поддвиг предполагается только под южную окраину Туранской плиты, и величина этого поддвига должна составлять (судя по ширине зоны поднятия) около 250 км.

За интервал 36—10 млн лет назад Индийская плита (на западном фланге) при средней скорости 3,2 см/год продвинулась на расстояние 640 км. Следовательно, на деформацию самих микроплит перед фронтом сжатия приходится около 400 км или 200 км за 10 млн лет. Если учесть, что современная ширина Альпийского пояса в этом месте составляет около 1000 км, то относительное сокращение ("нежесткое") будет практически равно (около 16%) тому, что определено выше для современного этапа (последние 10 млн лет).

Предпринимались также попытки оценить величину поправки на "нежесткость" путем сравнения величин суммарного смещения по нарушениям при землетрясениях со скоростью движения плиты [North, 1974; Wang-Pinglhen, Molnar, 1977]. Расхожденья в этом случае получаются очень значительные, иногда в сотни процентов. Однако к этим результатам следует подходить критически, поскольку сейсмические данные характеризуют только современные движения (всего за несколько десятков лет), и распространять их на геологическое время, даже самое недавнее, по-видимому, нельзя.

Ориентировочные сведения о величине внутриплитного сокращения можно получить и по данным о новейших деформациях. Так, В.И. Макаров [1977] приводит сведения о крупных складках, предолигоценной поверхности выравнивания в Тянь-Шане. Только "распрямление" этой поверхности дает приращение порядка 6—8%, но это величина заведомо неполная, поскольку она не учитывает все мелкие складчатые формы в молодых отложениях, а также горизонтальные смещения по разломам.

Основываясь на приведенных соображениях и ориентировочных поправках, на всех реконструкциях площади микроконтинентов до момента коллизии показаны несколько увеличенными по сравнению с современными.

Означают ли все эти выводы, что принцип жесткости литосферных плит вообще неприемлем, явно ошибочен? По-видимому, так утверждать нельзя, и еще в ранних работах по тектонике плит [McKenzie, Parker, 1967; Ле Пишон, 1974] было убедительно показано, что в глобальных масштабах все движения плит как системы жестких тел увязываются вполне удовлетворительно. При таком анализе, конечно, учитывались только перемещения и взаимодействия крупнейших плит. Деструктивные границы рассматривались лишь в самом общем, упрощенном виде. Вероятно, можно считать, что движения океанических плит вплоть до зон поглощения подчиняются правилам жесткого взаимодействия (хотя это не во всех случаях абсолютно справедливо, но для отдельных плит доказано инструментальными измерениями) [Webster, 1982].

Но при анализе кинематики на границе взаимодействия континентальных плит доля "нежестких", рассеянных деформаций должна обязательно приниматься во внимание. Именно в таких районах, как было показано Д. Маккензи [McKenzie, 1977] на примере Западной Турции, принципы концепции тектоники плит следует применять с большой осторожностью. Предполагается, что основные деформации все же приурочены к зонам взаимодействия вблизи

границ плит. Хотелось бы подчеркнуть, что нельзя считать оправданным и полный отказ от анализа плитной кинематики и признание решающей роли процессов пластического течения (не поддающихся, по существу, количественной оценке). Такого рода модели предлагаются в ряде работ, посвященных строению Гималайско-Тибетского района [Molnar, Tapponier, 1978; Ni, York, 1978; Tapponier, Molnar, 1979].

В целом, как показывает опыт, даже в таких сложных районах анализ тектонических движений на основе плитной модели приводит к стройной и достаточно логичной схеме, увязанной с геологическими и геоморфологическими данными, а поправки на нежесткость деформаций в отдельных узлах, видоизменение ряда контуров не могут нарушить общую картину.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПЛИТ И СТРОЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН

Современные выходы офиолитов в складчатых поясах — это следы былых океанических пространств. Чаще всего по цепочкам этих выходов можно лишь обозначить границы плит. Восстановить же историю развития и становления отдельных фрагментов офиолитовой ассоциации, как правило, прошедших длительный и сложный путь от образования в рифтовой зоне срединно-океанского хребта до деформаций в зоне поглощения, чрезвычайно затруднительно, а чаще всего просто невозможно. Для восстановления геодинамических ситуаций на прежних границах широко пользуются комплексами-индикаторами, которые, однако, также чаще всего сильно нарушены поздними тектоническими процессами.

Сложная картина строения офиолитовых комплексов, включавшихся в состав эвгеосинклинальных зон складчатых систем, обычно рассматривается как результат столкновения плит. И характерную последовательность тектонических зон и "обдущированные" пластины офиолитов, перемещенные иногда на значительные расстояния, принято связывать с общим сжатием и скупиванием литосферных блоков. Действительно, Альпийский пояс Евразии дает немало весьма показательных примеров таких типичных форм сжатия, классических шарьяжных структур, описанных и детально изученных, например, в Альпах, Динаридах, Тавре, Загросе, Омане, Гималаях. В такой ситуации на разрезе вкрест простирания тектонических зон наблюдается сближение комплексов, формировавшихся в резко различных палеогеографических обстановках, происходит взаимное их перекрытие и т.п. Все эти явления характеризуют процесс фронтального сжатия и, по-видимому, иначе трактоваться не могут.

Вместе с тем на отдельных участках пояса, на территории Восточного Ирана (Лут) и Афганистана отмечается несколько необычное расположение и строение отдельных комплексов-индикаторов геодинамических обстановок. Так, уже отмечалась чрезвычайная близость по времени образования (в пределах, по существу, единой тектонической структуры — Восточно-Иранского флишевого прогиба) настоящих глубоководных формаций и масс меланжа, включающих в себя

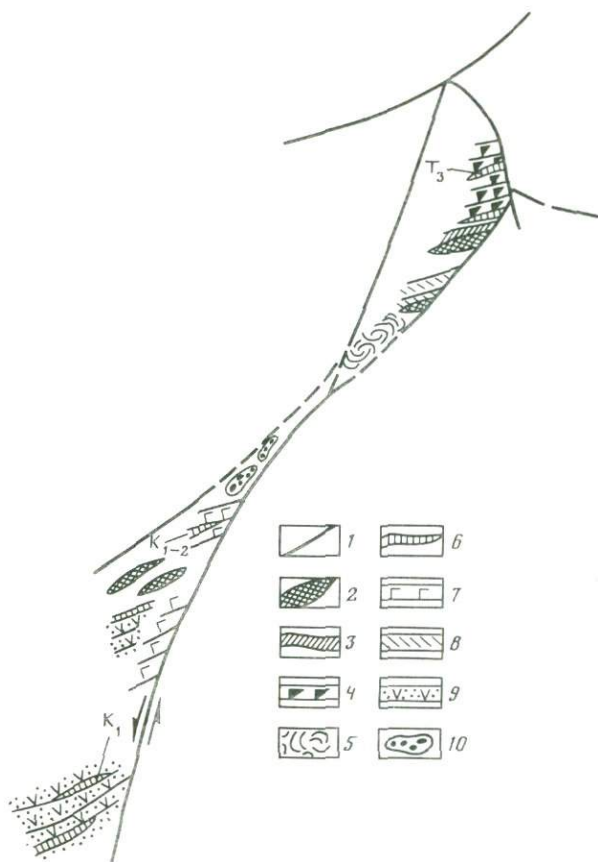


Рис. 64. Схема положения различных комплексов в пределах системы шовных зон Тарнак-Альтимур

1 — главные разрывные нарушения; 2 — серпентиниты; 3 — габброиды; 4 — спилитизированные базальты; 5 — олистостромы; 6 — прослои биогермных известняков; 7 — базальтоиды; 8 — кремни; 9 — андезито-базальты; 10 — конгломераты с гранитно-метаморфической галькой

эти же породы вместе с фрагментами океанической коры. Такие взаимоотношения, учитывая общие геологические данные, своеобразие глыбы Лут как структурного элемента можно объяснить продольными сдвиговыми смещениями с некоторой раздвиговой составляющей [Сборщиков, 1979].

Другая и также достаточно своеобразная картина наблюдается в пределах мощной тектонической зоны, представленной двумя офиолитовыми швами — Тарнакским и Альтимурским (рис. 64). Общая протяженность зоны более 700 км. Важнейшей структурой здесь несомненно является Мукуро-Чаманский левосторонний сдвиг. Севернее Мукура, в пределах депрессии, выполненной неоген-четвертичными осадками, происходит сочленение этого нарушения с разрывами, околнуривающими Кабульский блок. В целом эта мощная зона на

всем протяжении является границей раздела резко разнородных тектонических структур. С северо-запада к ней примыкают срединные массивы (блоки), разделенные офиолитовыми швами и эффузивными зонами, а юго-восточнее располагается палеогеновый прогиб Катаваз. Следует обратить внимание на состав комплексов, выходящих вдоль Тарнакского и Альтимурского швов.

На крайнем юге к Мукуро-Чаманскому разрыву подходят с запада вулканогенно-осадочные толщи (горы Чагаи), по составу отвечающие островодужному комплексу. Многочисленные известняковые прослои, соответствующие, очевидно, биогермным постройкам, свидетельствуют о сравнительно мелководных условиях образования, а по органическому остаткам в них устанавливается меловой (возможно, раннемеловой) возраст. Эти толщи интродуцированы многочисленными телами гранитов.

Несколько севернее, уже в пределах собственно Тарнакского офиолитового шва, в разобренных тектонических блоках встречается более пестрый комплекс пород. Широко представлены здесь базальтоиды (местами настоящие спилиты), кроме того, встречаются известняки, мраморы, изредка попадаются небольшие тела гипербазитов, присутствуют конгломераты, сложенные гранито-гнейсовой галькой. Все породы интенсивно дислоцированы, однако настоящий тектонический меланж обнаружен только в сравнительно небольших блоках. Так же как и на юге, здесь известны прослои известняков с меловой фауной. Общий набор пород, видимо, свидетельствует о смешении здесь комплексов, отвечающих как прибрежным (островодужным), так и океаническим условиям.

Непосредственно на продолжении Тарнакского шва находится шов Альтимур. В его юго-западной части присутствуют тектонически переработанные породы офиолитовой ассоциации, явно глубоководные образования. Наиболее интересно нахождение в этом месте горизонтов и пачек олистостромов, представленных мраморизованными известняками в карбонатно-туфовой массе. По современным представлениям [Книппер, 1975; Белостоцкий, 1978], такую олистостромовую серию принято связывать с мощными и глубокими "перешарьяжными" прогибами, ассоциирующими с зонами поддвига, или, иными словами, с глубоководными желобами, примыкающими к островным дугам.

И наконец, на крайнем северном участке всей рассматриваемой зоны, восточнее Кабула (район Танги-Гару и перевала Альтимур), известны типичные разрезы офиолитовой серии, аналогичные изучавшимся во многих других регионах. Помимо ультрабазитов, габброидов, здесь встречены мощные толщи настоящих спилитов, содержащих верхнетриасовые фаунистические остатки. Формирование такого набора пород принято связывать с условиями открытого океанического бассейна, с новообразованием коры в срединных хребтах.

Таким образом, по простиранию одной структурной зоны отмечается отчетливая смена комплексов, возникших в существенно различных обстановках — в островных дугах, желобах и центральных частях океана. В результате тектонических движений все эти комп-

лексы оказались не просто "совмещенными", сближенными в процессе обдукции. В последующем произошло их растаскивание, разблокировка вдоль линейной зоны, в итоге чего ярче выраженной оказалась зональность не поперечная, а продольная. Как было показано, такой процесс был целиком обусловлен левосдвиговыми подвижками по границе между плитами.

Рассмотренная ситуация, по-видимому, не является уникальной, и структуры, аналогичные или близкие той, что наблюдается в юго-восточной части Афганистана, встречаются и в других районах. Особенно интересны в этом плане места, где отмечается прямая связь геологического строения суши с прилегающими океаническими пространствами. В качестве одного из примеров может служить Карибский бассейн. Здесь от побережья Никарагуа в северо-восточном направлении вплоть до восточной оконечности Кубы протягивается крупная и сложно построенная структура — желоб Кайман. Это обширная депрессия с максимальными глубинами 5000—6000 м. Северо-западный борт желоба крутой, образующий единый протяженный эскарп, над которым возвышается параллельный желобу хребет Кайман. Юго-восточный борт имеет сложную конфигурацию и разблокирован в виде серии уступов. Очевидно, ограничения желоба связаны с разрывными нарушениями. Продолжением структур северо-западного фланга можно считать серию нарушений, отчленяющих восточную часть Кубы (провинцию Ориенте), которая отличается совершенно своеобразным геологическим строением в сравнении с остальной территорией острова [Хаин, 1979а]. В юго-западном направлении на простирации желоба находятся также крупные разрывы в пограничной зоне между Гватемалой и Гондурасом. По современной сейсмичности вдоль всех этих нарушений устанавливаются левосторонние смещения.

Результаты многочисленных океанологических исследований свидетельствуют о чрезвычайном разнообразии геологических комплексов, выходящих в желобе Кайман. На северо-востоке, вблизи гор Сьерра-Маэстра, драгированы преимущественно гранодиориты, тоналиты, базальты; ближе к центральным частям желоба встречены в большом количестве андезиты, дациты, риолиты, амфиболиты, гнейсы, а также карбонатные породы позднего мела и палеоцена; на юго-западе (преимущественно в южном борту) преобладают разнообразные осадочные и низкотемпературные метаморфические образования [Perfit, Heezen, 1978]. В самом центре желоба обнаружены базальты, габброиды и серпентинизированные перидотиты, что связывают с наличием здесь молодого спредингового центра [Eggler et al., 1973; Perfit et al., 1974].

Учитывая приведенные материалы, а также данные по геологии смежных участков суши, в районе желоба Кайман реконструируется своеобразная тектоническая обстановка на протяжении позднего мела и кайнозоя. Вначале в полосе от Центрально-Американского перешейка до Кубы (исключая провинцию Ориенте) существовала зона субдукции, результатом чего явились характерные вулканические серии в Каймане, а также на Ямайке, Гаити, Кубе. Затем направление движения плит изменилось. Вдоль желоба начались сдвиговые

подвижки, способствовавшие перемешиванию и смещению в пространстве различных комплексов. Наконец, на последнем этапе эта картина была дополнительно осложнена появлением спредингового центра.

Приведенными выше данными хотелось бы показать, что в ряде мест взаимодействие плит в зоне конвергенции не исчерпывается только явлениями обдуцирования океанической коры, образованием шарьяжных пластин. Такие структурные проявления сжатия могут сочетаться с мощными сдвигами, подвижки по которым (часто более поздние, чем надвиги) во многом и определяют общий структурный рисунок пограничных зон.

СТРУКТУРЫ ВРАЩЕНИЯ В АЛЬПИЙСКОМ ПОЯСЕ

Одной из интересных черт тектоники Альпийского пояса является своеобразная "петельчатая" ориентировка многих его складчатых дуг, особенно в области Средиземноморья. Конфигурация отдельных складчатых систем, таких, как Альпы, Динариды, Карпаты, и их взаимоотношения казались трудно объяснимыми с помощью единого тектонического механизма. Естественен вопрос: в какой степени тектоника плит способна справиться с такого рода трудностями?

В целом граница между плитами Евразии и Африки (Аравии) имеет очень сложные очертания. Далеко не всегда бывает ясно, можно ли отнести тот или иной блок к какой-то из плит или же его следует рассматривать как самостоятельный микроконтинент, испытывший независимые движения, предопределившие и деформации межглыбовых зон. Полученные в последние годы материалы, особенно палеомагнитные измерения и результаты дешифрирования космических снимков, оказались весьма интересными как свидетельства сложных перемещений отдельных блоков внутри пояса.

Особенно показательны палеомагнитные измерения. Так, было установлено, что для Северо-Восточной Турции как в верхнем палеозое, так и в мезозое наблюдается хорошее совпадение измеренных магнитных наклонений с данными по Европейской плите, в то время как склонения оказываются резко различными [Voo, 1968]. Это позволило предположить, что Турецкий массив (блок), не испытывая значительных смещений в сравнении с Европой по широте, просто несколько "проворачивался", причем угол поворота против часовой стрелки по магнитным данным в мелу составил 50° . Вращение против часовой стрелки было отмечено и для Испании, со смещением которой, очевидно, следует связывать раскрытие "косого" рифта Бискайского залива [Voo, Zijderveld, 1973]. Сходные данные приводятся и для Тродоса, Корсики и Сардинии, Италии [Vine, Moors, 1969; DeJong et al., 1969; Soffel, 1972].

Предполагается, что Рейнский грабен контролировался вращающимися полями напряжений [Иллиес, 1977]. Интересны сведения о "спиральных" структурах различных районов земного шара [Caire, 1974]. В определенной мере эти данные о структурах вращения подтверждаются и материалами изучения космических снимков [Бодех-

тель, Ламмерер, 1975; Bodechtel et al., 1974]. Разнообразные данные по восточной части пояса свидетельствуют о вращении такой крупной структуры, как глыба Лут, занявшей в конечном счете практически поперечное положение к общей ориентировке альпийских сооружений.

Наиболее естественным казалось рассматривать особенности движения этих малых блоков как следствие взаимодействия основных плит Евразии, Африки и Аравии. В частности, предполагалось, что вращение Испании обусловлено широтным смещением Африки относительно Европы, между которыми оказался зажат в виде гигантского "ролика" этот полуостров.

Детальнейшие магнитные измерения позволили нарисовать картину движения Италии в позднем мезозое и кайнозое [Vandenberg et al., 1978]. Сравнение палеомагнитных полюсов показало, что до раннего эоцена Апеннинский полуостров двигался как часть Африки, а затем он отделился и уже под действием сжатия между Африкой и Европой испытал поворот против часовой стрелки на 25°. Быть может, именно таким смещением и поворотом микроконтинента Апулии могут быть объяснены важнейшие черты структуры Альп и разновозрастность деформаций вдоль этой огромной дуги? Вместе с тем надо отметить позицию некоторых авторитетных исследователей [Biju-Duval et al., 1977], полагающих, что кинематика Апулийской глыбы не может быть строго выведена из кинематики Африкано-Европейской пары плит. По их мнению, формирование структуры центрального Средиземноморья происходило в сложных условиях, с многократным дроблением микроплит, образованием ветвящихся зон спрединга, одна из которых предполагается в тылу движущейся Апулии.

Много вопросов связано и с движением глыбы Лут, несмотря на то, что наиболее логичным кажется предположение о ее развороте под действием пары сил в зоне между двумя плитами.

Таким образом, можно считать, что вращение отдельных блоков во внутренних частях пояса и соответственно появление дугообразных складчатых зон по их периферии может рассматриваться как результат взаимодействия крупнейших плит.

Однако иногда, по-видимому, приходится иметь дело с процессами, более сложными, чем простое механическое столкновение литосферных плит разного масштаба. В ряде мест кольцевые формы намечаются на фоне линейных параллельных зон, и только при детальных полевых работах удается выявить некоторые элементы вращения.

В качестве примера можно обратиться к строению Самурской структуры, расположенной на юге Дагестана. Она протягивается от р. Самур на юго-востоке до внутренних складок известнякового Дагестана на северо-западе, составляя в поперечнике около 100 км. Как показывает космический снимок, структура эта представлена в виде системы вложенных друг в друга концентрических кольцевых линий, которым в рельефе отвечают глубокие эрозионные долины рек Самур, Курах, Чирагчай, Уллучай и их притоков, разделенные горными хребтами высотой до 3000 м и более. Наряду с дугообразными элементами структуры дешифрируются и многочисленные прямолинейные

разрывные нарушения, подходящие часто к кольцевым линиям под острым углом.

Самурская структура как самостоятельный тектонический элемент обособляется и по геофизическим данным. В Дагестане отмечается общее погружение поверхности Мохо до 56 км (в основном за счет увеличения мощности "гранитного" слоя до 32 км) [Балавадзе и др., 1961; Сорский, 1962]. Детальные же карты указывают на приуроченность локального максимума к конкретным структурам, в том числе и Самурской. Интересно, что и на специальных картах сейсмической активности Кавказа [Борисов и др., 1975] четко вырисовывается обширный район с относительно пониженной сейсмичностью, занимающий центральную часть Самурской структуры. К периферии, наоборот, тяготеют максимальные значения магнитуд землетрясений.

В процессе полевых проверок отдельных участков установлено, что вдоль видимых структурных линий наблюдаются правосдвиговые подвижки. Это свидетельствует, вероятно, о вращении Самурской структуры против часовой стрелки. Область Дагестана, так же как и весь Большой Кавказ, представляет собой зону фронтального взаимодействия плит и сжатия. Объяснить наличие в такой зоне структуры вращения с помощью какой-то простейшей кинематической модели не представляется возможным.

Ротационные структуры, по-видимому, играют немаловажную роль в строении Альпийского пояса, но, к сожалению, до сих пор исследованы явно недостаточно. Несомненно, они заслуживают самого серьезного внимания со стороны геологов и геофизиков. По существу, сейчас в связи с ними существует больше вопросов, чем даже предположительных ответов. В настоящее время можно только констатировать, что механизмы образования структур вращения, очевидно, достаточно разнообразны и их расшифровка может внести существенные коррективы в представления о динамике взаимодействия плит. Можно высказать, например, предположение о том, что в ходе субдукции при погружении литосферной плиты в мантию возникают некоторые дополнительные "завихрения" в основном конвективном потоке, приводящие к ротационным движениям отдельных блоков литосферы. Это еще одна проблема, которая может стать предметом дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе предпринята попытка показать, что развитие событий в Альпийском поясе является отражением глобальных тектонических процессов, удачно интерпретируемых с позиций тектоники литосферных плит. Наиболее существенно, по-видимому, что сопоставление геологических данных по восточной части пояса с материками, отражающими историю раскрытия Индийского океана (в мезозое и кайнозое), свидетельствует об их хорошей корреляции. Все основные изменения параметров движения Индийской и Аравийской плит за это время, определенные на основании совмещения линейных магнитных аномалий океанов, находят отражение в тектонических событиях в Альпийском поясе. Их сближение с Евразией приводит к образованию мощной субширотной зоны сжатия. Отдельные импульсы ускоренного движения выражаются в характерных магматических проявлениях, прежде всего в интенсивном известково-щелочном вулканизме.

В пределах пояса давно уже выделяются участки резко различного строения. По-видимому, только с позиций гипотезы тектоники плит удается понять причины этих различий. Так, отличия в тектоническом облике иранской и афгано-тибетской частей пояса обусловлены особенностями движений Аравийской и Индийской плит относительно Евразии. Параметры движения Индостана предопределяют также разницу в структуре флангов зоны сжатия по разные стороны от Пенджабского клина. На стыке плит Аравии и Индии возникла серия уникальных структур (глыба Лут, зона Оузи), связанных с мощным левосторонним сдвигом.

Мезозойские и кайнозойские палеотектонические реконструкции, построенные на основании комплексного использования геолого-геофизических данных по континенту и океану, отражают сложную картину строения Тетиса, в котором устанавливается несколько микроконтинентов, островных дуг, зон поглощения. Такая картина, вероятно, сопоставима с юго-западной частью современного Тихого океана. Общая схема закрытия Тетиса определяется последовательным отмиранием зон субдукции, сближением и нагромождением континентальных блоков. При этом наиболее активной и сложной была северная граница бассейна, где и шло в основном поглощение литосферы.

Чрезвычайно важные события связаны с заключительной стадией конвергенции литосферных плит, когда на месте современных альпийских структур пришли в соприкосновение крупнейшие континенталь-

ные массы. Именно на этой стадии отмечаются наиболее значительные деформации, надвиги краевых частей континентов, с чем непосредственно связано образование таких грандиозных горных систем, как Гималаи, Гиндукуш и др. При столкновении континентальных плит сжатие, очевидно, может реализоваться несколькими путями. Наряду с явлениями поддвига литосферы (или скорее только коровой ее части, как это предполагается в Гималаях), в некоторых местах происходит утолщение "коровых клиньев" за счет складчатых деформаций и локальных срывов (район Загроса), а в отдельных случаях, возможно, имеет место увеличение мощности нижних, разогретых и более пластичных частей литосферы (Сулейман-Киртар). Следует отметить, что глубинные процессы в конце поглощения литосферных плит изучены далеко еще недостаточно, и это одна из самых серьезных проблем будущих геолого-геофизических исследований.

На примере восточной части Тетиса можно видеть, насколько серьезны отклонения от "принципа жесткости" при детальном анализе взаимодействия литосферных плит в зоне конвергенции. На важность учета нежестких деформаций в процессе сжатия обращалось внимание уже давно, но необходимы были материалы для каких-то количественных оценок. Сопоставление данных континентальной и океанической геологии дает возможность хотя бы ориентировочно определить отклонение от жесткой модели. При этом "поправки" могут быть введены лишь для некоторых узловых участков, зон или отдельных плит, а в основном же кинематические принципы сохраняют свое значение при анализе любых ситуаций. Необходима дальнейшая разработка этой проблемы.

В зоне, где взаимодействует большое число разнообразных по форме и размерам литосферных плит и мелких блоков, фиксируются не только следы сжатия, являющегося главным процессом, но отмечаются также признаки сложных подвижек на отдельных границах. В ряде мест офиолитовые серии испытывают своеобразные тектонические преобразования, так что наряду с типичными надвиговыми зонами возникают швы с необычной продольной зональностью, обусловленной сдвиговыми подвижками. Ротационные движения некоторых блоков порождают в ряде мест "вихревой" структурный рисунок.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа: (Опыт палинспастических реконструкций) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 13—20.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования впадины Черного моря // Геотектоника, 1974, № 1. С. 78—94.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа // Там же. 1977. № 4. С. 88—103.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Твалчрелидзе Г.А. Альпийский вулканизм, металлогения и тектоника Восточного Средиземноморья // Вулканогеология и сейсмология. 1981. № 6. С. 19—30.
- Азизбеков Ш.А., Багиров А.Э., Исмаил-Заде М. Тектоническое строение Талыша и его связь с Эльбурсом и Малым Кавказом // Геотектоника. 1971. № 3. С. 12—25.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 326 с.
- Асанидзе Б.З. Палеотектонические реконструкции отдельных районов Кавказа в палеозое и мезозое по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980. 25 с.
- Балавадзе Б.К., Тулиани Л.И. Неоднородности в строении коры Кавказского региона // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217, № 6. С. 1379—1383.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа / Там же. 1961. Т. 136, № 6. С. 1328—1331.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В., Мишарина Е.И. Поле упругих напряжений Земли и механизмы очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 191 с.
- Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 242 с.
- Бархатов Б.П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса Юга СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. 120 с.
- Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
- Бодехтель И., Ламмерер Б. Новые данные по тектонике Альп и Апеннин, полученные с помощью спутника ERTS-1 // Геологические исследования из космоса. М.: Мир, 1975. С. 87—91.
- Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Выделение сейсмоопасных зон в Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 139 с.
- Браташ В.И., Егунов С.В., Печников В.В., Шеломенцев А.И. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М.: Недра, 1970. 287 с.
- Буданов В.И., Дронов В.И. К характеристике послейнверсионных вулканогенных формаций Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964. Вып. 2. С. 252—285.
- Вайн Ф., Метьюз Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 32—37.
- Варданетян А.И. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморо-Каспийского региона: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1981. 28 с.
- Веселов В.В., Перфильев Ю.С., Чальян М.А. Палеотектоническая реконструкция восточной части Средиземноморского складчатого пояса в мезозое—раннем кайнозое на основе анализа магматизма и металлогении // Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М., 1978. С. 29—30.
- Винник Л.И. Неоднородности верхней мантии Альпийско-Гималайского пояса по данным сейсмологии // Там же. С. 46.
- Вихтер Б.Я., Еременко К.Г., Чмырев В.М. Молодой вулканогенный карбонатитовый комплекс в Афганистане. Сов. геология. 1975. № 10. С. 107—117.

- Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., 1969. С. 82—95.
- Вольфовский И. С., Шлишгер А. Е. Положение Черноморской и Южно-Каспийской впадин в структуре земной коры // Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975. С. 44—65.
- Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Мовшович Э. Б., Соколов Б. А. Очерк геологии Пакистана. М.: Недра, 1971. 167 с.
- Гамкрелидзе И. П. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса // Геотектоника. 1977. № 3. С. 25—38.
- Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 351 с.
- Геология и полезные ископаемые Афганистана. М.: Недра, 1980. Кн. 1: Геология. 535 с.
- Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975. 150 с.
- Губин И. Е. Памир как северная часть Пенджабского синтаксиса // Гималайский и Альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 56—73. (Международ. геол. конгр. 22 сесс.: Докл. сов. геологов: Пробл. 11).
- Гумеров Л. Г., Еров Н. З., Кадихани А. Месторождения хризотил-асбеста Афганистана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 4. С. 89—97.
- Де Джонг К. А. Горобразование в Средиземноморской области // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 28—44.
- Демин А. Н., Довгаль Ю. М., Мирзод С. Х. и др. О возрасте офиолитовых формаций юго-восточной части Центрального Афганистана // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, № 1. С. 166—169.
- Демин А. Н., Славин В. И., Довгаль Ю. М. и др. Новейший вулканизм Центрального Афганистана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 2. С. 74—83.
- Довгаль Ю. М. Структурное положение офиолитовых серий в некоторых срединных массивах подвижных поясов Евразии // Тектоника и стратиграфия. 1975. Вып. 7. С. 16—21.
- Дронов В. И. Бартагский комплекс // Сов. геология. 1963. № 3. С. 142—146.
- Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 180—191.
- Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // Геотектоника. 1978. № 3. С. 3—25.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
- Зоненшайн Л. П., Натанов Л. М., Савостин Л. А., Ставский А. П. Современная тектоника плит Северо-Восточной Азии в связи с раскрытием Северной Атлантики и Арктического бассейна // Океанология. 1978. Т. 18, № 5. С. 38—47.
- Зоненшайн Л. П., Паникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными системами // Геотектоника. 1966. № 5. С. 3—19.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Вардапетян А. М., Володина В. И. Кайнозойская тектоника плит и геологическая история срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса // Строение литосферных плит. М.: ИОАН, 1979. С. 54—125.
- Зоненшайн Л. П., Сборщиков И. М. Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья // Геотектоника. 1965. № 4. С. 92—104.
- Иллиус И. Х. Рифтовые зоны Западной Европы и Альпийская система // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 89—103.
- Исаев Е. Н., Развалев А. В. О соотношении рифтогенного и дорифтового структурных планов: (На примере Красноморского рифта) // Геотектоника. 1977. № 2. С. 39—53.
- Казьмин В. Г. Особенности сочленения древней платформы и альпийской геосинклинальной области в северо-восточном обрамлении Средиземного моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 40, вып. 6. С. 8—43.
- Казьмин В. Г. Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы // Геотектоника. 1976. № 6. С. 58—72.
- Казьмин В. Г. О ранних стадиях развития трансформных разломов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 6. С. 41—51.
- Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Некоторые черты тектонического строения Ирана и Афганистана // Там же. 1969. Т. 44, вып. 2. С. 61—76.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Об особенностях строения и о происхождении рифовых включений в офиолитовых комплексах // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, № 1. С. 167—171.
- Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 265 с.
- Караетов С. С., Довгаль Ю. М., Де-

мин А.Н. и др. Основные черты стратиграфии бассейна р. Аргандаб (Центральный Афганистан) // Сов. геология. 1971. N 2. С. 126—135.

Каранетов С.С., Сонин И.И., Хаин В.Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. N 3. С. 38—46.

Кетин И. Тектонические структуры Анатолии // Геотектоника. 1966. N 3. С. 61—72.

Книппер А.Л. Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры // Там же. 1970. N 2. С. 112—121.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.

Книппер А.Л. Офиолиты и проблема океана Тетис // Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М., 1978. С. 24.

Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения): Автохтон или аллохтон? Геотектоника. 1976. N 4. С. 54—67.

Колчанов В.П., Кулаков В.В., Михайлов К.Я. К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Западного Гиндукуша (Афганистан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, вып. 6. С. 81—89.

Копп М.Л. Тектоника Восточного Ирана: (В свете новейших геологических и космофотографических данных) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. N 12. С. 44—57.

Копп М.Л., Расцветаев Л.М. О линеаентах, выявленных по космическим снимкам восточной части Альпийского пояса // Там же. 1976. N 11. С. 25—34.

Кочетков А.Я., Демин А.Н., Стажило-Алексеев К.Ф. и др. Магматические образования Центрального Афганистана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. N 9. С. 46—59.

Крымус В.И. Разрывная тектоника Копет-Дага // Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966. С. 56—72.

Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахшского надвига // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, N 3. С. 673—677.

Кучай В.К., Трифонов В.Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома // Геотектоника. 1977. N 3. С. 91—106.

Леглер В.А., Пржиялговская И.В. Взаимодействие Индийской и Евразийской плит и тектоника Таджикской депрес-

сии // Строение литосферных плит. М.: ИОАН. 1979. С. 78—104.

Ле Пишон К. Спрединг океанического дна и дрейф континентов // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 93—133.

Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Зоненшайн Л.П. Подводные геологические исследования в Индийском океане // Вестн. АН СССР. 1984. N 12. С. 89—99.

Лозиев В.П. К проблеме происхождения деформаций в чехле Южно-Таджикской депрессии // Геотектоника. 1975. N 4. С. 54—71.

Ломизе М.Г. Краевые офиолитовые швы альпийского Ближнего и Среднего Востока // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. N 2. С. 14—24.

Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.

Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 162 с.

Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника. 1975. N 5. С. 73—81.

Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 307).

Максвелл Д.К. Офиолиты: Древняя океаническая кора или глубинный диапир? // Офиолиты в земной коре: Тез. докл. М.: Наука, 1973. С. 11.

Меннесье Г. Геологические наблюдения в горах Кабула // Сов. геология. 1963. N 7. С. 105—126.

Милановский Е.Е. Геоморфология, вулканизм, тектоника // Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 2. С. 56—130.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973. 247 с.

Мурзод С.Х., Колчанов В.П., Манучарянц О.А. Афганистан: (Краткие сведения о геологическом строении и полезных ископаемых) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43, вып. 1. С. 31—50.

Нгуен Тхи Ким Тхоа, Печерский Д.М., Асанидзе Б.З. Палеомагнитные исследования горных пород Армении // Изв.

АН СССР. Физика Земли. 1978. N 6. С. 58—67.

Николаев Н.И., Наймарк А.А. Неотектоника зарубежной континентальной Азии: Статья первая // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. N 12. С. 3—16.

Оден Дж. Б. Афганистан—Пакистан // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир. 1977. Т. 1. С. 290—313.

Певнев А.К., Гусева Т.В., Одинов Н.Н., Сапрыкин Г.В. Закономерности деформаций земной коры в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня // Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1978. С. 86—92.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. N 4. С. 3—23.

Пейве А.В., Буртман З.С., Руженцев С.В. Главные сдвиги Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1963. С. 152—172. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).

Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // Гималайский и Альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 156—172. (Международ. геол. конгр. 22 сесс.: Докл. сов. геологов; Пробл. 11).

Перфильев Ю.С., Борцова А.В., Веселов В.В. и др. Геология и рудные месторождения Ближнего Востока. М.: Недра, 1973. 381 с.

Перфильев Ю.С., Моралев В.М. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области // Геотектоника. 1971. N 6. С. 31—39.

Пуцаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 154 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 28).

Расцветаев Л.М. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой // Геотектоника. 1966. N 3. С. 93—109.

Резанов И.А. Кругооборот вещества между корой и мантией как механизм образования гранитного слоя // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, вып. 6. С. 16—29.

Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. Особенности формирования редкометаллических пегматитов в условиях сжатия и растяжения: (На примере Гиндукуша) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1978. N 3. С. 42—54.

Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Чмырев В.М. Глубина формирования гранитных пегматитов: (На примере Гиндукуша) // Там же. 1976. N 10. С. 39—55.

Руженцев С.В. Тектоническое разви-

тие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 192).

Руженцев С.В. Некоторые особенности формирования сорванных покровов // Геотектоника. 1970. N 6. С. 55—56.

Руженцев С.В., Швольман В.А. Восточно-Памирская зона сдвигов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. N 7. С. 28—37.

Савельева Г.Н. Разлом Оуэн // Геотектоника. 1981. N 6. С. 3—15.

Савостин Л.А., Пучков П.А. К расчету положения полюсов относительного движения литосферных плит // Тектоника литосферных плит. М.: ИОАН. 1979. С. 227—248.

Сборщиков И.М. Складчатая структура Верхоянья и некоторые вопросы ее формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1969. 22 с.

Сборщиков И.М. Тектоника Афганистана и проблема структурной эволюции Альпийского пояса: (Памиро-Восточно-Иранский отрезок) // Геотектоника. 1976. N 3. С. 58—73.

Сборщиков И.М. Глыба Лут (Восточный Иран) в системе структур Альпийского пояса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, N 4. С. 941—944.

Сборщиков И.М. Взаимодействие плит Аравии и Индии: (Аравийское море и прилегающие Альпийские структуры) // Океанология. 1981. Т. 21, N 2. С. 293—300.

Сборщиков И.М., Альмухамедов А.И., Матвеев В.В. и др. Геологическое строение осевой зоны Красноморского рифта // Вулканология и сейсмология. 1981. N 2. С. 49—59.

Сборщиков И.М., Дронов В.И., Калимулин С.М., Мирзод С.Х. Структурные соотношения Туранской плиты и складчатых сооружений альпийской складчатой области // Геотектоника. 1974. N 2. С. 104—115.

Сборщиков И.М., Литвин В.М. Структурные проявления растяжения в Красноморском рифте // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 1. С. 95—103.

Сборщиков И.М., Сонин И.И. Тектоническая позиция офиолитов Афганистана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. N 11. С. 38—68.

Силлитое Р. Модель тектоники плит в применении к процессам образования месторождений медно-порфировых руд // Новая глобальная тектоника. М.: Мир. 1974. С. 335—351.

Славин В.И. Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976. 204 с.

Славин В.И., Демин А.П. Орогенный (неотектонический) этап развития территории Афганистана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. N 2. С. 60—74.

Славин В.И., Мирзод С.Х. Тектоническое районирование Афганистана // Сов. геология. 1969. N 4. С. 68—81.

Славин В.И., Хаин В.Е. Роль киммерийских движений в развитии Средиземноморского пояса // Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М., 1978. С. 33.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.

Сорский А.А. О соотношении глубинного и поверхностного строения Большого Кавказа // Сов. геология. 1962. N 1. С. 54—70.

Стажило-Алексеев Н.Ф., Довгаль Ю.М., Чальян М.А., Кочетков А.Я. О связи магматизма с тектоникой в Афганистане // Там же. 1973. N 6. С. 102—112.

Тектоника Европы и смежных областей: Древние платформы, байкалиды, каледониды. М.: Наука, 1978. 587 с.

Трифонов В.Г. Позднечетвертичные активные разломы Западной и Центральной Азии // Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М., 1978. С. 38.

Трифонов В.Г. Взаимодействие континентальных плит в условиях сжатия // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 185—201.

Трифонов В.Г., Макаров В.И., Деревянок О.С. и др. Геологическое строение Земли из космоса. М.: Наука, 1978. 227 с.

Туаев Н.П. Верхне-Амударьинская впадина как пример активизированной платформы в связи с вопросами нефтегазоносности // Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964. С. 93—99.

Уилсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 58—68.

Фаворская М.А., Томсон И.П., Иванов Р.Г. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.

Феногенов А.Н., Чернов В.Г. Об интрузивной природе Логарского альпинотипного гипербазитового массива в Афганистане // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1976. N 2. С. 48—54.

Хаин В.Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока: Статья вторая // Там же. 1969. N 1. С. 3—26.

Хаин В.Е. Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. N 2. С. 3—13.

Хаин В.Е. Некоторые проблемы структуры и тектонической истории Европы: В связи с составлением международной тектонической карты Европы (2-е издание) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1977. N 2. С. 9—25.

Хаин В.Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза // Геотектоника. 1978. N 3. С. 3—25.

Хаин В.Е. Общие вопросы тектоники и тектонической истории Мексикано-Карибского региона // Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979а. С. 7—13.

Хаин В.Е. Северокавказско-Туркменско-Североафганский поздне триасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979б. Т. 249, N 5. С. 1190—1192.

Чальян М.А., Веселов В.В., Кондаков Л.А., Перфильев Ю.С. Поздне меловой-палеогеновый магматизм восточной части Средиземноморского складчатого пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980а. N 10. С. 56—73.

Чальян М.А., Веселов В.В., Кондаков Л.А., Перфильев Ю.С. Триасовый-раннемеловой магматизм восточной части Средиземноморского складчатого пояса // Там же. 1980б. N 7. С. 35—47.

Чмырев В.М., Азими Н.А., Дронов В.И. и др. Основные черты геологического строения Афганистана: (Стратиграфия) // Там же. 1977. N 2. С. 29—48.

Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями: Статья третья // Избр. труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 471—495.

Швольман В.А. Мезозойские офиолитовые комплексы на Памире // Геотектоника. 1980. N 6. С. 72—80.

Широкова Е.И. Изменения механизма очагов землетрясений в их связи с "ожившими" разрывами на Среднем и Ближнем Востоке // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. N 9. С. 29—38.

Штеклин Дж. Тектоника Ирана // Геотектоника. 1966. N 1. С. 3—21.

Abdel-Gawad M. New evidence of transcurrent movement in Red Sea and petroleum implications // Bulletin of Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. Vol. 53, N 7, P. 112—123.

Abdel-Gawad M. Wrench movements in the Baluchistan arc and relation to Hima-

- layan-Indian ocean tectonics // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82, N 5. P. 1235—1267.
- Ambuster J., Seeber L., Lacob K.H.* The north-western termination of the Himalayan mountain front: active tectonic from microearthquakes // *J. Geophys. Res.* B. 1978. Vol. 83, N 1. P. 4280—4291.
- Andrews-Speed C.P., Brookfield M.F.* Middle palaeozoic to cenozoic geology and tectonic evolution of the North-west. Himalaya // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 82. P. 253—275.
- Andrieux J., Brunel M.* L'évolution des chaînes occidentales du Pakistan // *Mem. Hors. Ser. Soc. Geol. France.* 1977. N 8. P. 189—209.
- Andritzky G.* Das Kristallin im Gebiet Panjao-Kabul-Jalalabad // *Bull. Afghan. Geol. and Mineral. Surv.* 1971. N 5. P. 28—37.
- Arthurton R.S., Farah A., Ahmed W.* The late cretaceous—cenozoic history of western Baluchistan Pakistan — the northern margin of the Makran subduction complex // *Trench-forearc geology.* L., 1982. P. 373—385.
- Auden J.B.* Survey of land and water Resources // *Afghanistan.* P. 1. *Geology.* Rome, 1965. P. 1—154.
- Bäcker H., Lange K., Richter H.* Morphology of the Red Sea Central Graben between Subair Islands and Abul Kizaan // *Geol. Jb. Hannover,* 1975. Bd. 13. S. 79—123.
- Ballard R.D., Andel T.H.* Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 36°50' on the Mid-Atlantic Ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88, N 4. P. 507—529.
- Barberi F., Varet J.* Volcanism of Afar: smallscale plate tectonics implications // *Ibid.* 1977. N 6. P. 1251—1266.
- Barker P.F.* A reconnaissance survey of Murray Ridge // *Phil. Trans. Roy. Soc. London A.* 1966. Vol. 259. P. 187—197.
- Becker H., Forster H., Soffel H.* Central Iran, a former part Gondwanaland: Paleomagnetic evidence from infracambrian rocks and iron ores of the Bafq area, Central Iran // *Ztschr. Geophys.* 1973. Bd. 39. S. 953—963.
- Berberian M.* Contribution to the seismotectonics of Iran: Pt II // *Geol. Surv. Iran. Rep.* 1976. N 39. P. 1—204.
- Berberian M., King G.C.* Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran // *Canad. J. Earth Sci.* 1981. Vol. 18, N 2. P. 210—265.
- Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R.J., Berberian M.* Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran // *J. Geol. Soc. London.* 1982. Vol. 139. P. 605—614.
- Biju-Duval B., Dercourt J., LePichon X.* From the Tethys, ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system // *Intern. Symp. Struct. Hist. Mediterranean Basins.* Split. 1977. P. 143—165.
- Billington S., Isacks B.L., Barazangi M.* Spatial distribution and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindu-Kush-Pamir region: a contorted Benioff zone // *Geology.* 1977. Vol. 5. P. 699—704.
- Bina M.M.* Paleomagnetic evidence for a large rotation of Central Elburz since eocene time // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1977. Vol. 5. P. 744—745.
- Bina M., Bucur I., Prevot M., Mohamed A.* Preliminary results of a paleomagnetic study of eocene formations from East Iran (Birjand region) // *Ibid.* 1979. Vol. 60, N 7. P. 110.
- Bingham D.K., Clootwijk C.T.* Paleomagnetic constraints on Greater India's underthrusting of the Tibetan Plateau // *Nature.* 1980. Vol. 284. P. 336—338.
- Bird P.* Finite element modeling of lithosphere deformation Zagros collision orogeny // *Tectonophysics.* 1978. Vol. 50, N 2/3. P. 307—336.
- Bird P., Toksöz M.N., Sleep N.H.* Thermal and mechanical models of continent-continent convergence zones // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80, N 32. P. 4405—4416.
- Bird P., Toksöz M.N.* Strong attenuation of Rayleigh waves in Tibet // *Nature.* 1977. Vol. 266. P. 1482—1491.
- Bodechtel J., Nithack J., Haydn R.* Geologic evolution of central Italy from ERTS-1 and Skylab data // *Europ. Earth-Res. Sat. Exp. Proc. Symp.* Frascati, 1974. P. 205—215.
- Bosum W., Hahn A., Kind E.G., Weippert D.* Flugmagnetometer-Vermessung im Königreich Afghanistan. Hannover: Bundesanstalt für Bodenforsch. 1968. 158 S.
- Boulin J.* Afghanistan structure, Greater Indian concept and Eastern Tethys evolution // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 72, N 3/4. P. 261—287.
- Braud J.* Les formations du Zagros dans la région de Kermanshan (Iran) et leurs rapports structuraux // *C.r. Acad. sci. D.* 1970. T. 271, N 15. P. 114—120.
- Brookfield M.E.* The emplacement of giant ophiolite Nappes: Mesozoic-cenozoic example // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 37, N 4. P. 247—303.
- Caire A.* Tectonique spirale en Medi-

terrane centrale // C.r. Acad. sci. D. 1974. T. 278, N 24. P. 1501—1503.

Cassaigneau C. Contribution à l'étude des sutures Inde-Eurasie. Languedoc, 1979. 183 p.

Conrad G., Conrad J., Girod M. Les formations continentales tertiaires et quaternaires du bloc du Lout (Iran) importance du plutonisme et du volcanisme // Mem. Hors. Ser. Soc. Geol. 1977. N 8. P. 53—75.

Conrad G., Montigny R., Thuizat R., Westphal M. Tertiary and quaternary geodynamics of southern Lut (Iran) as deduced from palaeomagnetism, isotopic and structural data // Tectonophysics. 1981. Vol. 75, N 3/4. P. 11—17.

Coward M., King G., Windley B. An island arc section in the Himalayas // Nature. 1980. Vol. 284, N 5753. P. 218.

Cummings D. Theory of plasticity applied to faulting: Lut area, East-Central Iran // Geodynamics of southwest Asia. Tehran, 1975. P. 13—14.

Davoudzadeh, Soffel H., Schmidt K. On the rotation of Central-East-Iran micropolate // N.Jb. Geol. und Paläontol. 1981. N 3. P. 180—192.

DeLong K.A., Manzoni M., Zijdeveld J.D. Paleomagnetism of the Algerha trachyan-desites // Nature. 1969. Vol. 224. P. 67—69.

Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E. et al. Présentations de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel // Bull. Soc. Geol. France. Ser. 8. 1985. T. 1, N 5. P. 637—652.

Desio A. On the tectonic connection between Pamirs and Hindu-Kush // Min. Metal. Inst. India. 1965a. P. 716—721.

Desio A. Sul la struttura tectonica del Asia Centrale // Atti. Accad. naz. Lincei. Mem. Cl. Sci. fis., mat. e nat. Sez. 8. 1965b. Vol. 38, N 6. P. 780—786.

Desio A., Guj P., Pasquare G. Notes on the geology of Wakhan (North-East Afghanistan) // Ibid. 1978. Vol. 5, N 9. P. 37—52.

Dewey I.F., Pitman W.C., Ryan B.F., Bonnin I. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84, N 10. P. 3137—3180.

Dickinson W.R. Plate tectonic models for orogeny at continental margins // Nature. 1971. Vol. 232. P. 41—42.

Eggler D.H., Fahlquist D.A., Pequegnat W.E., Herndon J.M. Ultrabasic rocks from the Cayman Trough, Caribbean Sea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84, N 3. P. 2133—2138.

Farhoudi G., Karig D.E. Makran of

Iran and Pakistan as an active arc system // Geology. 1977. Vol. 5. P. 664—668.

Fesefeldt R. Das Paläozoikum im Gebiet der Oberen Logar im östlichen Hazarajat süd-westlich Kabul, Afghanistan // Beih. Geol. Jb. 1964. Bd. 70. S. 185—227.

Final report of the German geological mission in Afghanistan. Hannover: Bundesanstalt für Bodenforsch. 1967. 256 p.

Fischer J. Zur Geologie des Koh-e Safi bei Kabul (Afghanistan) // N.Jb. Geol. Paläontol. 1971. S. 139—143.

Fitch T.I. Earthquake mechanisms in the Himalayan, Burmese and Andam regions and Continental tectonic in central Asia // J. Geophys. Res. 1970a. Vol. 75. P. 2699—2709.

Fitch T.I. Earthquake mechanism and island arc tectonics in the Indonesian-Philippine region // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1970b. Vol. 60. P. 565—591.

Forster H. Continental drift in Iran in relation to the Afar structures // Proc. Intern. Symp. Afar Region. Stuttgart, 1976. Vol. 2. P. 182—186.

Forster H., Fesefeldt R., Kurstern H. Magmatic and orogenic evolution of the Central Iranian volcanic belt // Proc. XXIV. Intern. Geol. Congr. Montreal, 1972. Vol. 2. P. 71—73.

Freund R. Rotation of strike slip faults in Sistan, south-east Iran // J. Geol. 1970. Vol. 72, N 2. P. 188—200.

Furon R. Sur l'existence de l'axe Ouralien déterminant la structure du plateau Iranien // C.r. Acad. sci. D. 1936. T. 203, N 10. P. 514—517.

Furon R. Geologie du plateau Iranien // Mem. Mus. Natur. Hist. Nat. N.Ser. 1941. Vol. 7. P. 177—414.

Gabert G. Bericht zur Übersichtskartierung des Registan-E- und W-Randes // Ber. Dt. Geol. Miss. Afgh. Kabul., 1962. S. 1—27.

Ganss O. Geosynclinalbecken, Tectonik, Granite und junger Vulkanismus in Afghanistan // Geol. Rundsch. 1964. Bd. 54, N 1. S. 668—692.

Ganss O. On the geology of SE Afghanistan // Bull. Afghan. Geol. and Mineral. Surv. Kabul. 1970. N 3. P. 1—203.

Gansser A. The ophiolitic melange, a world-wide problem on Tethyan examples // Eclog. geol. helv. 1974. Vol. 67, N 3. P. 479—507.

Gealey W.K. Ophiolite obduction and geologic evolution of the Oman Mountains and adjacent areas // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88. P. 1183—1191.

Geological map of Afghanistan: scale

1:2 500 000. Kabul: Afghan. Geol. Surv. Dep., 1969.

Geological map of Central and Southern Afghanistan: scale 1:500 000. Hannover, 1972.

Geological map of Iran: scale 1:1 000 000 // Tehran: Nat. Iran. Oil Co., 1977.

Geology and mineral resources of Afghanistan. Kabul, 1973. 96 p.

Glennie K.W., Boett M.G., Clark M.W. et al. Oman Mountains and their geological evolution // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1973. Vol. 57. P. 5—27.

Hall R. Disrupted Tethyan ophiolites // Ophiolites: Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus, 1979. P. 287—292.

Hayden H.H. The geology of northern Afghanistan // Mem. Geol. Surv. India. 1911. Vol. 39, N 1. P. 1—97.

Haynes S.J., McQuillan H. Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. P. 739—747.

Hess A. Geologie des Gebietes Kalat-i-Ghilzai und seine Stellung im südostafghanischen Gebirgsbau // Geol. Jb. Hannover, 1966. N 84. S. 89—136.

Hsü K.I. Origin of the Alps and Western Mediterranean // Nature, 1971. Vol. 233. P. 44—48.

Hutchison J., Loudon K.E., White R.S., Herzen R.P. von. Heat flow and the age of the Gulf of Oman // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 56. P. 252—262.

Johnson B.D., Powell C.McA., Veevers J.J. Spreading history of the eastern Indian ocean and Greater India's northward flight from Antarctica and Australia // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87, N 10. P. 1560—1566.

Jones A. et al. Reconnaissance geology of part of West Pakistan. Toronto, 1960. (with 29 geol. maps).

Jung D., Kürsten M.O., Tarkiah M. Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate // Proc. Intern. Symp. of the Afar region. Stuttgart, 1976. Vol. 2. P. 175—182.

Kaila K.L., Rao N.M., Narain H. Seismotectonic maps of southwest Asia region comprising Eastern Turkey, Caucasus, Persian Plateau, Afghanistan and Hindu-Kush // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1974. Vol. 64. P. 815—834.

Kazmin V.G., Sborshikov I.M., Ricou L.E. et al. Volcanic belts as markers of the mesozoic-cenozoic active margin of Eurasia // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 123—152.

Khalurin V.I., Rautian T.G., Molnar P.

The spectral content of Pamir-Hindu-Kush intermediate depth earth evidence for a high-Q Zone in the upper mantle // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, N 20. P. 2931—2945.

Khan Tahirkhell R.A., Mattauer M., Proust F., Tapponnier P. Données nouvelles sur la suture Indo-Eurasic en Pakistan // Reun. Annu. Sci. de la Ferre. 1977. P. 28—35.

Klootwijk C.T. A review of palaeomagnetic data from the Indo-Pakistan fragment of Gondwanaland // Geodynamics of Pakistan. Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979. P. 42—70.

Krumstiek K. Zur Bewegung der Iranisch-Afghanischen Platte // Geol. Rundsch. 1976. Bd. 65. N 3. S. 209—229.

Krumstiek K. VPMP-parts of Afghanistan — construction and interpretation // Trans. Amer. Geophys. Union, 1979. Vol. 60. N 7. P. 110.

LaBrecque I.L., Kent D.V., Cande S.C. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time // Geology, 1977. Vol. 5. P. 330—335.

Lapparent A.F., Bordet P. Du volcanisme en Afghanistan Central // Bull. Soc. geol. France. 1963. T. 5, N 2. P. 214—217.

Larson R.L., Carpenter G.B., Diebold I.B. A geophysical study of the Wharton Basin near the Investigator fracture zone // Journal of Geophys. Res. 1978. Vol. 83. P. 773—783.

Laughton A.S. A new bathymetric chart of the Red Sea // Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1970. Vol. 267. P. 21—22.

Le Fort P. Himalayas: The collided range: present knowledge of the continental arc // Amer. J. Sci. A. 1975. Vol. 275. P. 1—44.

Le Pichon X., Francheteau J. A plate tectonic analysis of the Red Sea gulf of Aden area // Tectonophysics. 1978. Vol. 46, N 3/4. P. 369—406.

Luyendyk B.P. Gondwanaland dispersal and the early formation of the Indian Ocean // Init. Rep. DSDP. 1974. Vol. 26. P. 945—953.

Luyendyk B.P., Macdonald K.C. Physiography and structure of the inner floor of the FAMOUS rift valley: observations with a deep-towed instrument package // Bulletin of Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 5. P. 648—663.

Luyendyk B.P., Rennick W. Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian ocean // Ibid. N 9. P. 1347—1356.

Matthews D.H. Owen fracture zone and the northern end of the Carlsberg Ridge //

- Phil. Trans. Roy. Soc. London A. 1966. Vol. 259. P. 187—197.
- Matsushita S., Huzita K.* Geology of the Karakorum and Hindu-Kush. Kyoto, 1965. 151 p. (Results of the Kyoto Univ. Sci. Exped. to the Karakorum and Hindu-Kush; Vol. 7).
- McElhinny M.W.* Formation of the Indian Ocean // *Nature*. 1970. Vol. 228. P. 977—979.
- McElhinny M.W.* Paleomagnetism and plate tectonics. N.Y.: Cambridge Univ. press, 1973. 358 p.
- McGinnis L.D.* Gravity fields and tectonics in the Hindu Kush // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 1894—1904.
- McKenzie D.P.* The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principle stresses // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 59. P. 125—133.
- McKenzie D.P.* Plate tectonic of the Mediterranean region // *Nature*. 1970. Vol. 226, N. 5242. P. 239—243.
- McKenzie D.P.* Active tectonics of the Mediterranean region // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1972. Vol. 30, N 109. P. 109—185.
- McKenzie D.P.* Can plate tectonics describe continental deformation? // *Intern. symp. struct. hist. Mediterranean Basins, Split, 1976. P., 1977. P. 189—196.*
- McKenzie D.P., Davies D., Molnar P.* Plate tectonic of the Red Sea and East Africa // *Nature*. 1970. Vol. 226. P. 245—248.
- McKenzie D.P., Morgan W.I.* Evolution of triple junctions // *Ibid.* 1969. Vol. 224. P. 125—133.
- McKenzie D.P., Parker R.L.* The North Pacific: the example of tectonics on a sphere // *Ibid.* 1967. Vol. 216. P. 1276—1280.
- McKenzie D.P., Sclater J.G.* The evolution of the Indian Ocean since the late cretaceous // *Geoph. J. Roy. Astron. Soc.* 1971. Vol. 24. P. 437—528.
- Mennessier G.* Sur la geologie de la region de Kaboul et ses rapports avec les zones limithrophes // *Rev. geol. phys. geol. dynam. Sér. 2.* 1961, T. 4, fasc. 3. P. 149—161.
- Mennessier G.* Etude tectonique des montagnes de la region de Kaboul // *Extrait des notes et memoires sur le moyen-orient. P., 1968. T. 9. P. 1—185.*
- Minster J.B., Jordan T.H.* Present-day plate motions // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83. P. 5331—5354.
- Minster J.B., Jordan T.H., Molnar P., Haines E.* Numerical modelling of instantaneous plate tectonic // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1974. Vol. 36. P. 541—576.
- Molnar P., Fitch T.J., Wu F.T.* Fault-plane solutions of shallow earthquakes and contemporary tectonic in Asia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. N 19. P. 101—112.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science*. 1975. Vol. 189, N 2701. P. 419—426.
- Molnar P., Tapponnier P.* Active tectonic of Tibet // *J. Geophys. Res. B.* 1978. Vol. 83, N 11. P. 5361—5375.
- Monajer-Ashjai A., Benzadi H., Berberian M.* Reflections on the rigidity of the Lut Block and recent crustal deformation in earstern Iran // *Tectonophysics*. 1975. Vol. 28. P. 281—301.
- Montenat C., Sornay J., Vachard D.* et al. Un jalon de la Mesogée eocretacée dans la région de Kandahar // *C.r. Acad. sci. D.* 1979. T. 289. P. 651—655.
- Montenat C., Vachard D., Termier G.* L'Afghanistan et le domaine Gondwan // *Ann. Soc. Geol. Nord.* 1978. Vol. 97. P. 287—296.
- Moore E., Roeder D.H., Abbas S.G., Ahmad Z.* Geology and emplacement of the Muslim Bagh ophiolite complex // *Ophiolites; Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus, 1979. P. 424—430.*
- Ni J., York I.E.* Late cenozoic tectonic of the Tibetan Plateau // *J. Geophys. Res. B.* 1978. Vol. 83, N 11.
- Niazi M., Asuden I., Ballard G.* et al. The depth of seismicity in the Kermanshan region of the Zagros mountains (Iran) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40, N 2. P. 270—274.
- North R.G.* Seismic slip rates in the Mediterranean and Middle East // *Nature*. 1974. Vol. 252. P. 560—563.
- Norton J.O., Sclater J.G.* A model for the evolution of the Indian ocean and the breakup of Gondwanaland // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84, N 12B. P. 6803—6830.
- Nowroosi A.A.* Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East Asia // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 62, N 3. P. 823—850.
- Patriat Ph., Segoufin J., Schlich R.* et al. Les mouvements relatifs de l'Inde, l'Afrique et de l'Eurasia // *Bull. Soc. Geol. France*. 1982. T. 24, N 2. P. 363—373.
- Pearse J.A., Alabaster T., Shelton A.W., Searle N.P.* The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex: evidence and implications // *Phil. Trans. Roy. Soc. London A.* 1981. Vol. 300, N 1954. P. 299—317.

Perfit M.R., Heezen B.C. The geology and evolution of the Cayman Trench // Bull. Geol. Soc. 1978. Vol. 89, N 8. P. 1155—1174.

Perfit M.R., Kay R., Heezen B.C. Petrological evidence for sea floor spreading in Cayman Trench // Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progr. 1974. Vol. 6, N 7. P. 908.

Pitman W.C., Talwani M. Sea floor spreading in the North Atlantic. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83. P. 619—646.

Powell C. Mc A., Conaghan P.J. Plate tectonic and Himalayas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 20. P. 1—12.

Qureshy M.N. Thickening of basalt layer as a possible cause for the uplift of the Himalayas — a suggestion based on gravity data // Tectonophysics. 1969. Vol. 7, N 2. P. 35—42.

Ricou L.E. Sur la mise en place an Grotace superieur d'importantes nappes a radiolarites et ophiolites dans les Mouts Zagros (Iran) // C. r. Acad. sci. D. 1968. T. 267. P. 2272—2275.

Ricou L.E. Evolution structurale des Zagrides // Mem. Soc. Geol. France. 1976. T. 125. P. 1—140.

Ricou L.E., Zonenshain L.P., Dercourt J. et al. Methodes pour l'établissement des neuf cartes paléogéographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias // Bull. Soc. Geol. France. Sér. 8. 1985. T. 1, N 5. P. 625—636.

Robertson A.H.F., Dixon J.E. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean // The Geological evolution of the Eastern Mediterranean. Oxford, 1985. P. 1—74. (Spec. Publ. of Geol. Soc.; N 117).

Roeker S.W. Velocity structure of the Pamir-Hindu-Kush region: possible evidence of subducted crust // J. Geophys. Res. B. 1982. Vol. 87, N 2. P. 945—961.

Roeser H.A. A detailed Magnetic survey of the southern Red Sea // Geol. Jb. 1975. Bd. 13. S. 131—153.

Savostin L.A., Sibuet J.C., Zonenshain L.P. et al. Kinematic evolution of Tethys belt from the Atlantic ocean to Pamir since Triassic // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 1—35.

Sborshchikov I.M., Savostin L.A., Zonenshain L.P. Present plate tectonic between Turkey and Tibet // Ibid. 1981. Vol. 79. P. 45—73.

Slater J.C., Fisher R. The evolution of the east central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. P. 683—702.

Searle R.C., Ross D.A. A geophysical study of the Red Sea Axial Trough between 20,5° and 22° N // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1975. Vol. 43. P. 555—572.

Sengör A.M. C., Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics. 1981. Vol. 75. P. 181—241.

Shah S.K., Sinha A.K. Stratigraphy and tectonics of the "Tethyan" zone in a part of Western Kumaun Himalaya // Himalayan Geol. 1974. Vol. 4. P. 13—24.

Sinha Roy S. Reactivated Tibetan block in a Tethyan context // J. Struct. Geol. 1981. Vol. 3, N 4. P. 459—465.

Smith A.G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys: Mediterranean and Atlantic // Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82, N 8. P. 2039—2070.

Smith A.G., Briden I.C., Drewry C.E. Phanerozoic world maps // Organism and sediments through time. L.: Paleontol. Assoc., 1973. P. 1—42.

Soffel H. Anticlockwise rotation of Italy between the Eocene and Miocene: Paleomagnetic evidence from the Colli Enganche // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 17. P. 297—310.

Srikantia S.V., Bazdan M.L. Geology of part of central Ladakh Himalaya with particular reference to Indus tectonic zone // J. Geol. Soc. Ind. 1980. Vol. 21, N 11. P. 523—545.

Stöcklin^{rol} Structural history and tectonics of Iran // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1968. Vol. 52, N 7. P. 1229—1258.

Stöcklin J., Eftekhari-nezhad J., Hushmandzadeh A. Central Lut Reconnaissance East Iran // Geol. Surv. Iran. Rep. 1971. N 22. 81 p.

Sykes L.P. Seismological evidence for transform faults, sea floor spreading and continental drift // The history of the Earth's Crust. Princeton: Univ. press, 1968. N 9. P. 120—150.

Sykes R.L. Seismicity of the Indian Ocean and a possible nascent island arc between Ceylon and Australia // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P. 5041—5055.

Tandon A.N., Srivastava H.N. Focal mechanisms of some recent Himalayan earthquakes and regional plate tectonics // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1975. Vol. 65. P. 963—969.

Tapponnier P., Mattauer M., Proust E., Cassaigneau C. Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movement in Afghanistan // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981b. Vol. 52, N 2. P. 355—371.

Tapponnier P. et al. The Tibetan side of the India-Eurasia collision // Nature. 1981a. Vol. 294, N 5840. P. 405—410.

- Taponnier P., Molnar P.* Active faulting and cenozoic tectonics of the Tian Shan, Mongolia and Baykal regions // *J. Geophys. Res. B.* 1979. Vol. 84, N 7. P. 2905—2930.
- Taylor P.T.* Interpretation of the North Arabian Sea aeromagnetic survey // *Earth. and Planet. Sci. Lett.* 1968. Vol. 4, N 3. P. 232—236.
- Tchalenko J.S.* Seismicity and structure of the Kopet-Dagh (Iran, USSR) // *Phil. Trans. Roy. Soc. London A.* 1975. Vol. 278. N 1275. P. 1—25.
- Tchalenko J.S., Berberian M., Benzadi M.* Geomorphic and seismic evidence for recent activity on the Doruneh fault (Iran) // *Tectonophysics.* 1973. Vol. 19. P. 338—341.
- Tectonic map of Afghanistan: scale 1:2 500 000.* Kabul: Geol. Surv. Afgh., 1972.
- Tectonic map of Iran: scale 1:2 500 000.* Tehran: Geol. Surv. Iran, 1973.
- Valdia K.S.* Evolution of the Himalaya // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 105, N 1/4. P. 229—248.
- Yandenberg I., Klootwijk C.T., Wonders A.A.H.* Late Mesozoic and Cenozoic movement of the Italian Peninsula: further paleomagnetic data from Umbrian Sequence // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. Vol. 89, N 1. P. 133—150.
- Veevers J.J., Powell C.McA., Jonson B.D.* Greater India's place in Gondwanaland and in Asia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 27. P. 383—387.
- Verma R.K., Manoj Mukhopanday, Roy B.N.* Seismotectonics of the Himalaya, and the continental plate convergence // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 42. P. 319—335.
- Vine F.J., Moors E.M.* Paleomagnetic results for the Troodos Igneous Massif, Cyprus // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1969. Vol. 50.
- Voo R. van der.* Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions from northeast Turkey // *Tectonophysics.* 1968. Vol. 6. P. 35—40.
- Voo R. van der, Zijderveld I.D.A.* Paleomagnetism in the western Mediterranean area // *Koninkl. Med. Geol. Mijnbouw. Verh. Gen.* 1973. Vol. 36. P. 121—138.
- Wang-Pinglhen, Molnar P.* Seismic moment of major earthquakes and the average rate of slip in Central Asia // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82, N 20. P. 5080—5085.
- Webster W.J.* On the rigidity of the North American plate // *Tectonophysics.* 1982. N 2/4. P. 1—40.
- Weippert D., Wittekinds H., Wolfart R.* On the geological development of Central and South Afghanistan // *Bull. Afghan. Geol. Mineral. Surv.* 1970. N 4. P. 3—21.
- Welland J.P., Mitchell A.H.* Emplacement of the Oman ophiolite: a mechanism related to subduction and collision // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88, N 8. P. 1081—1088.
- Wellman H.W.* Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan // *Geol. Rundsch.* 1966. Bd. 55, N 3. S. 716—735.
- Wensink H.* The implications of some paleomagnetic data from Iran for its structural history // *Geol. and Mijnbouw.* 1979. Vol. 58, N 2. P. 175—185.
- Westphal M., Conrad J., Conrad G.* Paleomagnetism of some tertiary volcanic rocks from South-East Iran // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1979. Vol. 60, N 7.
- White R.S.* Active and passive plate boundaries around the Gulf of Oman, northwest Indian ocean // *Deep Sea Res. P.A.* 1984. Vol. 31, N 6/8. P. 731—745.
- White R.S., Ross D.A.* Tectonics of the Western Gulf of Oman // *J. Geophys. Res. B.* 1979. Vol. 84, N 7. P. 3479—3490.
- Whitmarsh R.B.* Some aspect of plate tectonics of the Arabian sea // *Init. Rep. DSDP.* 1974a. Vol. 23. P. 527—537.
- Whitmarsh R.B.* Summary of general features of Arabian sea and Red sea cenozoic history based on leg cores // *Ibid.* 1974b. Vol. 23. P. 1115—1125.
- Whitmarsh R.B., Hamilton N., Kidd R.B.* Paleomagnetic results for the Indian and Arabian plates from Arabian seacores // *Ibid.* 1974. Vol. 23. P. 521—527.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава 1</i>	
Важнейшие особенности взаимодействия плит Аравии, Индии и Евразии	9
Перемещения Аравии относительно Евразии и Африки и некоторые черты строения и развития Красноморского рифта	12
Параметры движения Индии и Аравии относительно Евразии	17
Граница Аравийской и Индийской плит	19
<i>Глава 2</i>	
Тектоническое строение восточной части Альпийского пояса	25
Окраина Евразии	30
Выходы доальпийских складчатых сооружений	40
Краевые складчатые сооружения пояса	47
Киммерийские складчатые сооружения	47
Прогиб Фарахруд	56
Континентальные блоки (срединные массивы)	61
Закавказский срединный массив	63
Массив Ирана	64
Глыба Лут	66
Гильменд-Аргандабский массив	69
Кабульский массив	72
Нуристанский массив	76
Южно-Бадахшанский массив	78
Массив Хазара	79
Офиолитовые швы	81
Южное ограничение пояса	95
Прогиб Катаваз	96
Поднятие Сулейман-Киртара	100
<i>Глава 3</i>	
Современная кинематическая картина	104
Новейшая структура восточной части Альпийского пояса	104
Сейсмичность и контуры плит	111
Данные по механизмам очагов землетрясений	112
Взаимодействие плит на отдельных границах	118
Магматизм	126
Определение параметров движения плит и микроплит	128
Кинематическая схема	132
<i>Глава 4</i>	
Литосферные плиты геологического прошлого и характер границ между ними	135
Мезозойско-кайнозойский магматизм как показатель тектонической активности на границах плит	135

Комплексы границ наращивания	136
Комплексы, связанные с границами поглощения	141
Контуры микроплит внутри пояса поглощения	147
Геолого-геофизические данные о позиции микроконтинентов	154

Глава 5

Палеотектонические реконструкции восточной части Тетиса	158
Поздний триас (210 млн лет назад)	159
Поздняя юра (160 млн лет назад)	161
Ранний мел (120 млн лет назад)	163
Поздний мел (80 млн лет назад)	164
Ранний эоцен (56 млн лет назад)	167
Ранний олигоцен (35 млн лет назад)	169
Ранний миоцен (20 млн лет назад)	171

Глава 6

Некоторые проблемы тектонического развития зоны столкновения континентальных плит	174
Общая корреляция данных океанической и континентальной геологии	174
Реализация сжатия при взаимодействии континентальных плит и проблема их жесткости	177
Взаимодействие плит и строение некоторых офиолитовых зон	184
Структуры вращения в Альпийском поясе	188
Заключение	191
Литература	193

Научное издание

Сборщиков Игорь Матвеевич

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ
ЭВОЛЮЦИЯ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ОКЕАНА ТETIS**

*Утверждено к печати
Институтом океанологии
им. П. П. Ширшова*

Редактор *И. С. Сидоров*
Редактор издательства *М. А. Яценко*
Художник *А. Г. Кобрин*
Художественный редактор *Н. Н. Власик*
Технический редактор *В. В. Лебедева*
Корректор *Г. В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 37437

Подписано к печати 04.02.88. Т – 01830
Формат 60×90^{1/32}. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 13,0+0,3 вкл. Усл.кр.-отт. 13,7
Уч.-изд.л. 15,9. Тираж 600 экз. Тип.зак. 2251
Цена 2р. 90к.

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

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"
ВЫХОДЯТ ИЗ ПЕЧАТИ КНИГИ**

Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-западной Пацифики (Соотношения структур океана и континентальной окраины). 20 л.

В книге дан анализ строения и развития северо-запада Тихого океана и его активной окраины в последние 100 млн. лет. Используются оригинальные и литературные материалы — геологические, петрологические, геофизические. Показана сложность строения и тектонических перемещений океанической и континентальной плит, обсуждается история формирования континентальной коры на их границе. Приведена корреляция тектонических событий и крупных перестроек в океане и на его окраине, оценка взаимных перемещений структур. Определены условия существования системы активной окраины в Северо-западной Пацифике.

Для геологов широкого профиля, петрографов, петрологов, геофизиков.

Шарапов И.П. Методологические проблемы современной геологии. 15 л.

В монографии уделено большое внимание геологическим законам и методам их открытия, системному анализу, математизации и кибернетизации геологии, терминологии, методам прогнозирования. Характеризуется современное состояние геологии.

Для широкого круга геологов.

Осадочные формации Средней Азии. 20 л.

В сборнике публикуются статьи, написанные по докладам на Всесоюзном совещании-семинаре "Образование осадочных формаций (на примере Средней Азии)". В большинстве статей развивается динамическое фациально-палеогеографическое направление генетического учения о формациях. Оно играет ведущую роль при прогнозах и поисках осадочных месторождений.

Для геологов-стратиграфов, разведчиков и поисковиков осадочных месторождений.

В монографии рассмотрены геотектонические (палеотектонические, геодинамические, палеогеографические, структурные) условия проявления зеленосланцевого метаморфизма — наиболее распространенного типа метаморфизма фанерозойских складчатых областей и дна современных океанов. Особое внимание уделено описанию геодинамических обстановок проявления метаморфических процессов характерных для складчатой области в целом и отдельных частных геоструктур. Рассмотрена роль структурно-вещественных преобразований горных масс в процессе формирования земной коры в пределах внутриконтинентальных складчатых областей и геоструктур дна современных океанов.

Для геологов, занимающихся теоретической геологией и практическими задачами геокартирования, метаморфической и структурной геологии.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ
ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ
"КНИГА—ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":**

Магазины "Книга—почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга—почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга—почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга—почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга—почтой"/; 320093 Днепрпетровский, пр-т Гагарина, 24 /"Книга—почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга—почтой"/; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга—почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга—почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга—почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга—почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга—почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга—почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга—почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино, Моск. обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга—почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга—почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга—почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга—почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга—почтой"/;

2 р. 90 к.

4930