СТРУКТУРЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО ВЫЖИМАНИЯ В АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОМ КОЛЛИЗИОННОМ ПОЯСЕ

ВВЕДЕНИЕ

При анализе деформаций, возникающих на участках коллизии литосферных плит, неизбежно возникает вопрос – куда деваются находившиеся между плитами массы горных пород?. Согласно давней традиции, обычно предлагаются два направления их выталкивания (рис. 1, *А, Б*): а) затягивание литосферы вниз нисходящим конвекционным потоком (субдукция); б) ее выжимание вверх, сопровождающееся формированием складчатости, надвигов и воздыманием орогена; в дальнейшем этот тип деформации мы будем называть "вертикальным выжиманием". Последний процесс приводит и к некоторому горизонтальному перемещению пород (из-за гравитационного разваливания горной системы), но оно невелико и направлено только поперек орогенного пояса.

Однако в течение последних 20–25 лет стали накапливаться многочисленные данные о наличии еще одного, не менее существенного, направления оттока масс литосферы (рис. 2, *А*; см. рис. 1, *В*): выталкивания по латерали вдоль орогена к его менее сжатым участкам – геодинамическим убежищам ("горизонтальное", или "латеральное", выжимание, известное также под наименованиями "латеральная экструзия" и "эскейп"–"побег"). Именно это явление, а точнее его роль в структурообразовании, и является основным объектом анализа в настоящей монографии. Цель ее автора – показать, что с процессом горизонтального выжимания связан комплекс определенных структурных форм, которые могут служить его индикаторами. Задача решалась на материале хорошо изученного Альпийско-Гималайского складчатого пояса, существенная часть которого (Кавказ, Средняя Азия) знакома автору по личным полевым наблюдениям.

Для того, чтобы понять место латерального выжимания в кругу других деформаций, вызванных сжатием складчатого пояса, обратимся к рис. 2, *Б* (см. также рис. 91). Здесь показан жесткий блок (штамп, или "индентор"– зубец), внедрившийся в деформируемый материал по горизонтали. Независимо от своей первичной конфигурации с обоих боков этот блок должен быть ограничен разломами–сдвигами: иначе попросту не произойдет вдвигания индентора в окружающую среду. При этом боковые сдвиги могут иметь любую ориентировку, отличающуюся от простирания протыкаемого коллизионного пояса; однако, если речь идет о крупных плитах и микроплитах, их стороны чаще всего ограничены параллельными движению трансформными сдвигами. Как бы то ни было, наличие фланговых разломов при таком виде деформирования представляется обязательным. Саму же деформацию в этом случае следует считать внедрением, или протрузией; учитывая же, что она происходит в горизонтальной плоскости, – "горизонтальным внедрением", или "горизонтальной протрузией".

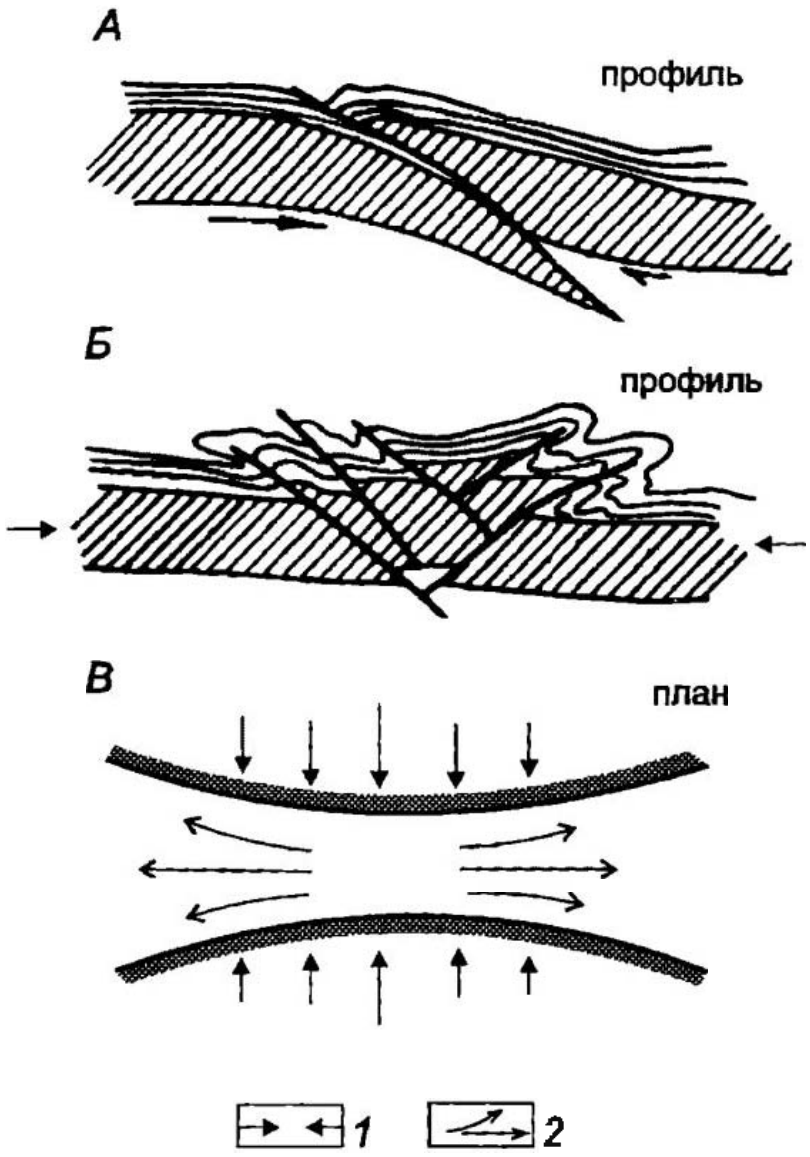


Рис.1. Три вида компенсации горизонтального сжатия коллизионного пояса

А – субдукция; *Б* - вертикальное выжимание; *В* – латеральное выжимание. *1* – направление горизонтального сжатия; *2* – направление смещения блоков

Можно представить себе разные соотношения размеров коллидирующих континентальных блоков. Орудиями деформации при этом чаще всего оказываются относительно небольшие фрагменты континентальной или субконтинентальной земной коры, несомые крупными океаническими плитами. При субдукции последних под большие и относительно легкие плиты преимущественно континентального строения эти фрагменты благодаря своей плавучести и положительному рельефу зацепляются за континентальную кору ("заякориваются") и тормозят субдукцию, но если она все-таки продолжается, прорезают нависающую плиту. Именно такая ситуация, по мнению многочисленных ученых [Арган, 1935; Зонненшайн и др., 1987; Хаин, 1984; Carey, 1982; Molnar, Tapponnier, 1975; и мн. др.], и имела место в позднем кайнозое на южной границе огромной Евразийской плиты, которая подверглась "бомбардировке" со стороны небольших осколков Гондваны (Апулийский, Аравийский и Индостанский микроконтиненты).

Таким образом, напротив внедряющегося блока существует достаточно пространства для того, чтобы вызванная им деформация могла на некотором удалении постепенно рассредоточиться и исчезнуть. Подобное выравнивание эффекта внедрения приводит в действие целую цепочку взаимосвязанных компенсационных деформаций.

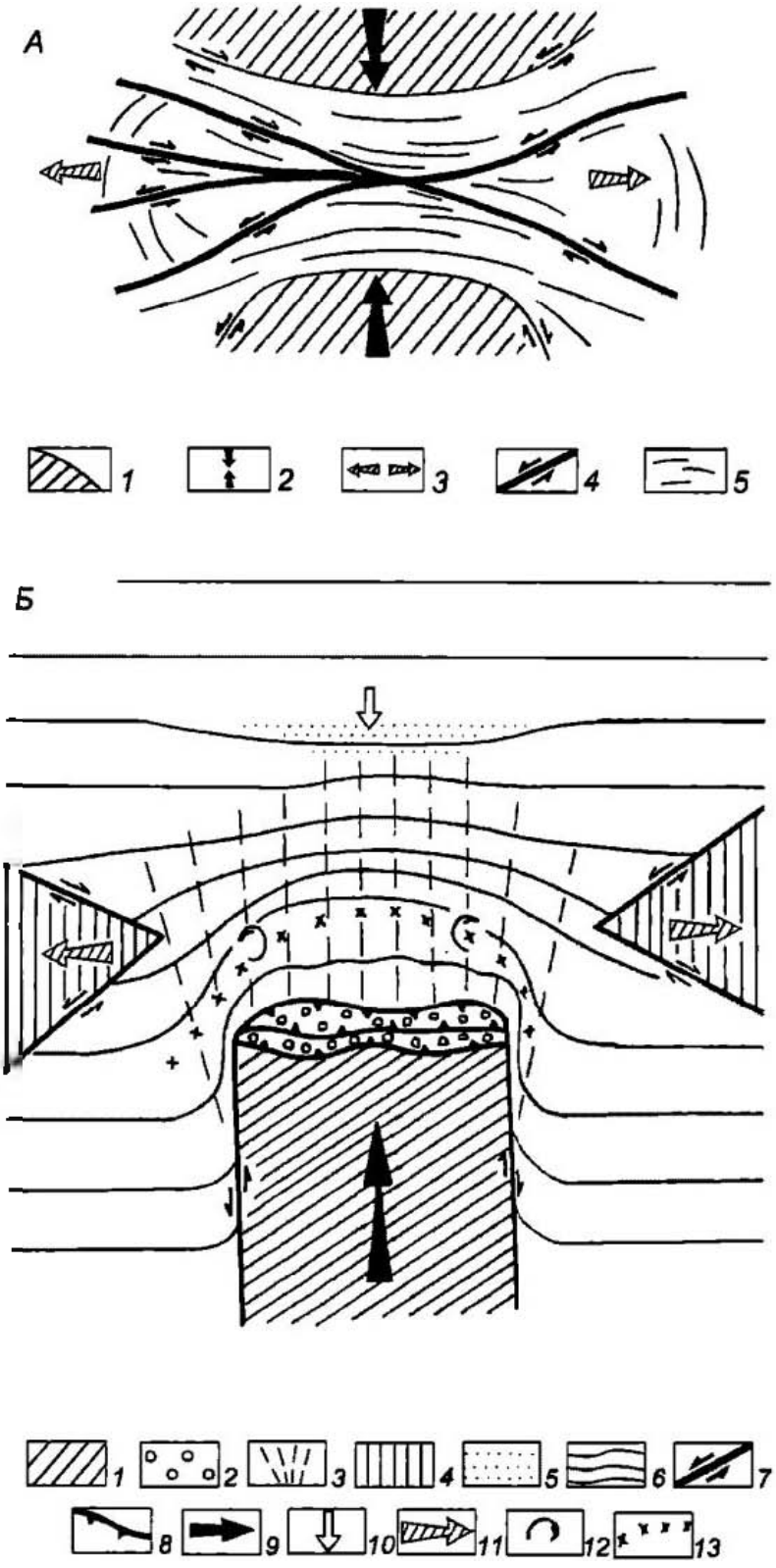


Рис.2. Деформации горизонтального выжимания и горизонтального изгиба. Принципиальные схемы (планы)

А – горизонтальное (латеральное) выжимание: *1* – плиты–индукторы; *2* – направление наибольшего горизонтального сжатия; *3* – направление латерального выжимания масс; *4* – сдвиги; *5* – структуры сжатия (складки и надвиги). *Б* – горизонтальный изгиб: *1* – плита-индентор и область ее горизонтального внедрения; *2* – область вертикального выжимания; *3* – область горизонтального изгиба; *4* – симметричные области горизонтального (латерального) выжимания; *5* – область сопровождаемого растяжением компенсационного проседания деформируемых масс навстречу индентору – в деформационную шейку, образованную оттоком по латерали выжимаемого материала; *6* – условные материальные линии, ориентированные поперек движения индентора в начале деформации; *7* – сдвиги; *8* – надвиги (вершины треугольников – по падению смесителей); *9* – направление движения индентора; *10* – направление встречного движения деформируемого материала; *11* – направления латеральной экструзии выжимаемых блоков; *12* – направление вращения блоков; *13* – нейтральная линия изгиба

Прежде всего непосредственно перед фронтом индентора возникает область вертикального выжимания деформируемого материала, где образуются надвиги и складчатость. Далее, эффект внедрения может сглаживаться за счет крупномасштабного изгиба земной коры в горизонтальной плоскости ("горизонтальный изгиб") в направлении движения штампа. Подобная деформация позволяет компенсационному утолщению коры рассеяться на гораздо большей площади (при незначительной величине самого утолщения) и поэтому требует достаточного пространства. Наконец, разгрузка области коллизии от избыточных масс может происходить благодаря их перетоку к областям меньшего сжатия (находящимся, как правило, на периферии зоны столкновения) – в результате горизонтального выжимания. Оно как бы замыкает весь этот ряд компенсационных деформаций, не допуская избыточного утолщения коры либо ее непомерного выгибания по горизонтали в сплошной среде.

Для горизонтального выжимания, в отличие от горизонтального изгиба, не требуется значительного свободного пространства впереди штампа (напротив, это как раз категорически противопоказано), зато необходимо таковое сбоку. В данном смысле оба вида компенсационной деформации являются конкурирующими, однако они могут взаимодействовать.

Напомним некоторые характерные геометрические особенности изгибной деформации. На вогнутой стороне изгиба развивается тангенциальное сжатие и, соответственно, недостаток пространства; на выпуклой стороне некоей "нейтральной линии" изгиба [Эз, 1985] оно сменяется тангенциальным растяжением. Последнее определяет еще одно замечательное качество горизонтального изгиба – его способность к частичной автокомпенсации в сплошной среде. Иными словами, эффект от выгибания коры по ходу штампа может несколько сглаживаться за счет ее утонения при растяжении на внешней стороне изгиба.

Перечисленные свойства – плавность, способность распространяться на большую площадь и частичная автокомпенсация – делают горизонтальный изгиб важным инструментом внутриплитных деформаций. Поэтому, хотя главным предметом настоящего исследования является горизонтальное (латеральное) выжимание и связанные с ним структуры, попутно все время придется затрагивать вопросы, связанные с кинематикой изгиба в горизонтальной плоскости, а также качественно оценивать значение той или иной деформации.

Актуальность проблемы определяется недостаточной разработанностью знаний о тектонических перемещениях и структурах, возникающих при сжатии орогенных поясов, а также заметным усилением во всем мире интереса к вопросам коллизионной тектоники. Рассмотрению последних посвящены специальные международные симпозиумы, издаются сборники статей и монографии [Collision Tectonics, 1986; и др.]. Многие выдающиеся исследователи, как, например, американский геофизик и тектонист П. Молнар, полагают, что прогресс в изучении тектоносферы Земли ныне следует связывать с исследованием деформационных процессов на континентах [Molnar, 1988], тогда как океаническая геология, пережившая бум в 60-х годах, в этом смысле уже несколько себя исчерпала.

Проблема продольных горизонтальных перемещений внутри складчатых поясов, возникшая лишь в начале 70-х годов, ныне привлекает к себе внимание все более широкого круга ученых самого разнообразного профиля: тектонистов, специалистов по структурной геологии, палеогеографов, сейсмологов, палеомагнитологов. В настоящее время она является одной из центральных проблем коллизионной тектоники.

В кругу методов, применявшихся для доказательства факта явления горизонтального выжимания (а здесь использовались разными исследователями

довольно неодинаковые методы: от палеогеографических и структурно-геологических до геофизических – палеомагнитных и сейсмологических, а также методы тектонического моделирования) особое место занимают структурно-геологические, позволяющие полностью оконтурить двигающиеся блоки и установить направление их относительных перемещений. Между тем, какое либо обобщение, где бы рассматривалась структурно-геологическая диагностика данного явления, отсутствует, и именно это направление работы представляется автору одним из наиболее важных. Особое внимание здесь уделяется описанию геокинематических структурных рисунков, недостаточно рассматривавшихся в литературе.

Главная цель проведенного исследования – анализ структурообразующей роли латерального выжимания (на примере Альпийсо-Гималайского коллизионного пояса) – конкретизирована в следующих частных задачах:

1) независимое доказательство (на материале Кавказа и юга Средней Азии) реальности существования явления латерального выжимания;

2) типизация мегаструктур и структурных рисунков, облегчающих диагностику этого явления, а в более широком плане – совершенствование метода анализа структурных рисунков для изучения кинематики коллизионных зон;

3) региональный анализ структурных рисунков всего Альпийско-Гималайского пояса, на этой основе – расшифровка согласованных перемещений блоков, происходивших на коллизионной стадии развития.

Фактический материал для книги был собран в результате многолетних (начиная с 1962 г.) геологических исследований автора. Полевые работы проводились на Копетдаге, Большом Кавказе, в Куринской впадине и на складчатом обрамлении Южно-Каспийской впадины, а также в Сирии (зона Левантинского трансформного разлома и Пальмирская складчатая система). На основе полевых наблюдений (с обязательным использованием аэро- и космических снимков) составлен ряд геологических и структурных карт среднего–крупного масштаба.

Наибольшее внимание уделялось изучению сдвиговой тектоники, многие сдвиги были впервые доказаны автором. Одновременно проводились и общегеологические исследования, позволившие глубже понять кайнозойскую историю развития региона. Для решения вопросов типизации региональных структурных рисунков и для расшифровки орогенной геокинематики Альпийско-Гималайского пояса автор использовал многочисленные литературные и картографические материалы. Структура многих участков развития сдвигов анализировалась по данным дешифрирования космических снимков.

При проведении научных исследований и в процессе подготовки рукописи к изданию автор пользовался советами М. А. Безра, И. П. Гамкрелидзе, Б. В. Григорьянца, Н. В. Короновского, А. Л. Кулаковского, Н. Н. Курдина, М. Г. Леонова, Ю. Г. Леонова, В. С. Милеева, О. А. Сепашвили, В. Г. Трифонова, М. Н. Шапиро, С. И. Шермана, А. М. Шурыгина. Исключительно полезными были творческие контакты с В. С. Буртманом, М. А. Гончаровым, О. И. Гущенко, А. В. Лукьяновым, Л. М. Расцветаевым, В. Г. Трифоновым, В. Е. Хаиным, И. Г. Щерба. Помощь в проведении полевых работ автору оказали Н. Н. Курдин и Е. И. Блюмкин, а в графическом оформлении рукописи – В. Г. Коныгин, Л. Н. Сахарова и А. И. Соколова. Всем им автор выражает глубокую признательность.

Исследование поддержано Российским фондом фундаментальных исследований (грант № 96-05-65870) и Международной программой "Peri-Tethys" (грант № 95-96-41), а издание книги – Российским фондом фундаментальных исследований (грант № 96-05-78124). Я благодарю эти организации за оказанную финансовую поддержку.

Глава 1

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Представление о возможности выдавливания горных масс по горизонтали в места меньшего сжатия восходит к взглядам Э. Аргана [1935] о горизонтальном течении деформируемых пород в складчатых поясах. Однако в качестве самостоятельного научного направления оно выделилось только в конце 60-х – начале 70-х годов на базе успехов концепции неомобилизма. Этому способствовало массовое поступление новых данных: о крупных сдвигах [Ажгирей, 1960; Пейве, 1961; Буртман, Лукьянов и др., 1963; Буртман, Пейве, Руженцев, 1963; Воронов, 1969; Лукьянов, 1965; Расцветаев, 1966, 1973; Суворов, 1968; Crowell, 1960; Laubscher, 1971; Moody, Hill, 1956; Pavoni, 1961; Quennel 1958; Wellman, 1966; и др.], о широком распространении продольной горизонтальной линейности метаморфических пород [Милеев, 1977], о существенной роли явлений выжимания – нагнетания и течения при деформировании [Белоусов, 1971; Гончаров, 1979; Миллер, 1982; Рамберг, 1985], а также палеомагнитные данные [Баженов, 1979; Баженов, Буртман, 1990; Буртман, 1984, 1989; Klootwijk et al., 1981,1985; и др.] и результаты решения фокальных механизмов землетрясений [Николаев, 1978; Широкова, 1979; McKenzie, 1972, 1978; и др.].

Особое значение для настоящего исследования, касающегося только структурно-геологических аспектов рассматриваемой проблемы и, прежде всего, аспектов изучения крупных мегаструктур, имеют данные по сдвиговой тектонике, на которых придется специально остановиться. Рассмотрим лишь наиболее важные в теоретическом отношении работы и при этом только те, которые както стимулировали формирование представлений о возможности горизонтального перетока деформируемых масс к местам меньшего сжатия.

Дж. Муди и М. Хилл [Moody, Hill, 1956], одними из первых обобщившие материалы по сдвиговой тектонике ряда регионов мира, убедительно показали парагенетическую связь крупных сдвигов и возникающих рядом с ними зон эшелонированных складок. По данным этих исследователей, некоторое уменьшение реально наблюдаемого в природе угла скалывания от его теоретической величины, равной 45°, способно генерировать локальные поля напряжений, несколько отличающиеся по ориентировке своих осей от основного поля. В результате сдвиги более высоких порядков и ассоциирующие с ними складки отличаются по своей ориентировке на угол 20–30° от соответствующих структур более низкого порядка. Всего могут иметь место до трех порядков сдвигов, как и было проиллюстрировано авторами на примере ряда регионов, прежде всего Северной Америки.

Г. Хесс [Hess, 1948] и С. Кэри [Carey, 1955] обратили внимание на то обстоятельство, что многие структурные дуги (или "ороклины", по С. Кэри) с флангов

ограничены попутными сдвигами. Это позволило сделать вывод, что дуги могут возникать в результате тектонического течения. Г. Хесс сравнил их с ледниковыми глетчерами; для последних характерны поперечные морщины сжатия, вытянутые в сторону течения и поэтому имеющие дугообразную форму. Данные представления были поддержаны и развиты Г. Д. Ажгиреем [1960], который выявил ряд структурных дуг такого типа в ряде регионов мира, в том числе и на территории Альпийско-Гималайского орогенного пояса. Г. Д. Ажгирей показал, что краевые сдвиги, ограничивающие дуги, редко представлены одиночными разрывами и, как правило, выражены широкими пластическими зонами, состоящими из многочисленных кулисно расположенных разрывов и складок.

С. Кэри рассматривал признаки не только поступательного, но и вращательного (в горизонтальной плоскости) движения блоков [Carey, 1955]. Представление этого исследователя о наличии углового вращательного перекрытия ("сфенохазма") в Центральной Азии, связанного с поворотом Индии против часовой стрелки, поддержано некоторыми исследователями этого региона и сохраняет свое значение до сих пор.

А. В. Пейве [1961] установил, что многие глубинные разломы являются крутопадающими сдвигами, способными проникать в нижние горизонты коры. По мнению этого исследователя, земная кора в любой области состоит из множества перемещавшихся по латерали блоков, со всех сторон ограниченных разломами с горизонтальной амплитудой смещения: впереди – надвигами и взбросами, сзади – сбросами и раздвигами и с флангов – сдвигами. Соответственно следует ожидать наличия субгоризонтальных поверхностей смещения в подошвах блоков. Характерные примеры такой структуры были приведены для палеозойских складчатых областей бывшего СССР.

Руководимая А. В. Пейве группа (В. С. Буртман, В. В. Коптева, А. В. Лукьянов, С. В. Руженцев, А. И. Суворов, В. Г. Трифонов, И. Г. Щерба и др.) провела работу по выявлению сдвигов в разных регионах СССР и описала их диагностические критерии. Значение этого трудно переоценить, особенно учитывая отсутствие до тех пор исследований подобного рода и огромное противодействие консервативных фиксистских взглядов, безраздельно господствовавших тогда в геотектонике.

Из числа сдвигов, обнаруженных данным коллективом, в пределах рассматриваемой нами территории находятся такие крупные разрывы, как Таласо-Ферганский, Мургабский, Памиро-Каракорумский, Главный Копетдагский и др. Помимо коллективного вклада в науку группы в целом, следует отметить и ряд принципиально важных результатов, полученных её отдельными участниками. Так, А. И. Суворов [1968] ввел понятие о динамопаре – парагенетическом сочетании сдвига и зоны сжатия, возникшей на его затухании и компенсирующей горизонтальное смещение. А. В. Лукьянов [Буртман, Лукьянов и др., 1963; Лукьянов, 1965] рассмотрел теоретические вопросы кинематики горизонтальных перемещений и выделил типовые структурные рисунки, возникающие при сочетании разрывов разного знака. Метод анализа структурных рисунков и структурных парагенезов [Лукьянов, Щерба, 1972] получил затем широкое распространение. А. В. Лукьянов и В. С. Буртман специально рассмотрели природу крутошарнирных присдвиговых складок – аксоноклиналей [Лукьянов, 1965], или горизонтальных складок [Буртман, 1968].

Помимо диагностических аспектов, советских ученых интересовал тектодинамический аспект анализа сдвигов, связанный с восстановлением породившего их поля напряжений. Яркий пример в этом отношении дают труды тесно сотрудничавшего с группой А. В. Пейве Л. М. Расцветаева [1966, 1973, 1980, 1987а].

Данный исследователь доказал, что основное ("Главное") поле напряжений, ответственное за формирование новейшей структуры юга бывшего СССР, характеризовалось горизонтальным, субмеридиональным положением оси максимального сжатия. Кроме того, было установлено возникновение в этом поле частных ("кинематогенных") полей напряжений более высокого порядка, связанных с реакцией на перемещение блоков. Этот вывод представляет безусловный интерес и с теоретической точки зрения. Как показали исследования В. Г. Трифонова [Копп и др., 1964; Трифонов, 1971, 1976, 1983], которому принадлежит инициатива изучения наиболее молодых – позднеплейстоцен-голоценовых тектонических нарушений, субмеридионально ориентированное горизонтальное сжатие Альпийско-Гималайского пояса сохраняется, по существу, до сих пор.

Западные исследователи, напротив, шли по пути более углубленного изучения кинематики перемещений и деформаций, пытаясь установить изменение формы и размеров конкретных объемов земной коры. Э. Клоос на основании увеличенного угла между правым сдвигом Сан-Андреас и левым сдвигом Гарлок (как известно, теоретически двойной угол скалывания должен составлять не более 90°, здесь же угол между двумя разрывами достигает 120°) и ряда других признаков сделал вывод о вращении сдвигов и ограниченных ими блоков в горизонтальной плоскости [Cloos, 1955]. Он построил весьма убедительную палинспастическую схему соответствующей части Калифорнии. По существу, это первая в мире схема, где увязывались воедино разнонаправленные перемещения целого ряда небольших блоков.

Идею вращения сдвигов вокруг вертикальной оси убедительно доказал и детально разработал Р. Фройнд [Freund, 1970, 1974] на примере регионов Восточного Ирана, Пакистана, Новой Зеландии и Калифорнии. Со времени работ этого исследователя появляется все больше новых материалов (в том числе палеомагнитных), подтверждающих данную концепцию [Bazhenov, 1987; Carter et al.,1987; Ron et al., 1984]. Р. Фройнд детально рассмотрел особенности структуры на затуханиях вращающихся сдвигов. Здесь, по его мнению, должны возникать изгибы линий сместителей и их расщепление в плане на веера малоамплитудных сдвигов.

Ценность работ Р. Клооса и Р. Фройнда заключается в том, что в них, в отличие от прежних исследований, анализируются перемещения блоков не по отдельным сдвигам, а сразу рассматривается целый ансамбль блоков, часто двигающихся в самых разнообразных направлениях. Это, в свою очередь, позволяет выяснить более конкретно баланс масс при деформации и измерить количественные параметры последней. Соответствующие расчеты уже проводились [Freund, 1974; Ron et al., 1984].

И. Чаленко и Н. Амбрасейз, а затем Л. Уилкокс с соавторами изучили особенности деформации в пределах широких зон скалывания, или простого сдвига [Tchalenko, Ambraseys, 1970; Wilcox et al., 1973]. По данным этих авторов, развитые здесь малоамплитудные разрывы и трещины представлены в основном косоориентированными к линии главного сдвига оперяющими сдвигами того же знака (сколы Риделя, или R-сколы), которые в процессе разрушения могут пересекаться и осложняться сдвигами, субпараллельными линии главного разрыва (S-сколы). Кроме того, в определенных условиях возникают сдвиги противоположного знака (R_1-сколы), сильно разворачивающиеся в ходе смещения по главному сдвигу. Р. Фройнд проанализировал отличия геометрии деформации для для R- и R_1-сколов [Freund, 1974]. У. Харланд описал особенности структуры сдвигов, формирующихся при добавлении некоторого сжатия или, наоборот,

растяжения поперек линии сместителя [Harland, 1971] (соответственно "транспрессия" и "транстензия").

Цели настоящего исследования и объем монографии не позволяют в должной мере охарактеризовать все, даже наиболее крупные, работы по сдвиговой тектонике. Однако перед тем, как закончить соответствующую часть главы, нельзя не отметить тех ученых, которым удалось доказать региональные сдвиги в пределах рассматриваемой территории и чьи материалы были использованы нами в геокинематических построениях. Среди русскоязычных исследователей это, прежде всего, Л. В. Башелеишвили[1985], В. С. Войтович [1969], И. П. Гамкрелидзе [Гамкрелидзе, 1984, 1989; Гамкрелидзе, Гиоргибиани, 1985], П. И. Калугин [1946], В. Н. Крымус [1966], Г. И. Каляев [1946], В. И. Макаров [1989], М. Ю. Никитин [1987, 1988], В. Н. Огнев [1964], С. И. Шерман [1981, 1988] и др., а среди западных – Е. Бончев и Ю. Карагюлева [Karagjulieva et al., 1980], Ц. Гарфункель [Garfunkel, 1974, 1981; Garfunkel et al, 1981], Ж. Иллес [Illies, 1975], Г. Лаубшер [Laubscher, 1971], Н. Павони [Pavoni, 1961], Л. Ратсбахер [Ratsbacher et al., 1991], Л.-Э. Рику [Ricou, Siddans, 1986], А. Шенгёр [Sengor, 1979], У. Уэллман [Wellman, 1966] и др.

Данные по сдвиговой тектонике со всей определенностью свидетельствуют о господстве горизонтальных напряжений в коре складчатых поясов и о наличии вызванных этими напряжениями разнопорядковых горизонтальных перемещений. Последние часто происходят в форме крупномасштабного течения, генерирующего ороклины. Данные о вращении сдвигов и ограничиваемых ими блоков говорят о том, что поперечное сжатие участков складчатого пояса приводит к их удлинению в прямо перпендикулярном – продольном направлении.

Результаты анализа линейности метаморфических пород приводят с сходным выводам. Как показал В. С. Милеев [1977] на материале изучения метаморфических комплексов Казахстана, здесь существенно преобладает субгоризонтальная, продольная к складчатой зоне линейность (рис. 3, *А*). Это со всей очевидностью свидетельствует о существовании вызванного горизонтальным сжатием продольного течения масс. С этим так называемым "продольным горизонтальным расплющиванием" связано формирование своеобразного комплекса структур – сдвигов и брахиморфных складок с крутыми периклиналями.

Заканчивая рассмотрение предпосылок возникновения концепции латерального выжимания масс, нельзя не отметить представлений о неравномерности распределения в пространстве сжимающих усилий, вызывающих раздавливание складчатого пояса. Еще Э. Арган [1935] заметил, что границы Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса имеют чрезвычайно неровную конфигурацию и в местах сужения рамы (Альпийский, Кавказский и Памирский "синтаксисы") отмечается усиление деформаций. Так родилось представление о трех выступах ("шпорах") Гондваны, протыкающих более податливую кору геосинклинали Тетис. Повышенное сжатие напротив "шпор" реализовалось в формировании высоких гор покровного строения. Что же касается реактивного перетока горных масс по горизонтали, то Э. Арган лишь предполагал такую возможность, исходя из плавной дугообразной формы складчатых систем, свидетельствующей о возможном течении. Более определенных доказательств в ту пору еще не существовало.

В нашей стране на неравномерности сжатия складчатых поясов сконцентрировали внимание В. Е. Хаин [1984], Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский [1973]. Два последних исследователя, изучавших особенности пространственного распространения орогенного вулканизма, пришли к выводу о том, что раздувы Альпийско-Гималайского пояса характеризовались не только пониженным

сжатием, но и заметно увеличенным растяжением, которое, как считают эти авторы, могло быть реакцией на повышенное сжатие в синтаксисах.

Все рассмотренные в настоящей главе факты и точки зрения не могли не породить представления о том, что при неравномерном горизонтальном сжатии складчатого пояса способен возникать продольный переток деформируемого материала к менее сжатым участкам. Не случайно также, что данная концепция разрабатывалась в основном на материале изучения Альпийско-Гималайского пояса – наиболее протяженной и хорошо сохранившейся коллизионной структуры мира.

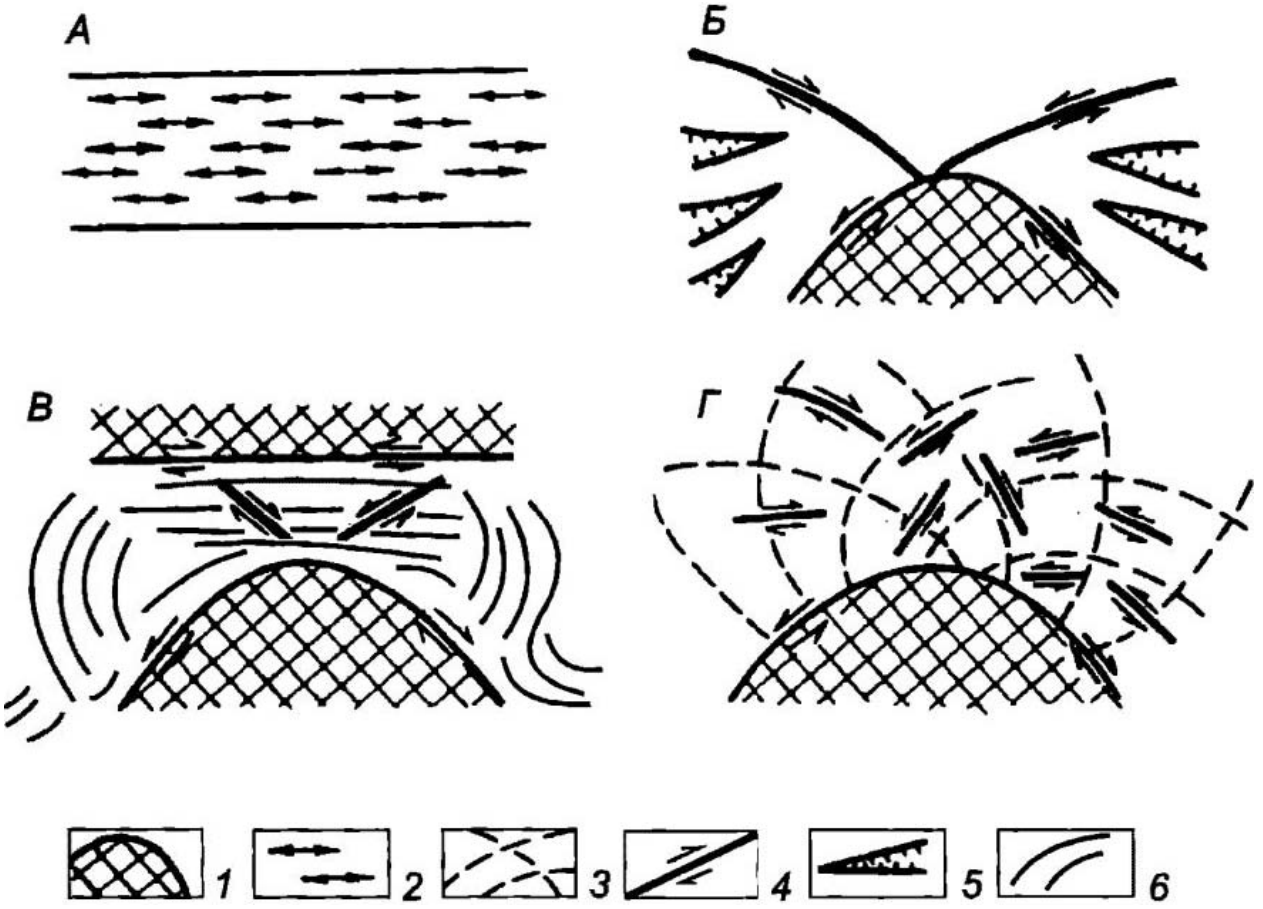


Рис.3. Различные методы доказательства факта существования процесса латерального выжимания масс

А – анализ метаморфической линейности [Милеев, 1977]; *Б* – изучение конфигурации сдвигов и связанных с ними структур растяжения [McKenzie, 1972]; *В* – анализ парагенетических сочетаний сдвигов и поперечных структур сжатия [Копп, 1979]; *Г* – сравнение плановой конфигурации сдвигов с рисунком траекторий касательных напряжений [Tapponnier, Molnar, 1976]

1 – блоки-индикаторы; *2* – направление метаморфической линейности; *3* – траектории максимальных касательных напряжений; *4* – сдвиги; *5* – раздвиги; *6* – структуры сжатия

Одним из первых к подобной точке зрения припел Д. Маккензи, изучившей особенности орогенной кинематики плит Ближнего и Среднего Востока [McKenzie, 1972]. Тот факт, что Анатолийская микроплита на востоке ограничена двумя сходящимися сдвигами разного знака – Северо-Анатолийским правым и Восточно-Анатолийским левым, привел этого автора к выводу о ее выталкивании из места столкновения Аравийской плиты с Евразиатской; данная точка зрения опиралась также на расчетные параметры движения последних. Скольжение на запад Анатолийской плиты компенсировалось ее укорочением в широтном

направлении и соответственным удлинением в меридиональном. Это удлинение привело в западной части к растяжению, сопровождавшемуся образованием широтных грабенов (рис. 3, *Б*).

Дж. Каммингс проанализировал характер поля напряжений при неоднородном сжатии [Cummings, 1976] и нашел, что линии сдвигов в Калифорнии укладываются в траектории касательных напряжений, которые должны возникать в деформируемом материале при внедрении в него жесткого штампа (см. рис. 3, *Г*). Область резкого увеличения сжатия маркируется точкой сочленения разноименных сдвигов Сан-Андреас и Гарлок, а находящийся между ними треугольный блок пустыни Мохаве сжат в меньшей степени и поэтому выталкивается к востоку. Точно такая же ситуация, по мнению указанного автора, наблюдается на Среднем Востоке: форма в плане линий сдвигов и характер их взаимного расположения указывают на выжимание к востоку треугольного блока Центрального-Восточного Ирана.

По существу, эту методику применили П. Молнар и П. Таппонье для доказательства вдавливания (индентации) жесткого Индостанского микроконтинента в более пластичную кору Евразии [Molnar, Tapponier, 1975; Tapponier, 1977; Tapponnier, Molnar, 1976]. Они обратили внимание на сходство рисунка, образуемого крупнейшими активными сдвигами Центральной Азии, с рисунком траекторий максимальных касательных напряжений при жесткопластическом вдавливании. Более того, по некоторым особенностям этого рисунка авторы попытались определить даже форму отдельных выступов Индостана, ответственных за усложнение структуры.[1]

По П. Молнару и П. Таппонье, латеральная экструзия начинается в результате приостановки роста гор из-за возросшей литостатической нагрузки. Кроме того, она в большей мере проявляется на некотором удалении от штампа, тогда как в непосредственной близости к последнему будет концентрироваться выжимание вверх, с образованием складок и надвигов. Возникновение рифтов и сбросов в Забайкалье и Северном Китае П. Молнар и П. Таппонье связывают с условиями растяжения, которое обязательно должно возникнуть на некотором удалении от штампа [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1976].

Одновременно с П. Таппонье [Tapponnier, 1977] необходимость латерального выжимания при формировании структуры Альп и Карпат обосновал А. Кэр [Caire, 1977]. К сходному выводу (относительно того, что деформация восточной части Альпийско-Гималайского пояса была вызвана внедрением жестких микроконтинентов) независимо пришел В. Г. Трифонов [1976, 1983], изучивший особенности распространения активных разрывов Кавказско-Иранской области.

Примерно в это же время происходили исследования автора монографии в горно-складчатом обрамлении Южного Каспия. Геологическая обстановка этого региона позволила применить другой способ обоснования факта латерального выжимания, дотоле не использовавшийся, а именно – анализ парагенетических соотношений со сдвигами поперечных структур сжатия, возникающих при сгруживании материала (см. рис. 3, *В*). На всем обрамлении Южно-Каспийской впадины присутствуют региональные сдвиги и, как показали исследования автора [Расцветаев, 1973, со ссылкой на М. Л. Коппа; Копп, 1979, 1981, 1982; Копп, Курдин, 1981], характер их расположения такой, что он позволяет судить о значительном сближении масс в районе Кавказского и Копетдагского синтаксисов и, кроме того, о выжимании в Южно-Каспийскую впадину Кобыстанского

---

[1] Впоследствии П. Таппонье с соавторами [Tapponnier et al., 1986] в связи с получением новой информации по сдвиговой тектонике юго-востока Азии в некоторой мере пересмотрели эти представления, в частности, для Ассамского синтаксиса.

и Западно-Копетдагского блоков. В пользу выжимания свидетельствует проявление во фронтальных частях этих блоков субширотного сжатия, сформировавшего поперечные (субмеридиональные) складки. Последние, как это установлено автором, находятся в парагенетических соотношениях со сдвигами. Сходным образом А. В. Лукьянов [1984, 1991] доказал подобный же стиль соотношений для субмеридиональных структур Таджикской депрессии, которые возникли в результате выжимания материала из Памирского синтаксиса к западу.

Различные структурно-геологические способы доказательства явления латерального выжимания, применявшиеся разными исследователями, схематически иллюстрируются нами на специальном рисунке (см. рис. 3).

В. С. Буртман, подробно проанализировавший палеомагнитные, историко- и структурно-геологические данные по обширной территории от Альп до Памира включительно, доказал вторичный характер изгиба большинства структурных дуг этой территории [Буртман, 1982, 1984, 1989]. Это обстоятельство, а также тот факт, что соседние структурные дуги разных размеров и формы часто бывают дисгармоничны и, кроме того, обычно разделены крупными продольными сдвигами, привели этого исследователя к выводу об отслоении и автономном течении крупных сегментов Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. Например, Карпатско-Понтийская ветвь последнего сминается в плане совершенно самостоятельно по отношению к Динарско-Таврской ветви [Буртман, 1984]. Подобное дифференцированное течение крупных продольных лент внутри складчатого пояса В. С. Буртман объясняет выжиманием материала из Альпийского, Кавказского, Памирского синтаксисов и ряда других более локальных деформационных "шеек" складчатого пояса.

К концу 70-х – началу 80-х годов концепция латерального перетока масс к местам меньшего сжатия завоевывает уже весьма широкое признание. Среди русскоязычных авторов, так или иначе рассматривавших эту проблему, в первую очередь следует назвать Ш. А. Адамия [Адамия и др., 1987], М. А. Безра [Artyushkov, Baer, 1986], И. П. Гамкрелидзе [1989], В. К. Кучая [1983], М. Г. Леонова [Коньгин и др., 1988], И. М. Сборщикова [1988], А. И. Суворова [1989], В. Е. Хаина [1964, 1984], Е. И. Широкову [1979], а среди западных – Ж. Анжелье и Кс. Ле Пишона [Le Pichon, Angelier, 1979], В. Богача [Bogacs, 1985], П. Дави и П. Кобболда, [Davy, Cobbold, 1988], М. Маттауэра [Mattauer, 1986], Л. -Э. Рику [Ricou, Siddans, 1986], Л. Ратсбахера и О. Мерля [Ratsbacher, Merle, 1991], К.Бёрка и А. Шенгёра [Burke, Sengor, 1986] и др. Характерно при этом, что явления латерального выжимания фиксируются в складчатых областях самого разного возраста и размера (от палеозоид Казахстана и Средней Азии до самых молодых складчатых систем Альпийско-Гималайского пояса) и устанавливаются всевозможными способами: структурно- и историко-геологическим, палеомагнитным, сейсмологическим.

Можно, таким образом, констатировать, что к началу 80-х годов соединенными усилиями нескольких исследователей (и в том числе автора) выделилось самостоятельное направление в коллизионной тектонике, определяемое как изучение внутренней кинематики коллизионных поясов. В его разработке ныне принимают участие ученые самого разнообразного профиля, среди которых одно из первых мест занимают специалисты по структурной геологии. Вместе с тем, какое-либо обобщение по структурно-геологической диагностике горизонтальных перемещений внутри коллизионных зон пока отсутствует, и настоящая книга является первой попыткой хотя бы отчасти восполнить соответствующий пробел знаний.

Глава 2

ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

Термин "горизонтальное (латеральное) выжимание" в кругу подобных. Данный термин был предложен автором настоящей работы [Копп, 1979, 1981] для обозначения продольного к складчатому поясу выталкивания деформируемых масс (альтернативного их выжиманию по вертикали вверх). Широко используемым англоязычным аналогом является термин "латеральная экструзия" ("lateral extrusion"), или "экструзионная тектоника" ("extrusion tectonics"), примерно в то же время введенный в литературу французскими исследователями [Tapponnier et al., 1981, 1986]. Учитывая, однако, что в геологической литературе термин "экструзия" давно привился для выделения особой группы выжатых магматических тел и обычно не используется для обозначения явления выжимания в широком смысле (никто, например, не назовет процесс выжимания шарьяжа из рубцовой зоны "экструзией"), автор больше предпочитает применять термин "выжимание", а на английский язык его переводит словом "squeezing" или "squeezing-out", которое характеризует выжимание пасты из тюбика, выжимание сока из фруктов и им подобные явления.

Близок к рассматриваемому и термин "индентационная тектоника" ("indentational tectonics") [Davy, Cobbold, 1988], определяющий весь круг вопросов, связанных с деформацией складчатого пояса жестким внедряющимся штампом, или индентором ("indent" – зубец, выступ). Однако соответствие неполное, ибо латеральное выжимание – лишь одна из вероятных составляющих результирующей деформации (см. "Введение"), и, кроме того, при определенных условиях оно может вообще не происходить (например, полностью заменяться горизонтальным изгибом). Кроме того, выжимание в любом направлении способно проявиться и без воздействия штампа, в реологически однородной среде – только за счет концентрации напряжений сжатия или растяжения в локальных местах. Наконец, весьма удачным – образным и кратким – представляется термин "тектонический эскейп" ("escape" – побег) [Burke, Sengor, 1988]. В нашей работе он будет использоваться наряду с "латеральным выжиманием" и "латеральной экструзией".

Выжимание, нагнетание, аккумуляция. Процесс выжимания (неважно, в каком измерении) включает как тектоническую денудацию деформируемого объема, так и переотложение материала; оба эти процесса неразрывно связаны между собой и для каждой материальной частицы происходят последовательно. Строго говоря, следует выделять еще и третью, промежуточную составляющую процесса – транспортировку материала, но связанные с ней структуры (для горизонтального выжимания это – сдвиги) обычно можно рассматривать вместе со структурами, возникающими в областях денудации и аккумуляции. Во всяком случае нас

здесь будут интересовать именно те качества сдвигов, которые говорят об их принадлежности к той или иной из вышеупомянутых областей.

В. В. Белоусов и его коллеги [Белоусов, 1971, 1976; Гзовский, 1975; Гончаров, 1979, 1995; Поля напряжений и деформаций..., 1979; Эз, 1985] предлагают называть процессы тектонической денудации и аккумуляции соответственно "выжиманием" (в узком смысле) и "нагнетанием". Однако исчерпывающим из этих двух терминов можно признать только первый из них, тогда как в отношении универсальности второго приходится сомневаться. Дело в том, что явление нагнетания, как его обычно определяют физики и инженеры (накачивание под давлением в какую-либо герметичную полость вещества, которое способно уплотняться), относится к числу неустойчивых систем, склонных к саморазрушению, и поэтому соответствующий термин вряд ли можно использовать для характеристики окончательной (завершенной) тектонической аккумуляции выжатого материала. Когда рассматривается деформация в замкнутом пространстве, например, в ядре диапировой складки (как это делают исследователи группы В. В. Белоусова), здесь уместно говорить именно о нагнетании.

Если же мы переходим к анализу граничных сред (а присутствие такого фактора, как свободная поверхность Земли, в ряде случаев делает это неизбежным), то тут применение данного термина оказывается в ряде случаев уже невозможным. Можно ли, например, сказать, что тектонический покров, выжатый из своего корня, "нагнетается" в передовой прогиб? Вряд ли, ибо тело покрова при этом не претерпевает никакого тектонического уменьшения объема и передвигается по земной поверхности в целом свободно, подчиняясь в значительной мере закону тяготения. Точно так же, как мы постараемся показать ниже, перемещаются по поверхности потоки выжатого в результате латерального выжимания материала.

Несовершенство термина "нагнетание" выступает даже тогда, когда детально анализируется сама диапировая тектоника, на почве которой он и появился. Так, если его можно и нужно использовать для криптодиапиров, в ядрах которых застревает легкий и пластичный материал, удаленный из-под днищ соседних мульд, то как быть с полными диапирами, когда накопившаяся соль и ее аналоги разрывают кровлю купола и извергаются на поверхность? На этой стадии процесса неустойчивая система разрушается, и ни о каком нагнетании здесь говорить уже не приходится (разве лишь о ликвидации создавших его условий). Зато только теперь выжатый из своего первоначального положения материал получает возможность для прочной аккумуляции на земной поверхности.

Приведенный пример показывает, что в аккумулятивном звене процесса выжимания следует рассматривать по крайней мере два возможных варианта: неустойчивой аккумуляции под давлением (или нагнетания) и устойчивой, свободной аккумуляции (или просто аккумуляции). Совершенно необязательно, что в реальных условиях оба они будут представлены равнозначно: криптодиапир может так и остаться таковым, а, в то же время, выжимаемый материал способен без всякого нагнетания переместиться непосредственно к поверхности, скажем, по уже существующим зонам разломов. Однако учитывать тот и другой нужно.

При рассмотрении особенностей выжимания для горизонтальной плоскости выделить обстановку нагнетания (в физическом смысле) становится труднее: наличие свободной поверхности Земли допускает разгрузку скучивающихся по горизонтали масс посредством их выжимания вверх. Тем не менее, по ряду причин (одной из них является увеличивающаяся с ростом орогена его тяжесть, ограничивающая масштаб воздымания) полной разгрузки все-таки не происходит, и на некоторых участках сохраняется всестороннее давление. В любом

случае там имеет место по крайней мере двустороннее сжатие в горизонтальной плоскости, которое мы и примем здесь в качестве необходимого и достаточного признака горизонтального нагнетания. Весьма характерны здесь усложнение плана складчатости, резкое усиление орогенного воздымания и метаморфическое уплотнение пород. Обстановка недостатка пространства, способствующая нагнетанию, особенно характерна для тыловой части выжимаемых по горизонтали клиновидных блоков, зажатых между сдвигами разного знака, и для лобовой части блоков-инденторов, где происходит особенно большое скопление материала.

Участки скучивания горных масс из-за возросшей тяжести гравитационно неустойчивы и подвергаются денудации – как тектонической (каждый такой домен в свою очередь является объектом горизонтального выжимания), так и в результате действия экзогенных процессов. Кроме того, как и в обычных диапирах, накопление избыточного материала само по себе является источником деформации соседних участков.

Однако в системах, связанных с горизонтальным перераспределением масс при коллизии, всегда находится место и для их спокойной устойчивой аккумуляции, не осложненной наложенными деформациями. Прежде всего, это промежутки между блоками-штампами, где сильно ослабевает общее горизонтальное сжатие, и, кроме того, обычно утонена кора. В отличие от областей нагнетания здесь горизонтальное сжатие заметно уступает место широкомасштабному надвиганию (со сдвигами на флангах), в процессе которого деформируемый материал стремится не скучиваться, а, напротив, распределяться на площади по возможности более тонким слоем. Кое-где при этом проявляется даже некоторое растяжение.

Итак, изложенные соображения показывают, что процесс латерального выжимания в наиболее полном своем выражении состоит из трех составляющих его частей: выжимания (в узком смысле, как проявления тектонической денудации), нагнетания (неустойчивой аккумуляции) и устойчивой аккумуляции. При этом в каждом конкретном случае обязательным является наличие первой из них и по крайней мере одной из двух последних. Дадим определение для каждого из вышеупомянутых явлений.

"Латеральное выжимание" ("lateral sqeezing-out" или "lateral exclusion") – явление тектонической денудации, вызванной односторонним горизонтальным сжатием и компенсирующим его горизонтальным растяжением (или меньшим сжатием); определяющий вид деформации – чистый сдвиг в горизонтальной плоскости; характерные структуры – продольные (к складчатой зоне), а также диагональные, но в ходе деформации антитетически поворачивающиеся к продольному направлению, сдвиги, продольная линейность динамометаморфического происхождения.

"Латеральное нагнетание" ("lateral pumping") – неустойчивая аккумуляция выжатого материала в обстановке всестороннего или двустороннего горизонтального сжатия и повышенного литостатического давления; определяющие виды деформации: а) чистый сдвиг с удлинением по вертикали, происходящий по крайней мере в двух плоскостях, б) чистый сдвиг в горизонтальной плоскости, а также в) общее уплотнение (компрессия) деформируемого объема. Характерные структуры – перекрестная складчатость, прихотливо изогнутые в плане структурные дуги ("фестоны"), образовавшиеся за счет продольного изгиба складчатых зон в горизонтальной плоскости, пересекающиеся метаморфические линейности и сланцеватости.

"Латеральная аккумуляция" ("lateral accumulation") – устойчивое тектоническое сгруживание выжатого материала, происходящее в поле действия силы

тяжести, при ослаблении тектонической нагрузки (при этом последняя представлена уже не сжатием, а однонаправленным усилием); определяющий вид деформации – простой сдвиг в вертикальной и горизонтальной плоскостях и связанные с ним горизонтальные сжатие и растяжение 2-го порядка. Характерные структуры – шарьяжи течения ("тектонические оплывины"), ограниченные сдвигами на флангах, структуры общего "тонкокожного" срыва ("thin-skin tectonics"), системы сильно изогнутых субпараллельных складчатых дуг, образовавшихся при поперечном изгибе в горизонтальной плоскости.

Компрессионный фронт и геодинамическое (тектоническое) убежище. Иногда бывает необходимо обозначить места резкого усиления или, напротив, ослабления по латерали горизонтального сжатия, приложенного к складчатому поясу. Первые из них в литературе часто именуются "фронтами" ("коллизионный", "надвиговый", "метаморфический" "фронты" и т. д.). Как правило, эти наименования прикладываются к весьма крупным структурам регионального и надрегионального масштаба. Более общим и, вместе с тем, внемасштабным нам представляется термин "компрессионный" фронт, который означает только некий участок усиления сжатия в деформируемом объеме любого ранга и в любой плоскости.

Продолжая взятую "военно-фортификационную" терминологическую линию, антипод компрессионного фронта, сопряженную с ним по латерали область ослабления сжатия можно именовать "геодинамическим (тектоническим) убежищем" [Копп, 1979, 1981, 1991а] или, если использовать применяемый в палеоэкологической литературе термин "азиль" ("asylum" – убежище), означающий природное укрытие для реликтовой фауны и флоры – "тектоническим азилем".

Термин "тектонический азиль" близок по значению распространенному термину "деформационная тень" [Белоусов, 1971], который обозначает пустоты на боковых стенках порфиробластов, распирающих менее вязкий матрикс в метаморфической породе. Поскольку эти стенки ориентированы поперек сланцеватости, сжатие на них существенно меньше, и поэтому здесь происходит кристаллизация вторичных минералов. Если перенести то же самое из микро- в мегаструктурный масштаб, то подобные "тени", вероятно, могут кое-где присутствовать.

Сходство двух вышеупомянутых терминов, таким образом, очевидно. Тем не менее, существуют серьезные основания, ограничивающие возможность применения второго из них для задач настоящего исследования. Прежде всего, это сама суть рассматриваемых процессов. В деформационных тенях, по определению, не может быть сильных деформаций; именно потому сюда и проникают растворы, осаждающие вторичные минералы. Что же касается тектонических азилей, то, напротив, происходящие в них деформации, связанные с аккумуляцией выжатого материала, могут быть достаточно велики, особенно в областях нагнетания.

"Горизонтальные" структурные формы. Некогда В. С. Буртман [1968] предложил термин "горизонтальные складки" для изгибов в горизонтальной плоскости слоев и других плоских элементов, прежде наклоненных субвертикально. Конкретизируя термин, можно выделить горизонтальные складки, образованные соответственно при продольном и поперечном видах изгиба. Могут, таким образом, существовать "горизонтальные складки продольного изгиба", а наряду с ними – "горизонтальные складки поперечного изгиба", "горизонтальные штамповые складки", "горизонтальные диапиры" или, например, "горизонтальные складки поперечного воздействия" (обобщенное наименование всех подобных структур, предложенное В. В. Эзом [1985]). В мегатектоническом

масштабе в качестве изгибаемых элементов будут рассматриваться складчато-надвиговые и структурно-формационные зоны.

Там, где описывается морфология структурных дуг, читателю могут встретиться термины "ядро", "замок", "свод" и "крыло", разработанные для характеристики обычных складок в вертикальной плоскости; наряду с ними употребляются и равнозначные термины "вершина" дуги (аналог замка складки) и "фланг" дуги (аналог крыла складки).

К сводам горизонтальных складок поперечного воздействия часто бывает приурочен ограниченный сдвигами клиновидный или трапециевидный блок, вдавленный навстречу направления "роста" такой структуры. По существу, он аналогичен грабену на своде обычной вертикальной складки и поэтому структуры такого рода именуются нами "горизонтальными грабенами" [Копп, 1991а,б, 1994]. В соответствии с общепринятыми терминами можно выделить "днище" грабена (острие клиновидного или трапециевидного блока) и его "плечи". Как для всех грабенообразных структур, следует ожидать выжимания материала "из-под" днища горизонтального грабена и его компенсационного нагнетания в плечи последнего.

Наконец, аналогией с обычными складками продиктовано и выделение так называемой оси растекания – линии водораздела между выжимаемыми по латерали (в две противоположные стороны) потоками деформируемого материала. Эта линия может быть сопоставлена со следом в вертикальном сечении осевой плоскости вертикальной складки поперечного воздействия.

Глава 3

ЛАТЕРАЛЬНОЕ ВЫЖИМАНИЕ МАСС В ЮЖНО-КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ (в связи с проблемой происхождения поперечной складчатости)

3.1. Постановка проблемы

В орогенных поясах коллизионного происхождения, и в том числе в Альпийско-Гималайском, широкое распространение имеют поперечные структуры сжатия, развитые чаще всего на периклиналях горно-складчатых систем. Одной из наиболее характерных областей их распространения является Южно-Каспийский регион, включающий одноименную впадину и соседние погружения Кавказа и Копетдага.

Обзор представлений о генезисе поперечных складок. Термин "поперечные складчатые зоны" неоднозначно трактуется в геологической литературе. Здесь под этим названием рассматриваются только такие складчатые зоны, которые на всем протяжении, или хотя бы в отдельных местах, пересекают основные продольные (параллельные коллизионному поясу) складчатые системы либо торцово к ним причленяются, в результате чего образуется перекрестный структурный план. Помимо Южно-Каспийского региона, характерные представители структур такого рода встречаются в Таджикской депрессии и Керченско-Таманской структурной седловине, в Рионской впадине, на западе Северного Афганистана и в Центральной Анатолии. Как правило, они приурочены к крупным межгорным прогибам, часто поперечным, и сформировались в самые заключительные эпохи альпийского тектогенеза, в конце миоцена и после него. Во всех перечисленных местах хорошо выражен секущий характер поперечных складок. Гораздо более условно к разряду поперечных структур следует относить участки дугообразных, но в целом продольных складчатых систем: хоть некоторые из этих отрезков ориентированы строго поперек Альпийско-Гималайского пояса (Восточно-Иранская и Киртарская складчатые системы, меридиональный отрезок Западного Эльбурса с Талышом), во всех случаях переход к продольной ориентировке осуществляется плавно, без пересечения.

Вопрос о происхождении поперечных структур сжатия дискутируется давно. Так, для одной лишь Южно-Каспийской области их развития привлекаются следующие объяснения: глиняный диапиризм [Губкин, 1934], заворот структурных линий в связи с изгибом дуги Эльбурса [Семенович, 1959], экранирующее влияние Южно-Каспийского срединного массива [Годин, 1960], поверхностное сжатие над глубинными сбросами [Туголесов, 1965], отражение в осадочном чехле разломов фундамента [Амурский и др., 1966], общая смена структурного плана в связи с новообразованием меридионального Каспийского прогиба [Григорьянц, 1968, 1984; Рихтер, 1964]. Столь же противоречивы мнения относительно структур Таджикской депрессии.

Многие исследователи считают, что на простирание складчатых зон оказывают влияние трансорогенные разломы типа Транскавказского или

Урало-Оманского [Хаин, 1964]. В. Г. Рихтер [1964], подробно рассматривавший особенности строения поперечных складчатых зон Евразии, сделал вывод, что все они приурочены к наложенным грабенообразным прогибам с запаздывающим типом развития. Возникновение же самой складчатости в этих прогибах В. Г. Рихтер связывал с трансформацией вертикальных усилий в горизонтальные около разломов.

Как видим, все приведенные точки зрения предполагают существование двух независимых источников напряжений для продольной и поперечной складчатостей. Тот факт, что одновременное возникновение структур с двумя различными простираниями невозможно объяснить однонаправленным сжатием, приложенным к геосинклинальному поясу извне, иногда служил аргументом в пользу фиксистских концепций складкообразования [Белоусов, 1976].

Однако наряду с этим в последние десятилетия развивались представления о ведущей роли горизонтальных усилий в формировании всех сложных неоднородностей структурного плана и о взаимосвязи частных полей напряжений, создающих эти неоднородности. Так, издавна существует традиция объяснять криволинейную форму складчатых цепей изгибом в горизонтальной плоскости [Ажгирей, 1960; Carey, 1955; Hess, 1948].

Начиная с 60-х годов, образование поперечных и диагональных складчатых зон начинают связывать с напряжениями на участках затухания крупных сдвигов [Буртман, Лукьянов и др., 1963; Копп, 1971а,в; Крымус, 1966; Лукьянов, 1965; Расцветаев, 1966, 1973; Суворов, 1968]. По мнению Л. М. Расцветаева, подробно обосновавшего эту точку зрения применительно к альпидам юга бывшего СССР, в главном поле напряжений с меридиональной ориентировкой сжатия формировалась строго ориентированная система зон деформаций: субширотных структур сжатия, диагональных сдвигов и меридиональных сбросов и раздвигов. В свою очередь, перемещения ограниченных сдвигами блоков генерировали более локальные "кинематогенные" поля напряжений, в которых возникал комплекс структур второго порядка – зон сжатия, поперечных главным сдвигам (т.е. тоже диагональных) и сочетающихся с ними сдвигов и раздвигов. В данной концепции присутствовал механизм взаимодействия разнопорядковых полей напряжений, и поэтому она представляла собой существенный шаг вперед в интересующем нас отношении. Однако с рассмотренной точки зрения могли быть объяснены лишь диагональные, но отнюдь не поперечные структуры сжатия: поперечную, т.е. меридиональную, ориентировку должны иметь раздвиги. Первоначально заложенное в концепцию мнение о хрупком характере скалывания коры не оставляло в ней места для представлений о выжимании деформируемого материала и его течении в горизонтальной плоскости, поэтому оставалась необъясненной дугообразная форма складчатых зон. Впоследствии Л. М. Расцветаев дополнил свою систему взглядов соответствующими представлениями [Расцветаев, 1980, 1987а].

Эти вопросы могут быть разрешены, если считать, что сжатие орогенного пояса распределено в пространстве не непрерывно, а дискретно: в некоторых местах, особенно впереди двигающихся по горизонтали литосферных блоков, сжатие велико, а в других мало или вообще отсутствует. На этой основе и построена предлагаемая концепция образования поперечных структур сжатия, обоснованная на материале изучавшегося автором горно-складчатого обрамления Южно-Каспийской впадины [Копп, 1979, 1981, 1982]. К аналогичному выводу относительно генезиса поперечных складок Таджикской депрессии независимо пришел А. В. Лукьянов [1984, 1991].

Предполагаемый механизм образования поперечных складчатых зон. Вкратце рассматриваемый механизм можно охарактеризовать следующим образом: 1) совокупность продольных и поперечных складчатых зон возникает в результате общего горизонтального сжатия, направленного поперек орогенного пояса; 2) горизонтальное сжатие распределено неравномерно вдоль последнего: в некоторых местах оно больше, в других – меньше; 3) деформируемый материал коры выдавливается из мест наибольшего горизонтального сжатия к менее сжатым участкам; 4) на участках сгруживания выжатого материала и создаются поперечные структуры сжатия.

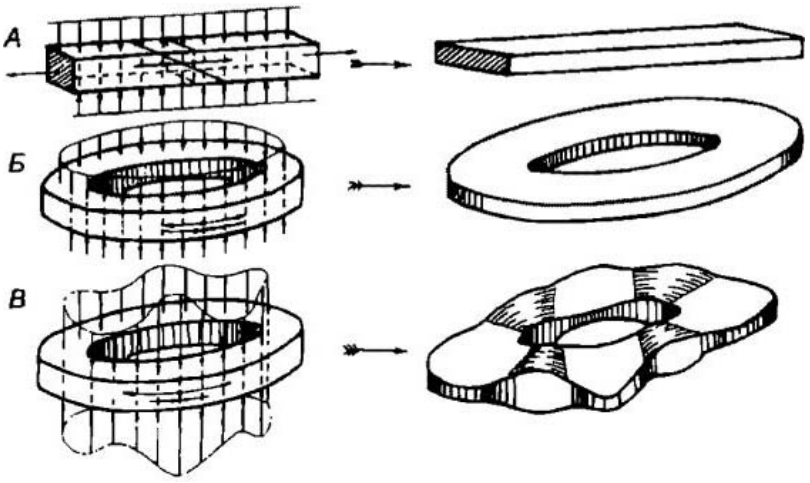


Рис.4. Принципиальная схема механизма горизонтального выдавливания
Пояснения см. в тексте

Рассмотрим теперь его границы (рис. 4, 5). Представьте деформируемый складчатый пояс в виде бруса, который подвергается сжатию, равномерно распределенному в пространстве и ориентированному в горизонтальной плоскости (ей отвечает плоскость рисунка, если не обращать внимание на объемный способ изображения предметов). Сжатие вызовет растяжение в плоскости, перпендикулярной вектору сжимающего напряжения и, если брус имеет свободные окончания (см. рис. 4, *А*), он может растянуться и в длину и по вертикали. Если же свободные окончания убрать (например, орогенный пояс опоясывает весь Земной шар в виде кольца – см. рис. 4, *Б*), продольное удлинение произойти уже не сможет и брус растянется только по вертикали.

Положение, однако, существенно изменится, если сжимающие напряжения будут неравномерно распределены в пространстве (см. рис. 4, *В*). Тогда на участках их концентрации вновь возникнут избыточные растягивающие напряжения, ориентированные вдоль бруса, но поскольку они уже не в состоянии растянуть его в длину, то приведут лишь к локальному перераспределению материала из мест большего сжатия к менее сжатым участкам. В итоге брус в одних местах сузится по горизонтали, а в других – утолстится.

Можно сделать вывод, что обязательное условие возникновения процесса латерального выжимания – это неравномерность горизонтального сжатия, приложенного извне к деформируемому складчатому поясу: в разных пересечениях оно должно иметь неодинаковую интенсивность. Иными словами, должны присутствовать менее сжатые участки – геодинамические убежища ("азили"), способные принять и сохранить выжатый материал.

Среди всех современных геотектонических гипотез лучше всего объясняет неравномерность распределения горизонтального сжатия концепция мобилизма:

каждый передвигающийся по горизонтали блок создает впереди себя собственное поле напряжений, дополнительно усложняющееся из-за неровностей границ блока. Действуя как штампы, эти блоки будут деформировать выдавливаемый материал коры в двух направлениях: вверх, в результате чего возникнут надвиги, кливаж, основная продольная складчатость и сам ороген, и по горизонтали – в геодинамические убежища, что приведет к формированию сдвигов и сопряженных с ними продольных и поперечных зон сжатия (см. рис. 5, *А-В*). Очевидно, существенную роль в выборе первого или второго направлений выжимания играет также сила тяжести, все более возрастающая в ходе подъема орогена и в конечном итоге ограничивающая его рост.

Этими условиями должны определяться благоприятные факторы возникновения поперечных складчатых зон: в пространстве – периклинальные окончания горно-складчатых систем и структурные седловины между ними, во времени – коллизионный этап, особенно его заключительная стадия.

Таковы динамические факторы, приводящие к преобразованию первичного горизонтального сжатия, приложенного извне к орогенному поясу, во вторичное, являющееся следствием деформации. Однако ориентировка возникающих при этом вторичных структур сжатия зависит уже от сопутствующих условий и от местоположения в пределах зоны динамического влияния соответствующего блока-штампа. В двух альтернативных вариантах поток выжатого материала либо по всей длине сохранит свое продольное компрессионному фронту направление (см. рис. 5, *А*), либо, изменив его на 90°, выдавится в промежуток между штампами (см. рис. 5, *Б*). Поперечную ориентировку зоны вторичного сжатия будут иметь только в первом из рассмотренных случаев, во втором они окажутся параллельными компрессионному фронту, но отодвинутыми от него по поперечным сдвигам. Эти два вида деформации могут сочетаться (см. рис. 5, *В*).

Территория Южно-Каспийского региона весьма удобна для проверки роли процесса латерального выжимания в формировании поперечных складок. Во-первых, этот регион весьма неравномерно сжат: на западе и востоке он ограничен двумя крупными пережимами Альпийско-Гималайского пояса – Кавказским и Копетдагским, где наблюдается общее усложнение покровно-складчатой структуры и увеличение степени роста орогенного воздымания; в самой же Южно-Каспийской впадине деформации сжатия ослабевают и параллельно возрастает роль структур растяжения. Во-вторых, здесь хорошо представлены поперечные складки, которые доступны непосредственному изучению на Юго-Восточном Кавказе (Кобыстан) и на Северо-Западном Копетдаге.

Как следует из рассмотренного механизма, полное структурно-геологическое обоснование связи поперечных складчатых зон с процессом латерального выжимания масс должно включать доказательства: 1) наличия раздвигов и других структур продольного удлинения в местах выжимания материала; 2) существования региональных сдвигов – тех поверхностей раздела, по которым происходило перемещение выжатого материала; 3) ведущей роли бокового сжатия при формировании поперечных складчатых зон; 4) их пространственно-временной связи со сдвигами.

Уловить признаки растяжения и продольного удлинения складчатой зоны в области выжимания материала представляется весьма непростой задачей, так как здесь сильно развиты надвиговые деформации, маскирующие сдвиги (и, тем более, сбросы и раздвиги). Наблюдаемые на картах выклинивания и пережимы тектонических зон могут быть связаны как с латеральным выжиманием, так и с их надвиговым перекрытием. Некоторые приемы диагностики структур продольного удлинения рассмотрены нами в следующей главе (см. гл. 4), в том числе

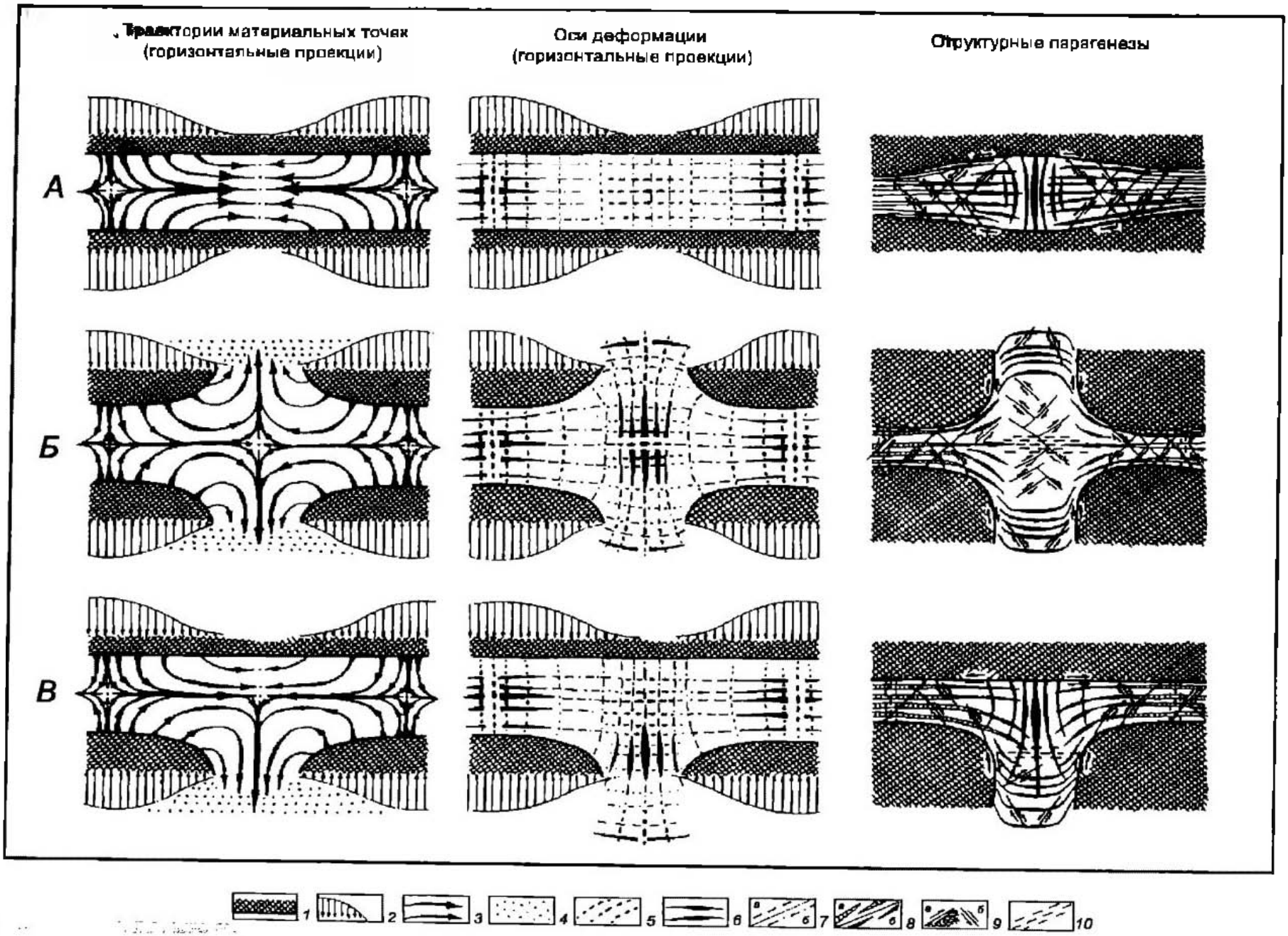

Траектории материальных точек
(горизонтальные проекции)
Оси деформации
(горизонтальные проекции)
Структурные парагенезы
А
Б
В
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Рис.5. Варианты ориентировок зон компенсационного горизонтального сжатия при латеральном выжимании [Копп, 1979]

Зоны сжатия: *А* – поперечная к орогеническому поясу, *Б* – продольная, *В* – комбинация поперечной и продольной зон сжатия

1 – деформирующие блоки (инденторы); *2* – эпюры деформирующих сил; *3,4* – деформируемый комплекс: *3* – траектории относительного перемещения материала (толщина и частота расположения стрелок пропорциональны скорости перемещения в соответствующих пересечениях), *4* – неподвижное состояние материала; *5–7* – оси деформации (толщина и частота расположения знаков пропорциональны величине деформации в соответствующих пересечениях): *5* – ось наибольшего сжатия (наименьшего растяжения), *6* – ось наибольшего растяжения (наименьшего сжатия), *7* – средняя ось (*а* – слабое растяжение, *б* – слабое сжатие); *8–10* – тектонические структуры: *8* – горизонтального сжатия с вертикальным растяжением – складки, надвиги (*а* – сформированные до начала латерального выжимания, *б* – формирующиеся при нем), *9* – горизонтального сдвига, развитые: *а* – на крыльях деформирующих блоков, *б* – в деформируемом объеме, *10* – горизонтального растяжения (штрихи перпендикулярны направлению растяжения)

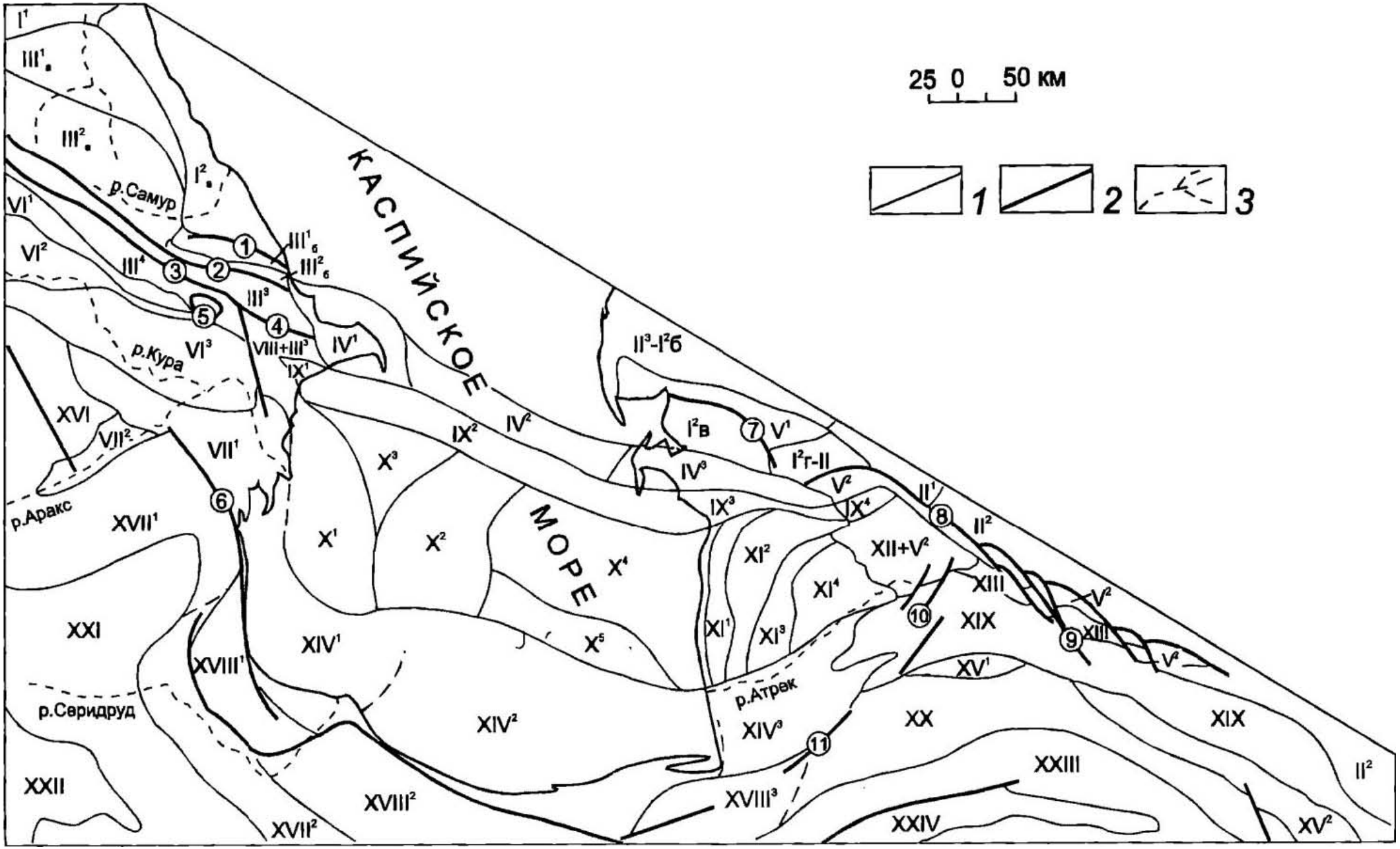
и на примере Кавказского и Копетдагского синтаксисов. Несколько легче обосновать три последних положения.

Соответствующим образом материал настоящей главы сгруппирован в две главные части. В первой из них рассматриваются региональные сдвиги рассматриваемой территории, а во второй – поперечные складки и их соотношения со сдвигами. Обе эти части предваряются разделом, где кратко охарактеризованы основные черты тектоники Южно-Каспийского региона.

3.2. Краткая тектоническая характеристика

Южно-Каспийская межгорная впадина разделяет две наиболее северные горно-складчатые цепи центральной части Альпийско-Гималайского пояса: Большекавказско-Копетдагскую и Понтийско-Биналудскую. Первая в рассматриваемом регионе представлена складчатым сооружением Юго-Восточного Кавказа и передовой зоны Копетдага (они соединены узкой линейной антиклинальной цепью Апшеронского порога). Эта приблизительно линейная система дислокаций, как считают некоторые исследователи, связана с крупным разломом, приуроченным к границе орогенного пояса и Скифско-Туранской молодой платформы – "Крымско-Копетдагской шовной зоной" [Расцветаев, 1973]. Понтийско-Биналудская цепь, включающая здесь складчатые системы Малого Кавказа, Талыша, Эльбурса и Аладаг-Биналуда (он же – Южный Копетдаг), в плане синусоидально изогнута (рис. 6, 7); на западе плавность этого изгиба нарушена выступающим к северу Талышским мегантиклинорием. Обособление Южно-Каспийской впадины от Черноморско-Кавказского бассейна приходится на неоген, ее прогибание особенно резко усилилось на рубеже миоцена–плиоцена; строение фундамента, донеогеновая предыстория развития и механизм образования ее пока неясны.

Южно-Каспийский регион, если его понимать в широком смысле как участок поперечного погружения Альпийско-Гималайского пояса между Кавказским и Копетдагским синтаксисами, включает всю одноименную впадину вместе с ее центриклиналями (или, точнее, структурными террасами) – Куринской и Западно-Туркменской впадинами, а также горно-складчатые сооружения Восточного и Юго-Восточного Кавказа Малого Кавказа (Сомхито-Кафанский


25 0 50 км
1
2
3
КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
р.Самур
р.Кура
р.Аракс
р.Серидруд
р.Атрек

антиклинорий), Талыша, Эльбурса и Копетдага. Здесь рассматривается, однако, не вся эта территория, а лишь та ее часть, где сосредоточены поперечные складки: Юго-Восточный Кавказ (прежде всего его Шемахино-Кобыстанская ступень), Западный Копетдаг и разделяющая их Южно-Каспийская акватория.

Рис.6. Схема тектонического районирования Южно-Каспийской впадины и ее горно-складчатого обрамления

1 – границы тектонических единиц; *2* – крупнейшие разрывы; *3* – гидросеть

Передовые прогибы (I–II): I – *Предкавказский* (Терско-Каспийская ячея): I^1 –Чеченская впадина, I^2 – Кусарско-Межбалханская продольная система прогибов ($I^2_а$ – Кусаро-Дивичеинский участок, $I^2_б$ – Среднекаспийский участок, $I^2_в$ – Келькорский участок, $I^2_г$+II – Межбалханский участок; II – *Предкопетдагский*: II^1 – Казанджикская ячея, II^2 – Ашхабадская ячея, II^3–$I^2_б$ – Предбалханский прогиб

Большекавказско-Копетдагская ветвь Альпийско-Гималайского пояса (III–V): III – *Восточное погружение Большого Кавказа*: III^1 – краевые зоны складчатого сооружения, унаследовавшие шельфовые прогибы ($III^1_а$ – зона Известнякового Дагестана, $III^1_б$ – Шахдагско-Хизинская и Тенгинско-Бешбармакская зоны Юго-Восточного Кавказа – синклинорий и антиклинорий, соответственно), III^2 – зоны антиклинориого строения, сложенные аспидными сланцами низов юры ($III^2_а$ – зона Сланцевого Дагестана, $III^2_б$ – Тфанская зона Юго-Восточного Кавказа), III^3 – Дибрарский участок Флишевой зоны южного склона Большого Кавказа, соответствующий Закатало-Ковдагскому синклинорию, III^4 – Вандамская зона, в целом антиклиниорного строения, сложенная островодужными вулканитами и продуктами их размыва, IV – *Апшерона-Прибалханская антиклинальная цепь*: IV^1 – Апшеронская складчатая зона, IV^2 – Апшеронский порог, IV^3 – Челекено-Прибалханская антиклинальная зона; V – *Кубадаг-Копетдагская система дислокаций*: V^1 – мегантиклиналь Кубадага-Большого Балхана, V^2 – Передовой антиклинорий Копетдага

Куринско-Западно-Туркменская (Южно-Каспийская) полоса межгорных впадин (VI–XIV): VI, VII – *Куро-Араксинская система впадин* (VI – Среднекуринский участок, VII – Нижнекуринский участок): VI^1 – Алазано-Агричайская мегасинклиналь, VI^2 – Ширакско-Аджиноурский антиклинорий, VI^3 – Евлах-Агджабединский прогиб вместе с Мингечаур-Саатлинской зоной погребенных под плиоценом поднятий, VII^1 – Нижнекуринская впадина, VII^2 – Нижнеараксинский поперечный прогиб; VIII+III^3 – *Шемахино-Кобыстанская периклинальная ступень*, IX – *Приапшеронская продольная полоса прогибов*: IX^1 – Джейранкечмезская впадина, IX^2 – Сангачал-Огурчинский прогиб, IX^3 – Кызылкумская впадина, IX^4 – Эззет-Карагёзский синклинорий Западного Копетдага; X–XI – *Южно-Каспийско-Западно-Туркменская система поперечных дислокаций* (X – осевая часть Южно-Каспийской впадины, XI – Западно-Туркменская впадина): X^1 – Бакинский архипелаг – зона складок север-северо-западного простирания, X^2 – зона поперечных (северо-восточного – меридионального простираний) складок, X^3 – гемисинклиналь между Бакинским архипелагом и зоной поперечных складок, X^4 – Туркменская структурная терраса ("Туркменский шельф"), X^5 – зона продольных (запад-северо-западного простирания) складок, XI^1 – Гограньдаг-Окаремская антиклинальная зона, XI^2 – Шахманский прогиб, XI^3 – Аладаг-Мессерианская погребенная под плиоценом антиклинальная зона, XI^4 – Бекибентская впадина западного погружения Копетдага; XII+V^2 – *Западно-Копетдагская периклинальная ступень*; XIII – *Главный синклинорий Центрального Копетдага*; XIV – *Предэльбурский прогиб*: XIV^1 – Пехлевийский участок, XIV^2 – Горганский участок, XIV^3 – Атрекский участок; XV – *Предбиналудская полоса межгорных прогибов*: XV^1 – Боджнурдская система впадин, XV^2 – Кучано-Мешхедский прогиб

Малокавказско-Биналудская ветвь Альпийско-Гималайского пояса (XVI–XX): XVI – *мегантиклинорий Малого Кавказа*, XVII – *Талышско-Зенджанская зона проявления палеогенового вулканизма*: $XVII^1$ – Талышский антиклинорий, $XVII^2$ – Зенджанская ступень Эльбурса; XVIII – *мегантиклинорий Эльбурса*: $XVIII^1$ – блок Западного Эльбурса, $XVIII^2$ – Центральный Эльбурс, $XVIII^3$ – Восточный Эльбурс; XIX – *Южно-Копетдагский антиклинорий*; XX – *Аладаг-Биналудский мегантиклинорий*

Центрально-Иранская межгорная область (XXI–XXIV): XXI – *Тебриз-Ардебильская группа межгорных впадин*, XXII – *группа мегантиклиналей Такаб* (с выходами фундамента), XXIII – *Султанбад-Сабзеварская система межгорных впадин* – наиболее северный элемент строения Лутской мегавпадины, XXIV – *мегантиклиналь Джагатай*

Разрывы (цифры в кружках): 1 – Сиазанский надвиг, 2 – Гермианский левый сдвиго-надвиг, 3 – Зангинский надвиг, 4 – Герадильский надвиг, 5 – Баскальский покров, 6 – Буроварский правый взбросо-сдвиг, 7 – Джебельский правый сбросо-сдвиг, 8 – Главный Копетдагский правый взбросо-сдвиг, 9 – Гермабская зона правых сдвигов, 10 – Каракалинская зона левых сдвигов, 11 – Шахрудский левый сдвиг

В формировании современных представлений и концепций тектонического развития Южно-Каспийского региона (в вышеуказанных узких границах) участвовали прежде всего следующие исследователи: Г. В. Абих, Б. М. Авербух, Р. А. Агамирзоев, М. Г. Агабеков, Э. Б. Агаларова, А. А. Али-Заде, Р. А. Аллахвердиев, Г. И. Амурский, Л. И. Андреев, Н. И. Андрусов, Ф. А. Арест, Е. В. Артюшков, Ф. С. Ахмедбейли, Г. А. Ахмедов, В. В. Белоусов, М. А. Безр, К. И. Богданович, А. А. Борисов, Б. А. Будагов, З. А. Буниатзаде, И. О. Брод, С. П. Вальбе, Н. Б. Вассоевич, В. В. Вебер, А. В. Вихерт, И. А. Воскресенский, И. С. Гасанов, Ю. Н. Годин, Д. В. Голубятников, М. А. Гончаров, В. А. Горин, Г. П. Горшков, Б. В. Григорьянц, И. М. Губкин, А. М. Гурбанов, Э. К. Гюль, А. Г. Эзиашвили, Ф. Я. Жукоборский, Л. П. Зоненшайн, А. К. Зюбко, С. Д. Иванов, Б. М. Исаев, К. А. Исмайлов, В. П. Калугин, П.И. Калугин, Г. И. Каляев, Т. Н. Кенгерли, Б. И. Киреев, С. А. Ковалевский, М. Л. Копп, В. Н. Крымус, А. А. Куделин, Н. Н. Курдин, Л. И. Лебедев, Н. Б. Лебедева, О. К. Леонтьев, Д. А. Лилиенберг, Кс. Ле Пишон, Б. К. Лузгин, А. В. Лукьянов, Н. П. Луппов, Б. И. Лыков, А. В. Мамедов, Я. П. Маловицкий, Х. П. Метакса, Е. В. Милановский, Е. Е. Милановский, М. К. Мирзаханов, В. П. Мирошниченко, М. Ф. Мирчинк, З. А. Мишунина, В. М. Мурадян, А. Д. Нацкий, П. Н. Николаев, В. А. Николенко, И. И. Никшич, В.Н. Огнев, О. А. Одеков, В. П. Петров, Б. А. Петрушевский, А. И. Полетаев, И. М. Раджабов, Л. М. Расцветаев, И. А. Резанов, В. Г. Рихтер, Е. А. Рогожин, В. А. Руженцев, Д. А. Рустанович, М. П. Сукачева, В. В. Семенович, А. Ф. Семенцов, Л. И. Смирнов, Р. Э. Тагиев, Г. П. Тамразян, К. В. Тиунов, В. Г. Трифонов, С. А. Ушаков, В. Е. Хаин, Б. А. Хариков, И. О. Цимельзон, А.Н. Шарданов, Н. С. Шатский, В. И. Шевченко, Э. Ш. Шихалибели, А. Е. Шлезингер, А. М. Шурыгин, И. Г. Щерба, А. А. Якубов, А. Л. Яншин, Л. Д. Ятченко.

Перейдем к характеристике главных особенностей тектоники региона (рис. 8, см. рис. 6, 7).

→

Рис.7. Геологическая карта Южно-Каспийской впадины и ее горно-складчатого обрамления [Копп, 1979]

1–12 – комплексы отложений: *1* – неоген-четвертичные (вулканогенные фации); *2,3* – неоген-четвертичные (осадочные фации): *2* – плиоплейстоценовые, *3* – миоценовые; *4* – палеогеновые (*а* – осадочные фации, *б* – вулканогенные фации); *5* – меловые (*а* – осадочные фации, *б* – вулканогенные фации); *6* – юрские нерасчлененные (*а* – осадочные фации, *б* – вулканогенные фации); *7* – верхнеюрские (*а* – осадочные фации, *б* – вулканогенные фации); *8* – среднеюрские (*а* – осадочные фации, *б* – вулканогенные фации); *9* – нижнеюрские (*а* – осадочные фации, *б* – вулканогенные фации); *10* – триасовые; *11* – палеозойские; *12* – докембрийские; *13* – гранитоиды; *14* – офиолиты; *15* – границы комплексов; *16* – разрывы (*а* – сдвиги, *б* – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению смесителей), *в* – разрывы с неясным характером смещения); *17* – то же, в областях новейших опусканий (*а* – прослеженные под рыхлым чехлом, *б* – предполагаемые по геофизическим данным); *18* – оси антиклиналей; *19* – вулканы; *20* – грязевые вулканы; *21* – стратоизогипсы по подошве верхнеплиоценовых отложений (*а* – через 1000м, *б* – через 500м); *22* – контуры участков, изображенных на рис. 16, 20А и 24

На врезке: схема расположения структур сжатия, растяжения и сдвига, возникших на орогенном этапе (сдвиги нанесены по Г.Д.Ажгирею, Г.Уэллману, Г.И.Каляеву, П.И.Калугину, В.Н.Крымусу, Н.Павони, Л.М.Расцветаеву, В.Г.Трифонову и автору [Копп, 1979]): *1* – структуры горизонтального сжатия: *2* – структуры горизонтального сдвига; *3* – области горизонтального растяжения (предполагаемые); *4* – направления относительных перемещений блоков (внизу – их субмеридионального встречного движения, отражающего общее укорочение коллизионного пояса, вверху – компенсационных перемещений в процессе латеральной экструзии)


1 2 3 4 5 6 7 8
9 10 11 12 13 14 15
16 17 18 19 20
21 16 22
1 2 3 4
км 25 0 50 км

Юго-Восточный Кавказ образован смятыми в позднем миоцене–плиоцене осадками восточной части юрско-палеогенового окраинного моря, отделявшего систему островных дуг Закавказья от шельфа Евразии. По особенностям разреза здесь выделяют следующие структурно-фациальные зоны (с юга на север).

1. Вандамская зона (выраженная антиклинорием) – северный склон мезозойской островной дуги. Почти весь разрез от байоса до верхов мела (мощность до 2–3 км) сложен известково-щелочными вулканитами андезито-базальтового состава и продуктами их размыва. Роль последних увеличивается к северу, в Лагичском синклинории, где развит мощный (до 2–2,5 км) терригенный эоцен, содержащий глыбы и олистолиты пород Вандамской зоны. Характерны многочисленные перерывы, локальные изменения мощности и фациального состава.

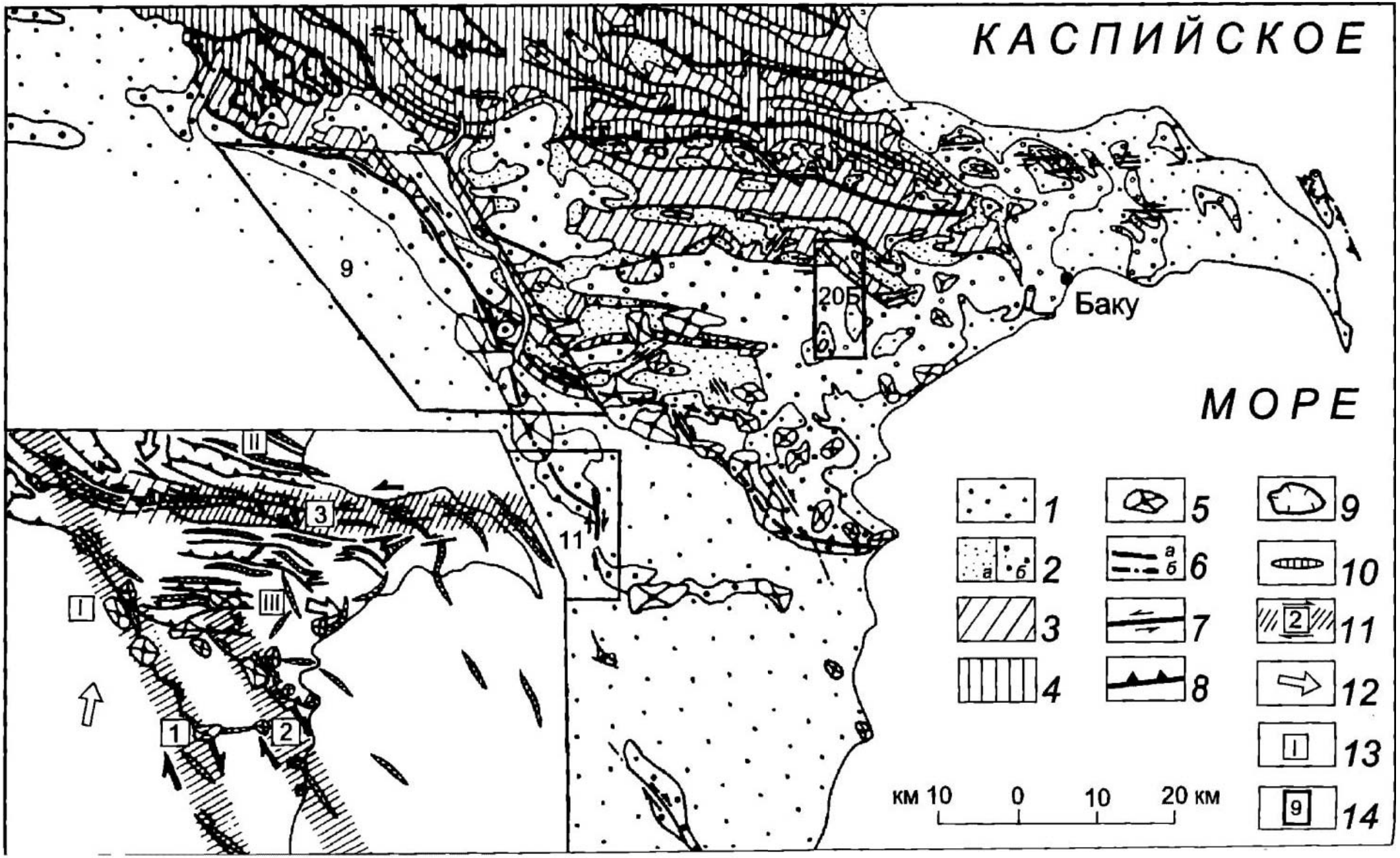
2. Дибрарская зона – восточный элемент Флишевой зоны южного склона Большого Кавказа, сложенный осадками подводного склона островной дуги и абиссали окраинного моря: флишем, пелитами, силицитами, общей мощностью (от верхней юры до палеогена включительно) 2,5–4,0 км. Породы отличаются спокойной слоистостью, пониженной мощностью (особенно в осевой части) и полным отсутствием вулканитов. В структурном выражении зоне соответствует сложенный мелом Закатало-Ковдагский синклинорий.

3. Тфанская зона (и одноименный антиклинорий) находится на восточном продолжении региональной Сланцевой зоны Большого Кавказа, формировавшейся в глубоководной части окраинного моря и на северном подводном склоне последнего. Зона сложена сильно смятыми глинистыми сланцами нижней–средней юры общей видимой мощностью до 3–4 км. Ввиду отсутствия каких-либо послесреднеюрских осадков возраст складчатости может определяться лишь очень предположительно.

4. Шахдагско-Хизинская и Тенгинско-Бешбармакская зоны (соответственно, синклинории и антиклинорий), в палеотектоническом отношении принадлежащие к континентальному склону и шельфу Евразии. Глубоководные флишевые и глинисто-сланцевые осадки здесь замещаются шельфовыми карбонатами (в том числе рифогенными известняками), грубослоистыми песчаниками и конгломератами общей мощностью (юра–эоцен) до 3–4 км. Весьма характерны, особенно для нижнего мела, олистостромы с крупными олистоплаками шарьяжного типа [Исаев и др., 1981; Гурбанов и др., 1982].

Ось наиболее глубокого прогиба в мелу–палеогене находилась в центральной части Дибрарской зоны вплоть до Северного Кобыстана на востоке. Именно в этой полосе и началось в конце раннего миоцена первое позднеальпийское складкообразование, зафиксированное пологим угловым несогласием в верхах майкопской серии (олигоцен–верхний миоцен) [Копп, Щерба, 1985]. Однако настоящее общее смятие, сопровождавшееся формированием надвигов, началось только в конце сармата – мэотисе (аттическая фаза) и особенно усилилось в плиоцене (роданская, или восточнокавказская, и валахская фазы). Неогеновые молассы, развитые на крыльях складчатого сооружения, соответственно делятся на две части: более тонкую, нижнюю (средний–верхний миоцен) и грубую, с конгломератами, верхнюю (нижний сармат – квартер). Наиболее значительный перерыв, сопровождавшийся формированием континентальных осадков, имел место в раннем плиоцене, когда сформировалась толща озерно-аллювиальных и пролювиальных осадков продуктивной толщи мощностью до 3 км. Суммарная мощность моласс на погружениях Юго-Восточного Кавказа достигает 5 км.

От остальной части Восточного Кавказа Юго-Восточный Кавказ отделен перешейком в районе пос. Куткашен – гора Шахдаг, где наблюдается пережим


КАСПИЙСКОЕ
МОРЕ
Баку
9
20Б
11
I
II
III
1
2
3
1
2
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14
км 10 0 10 20 км

всех тектонических зон (некоторые из них, например, Лагичский синклинорий, вообще выклиниваются) и усиление интенсивности деформаций и орогенного воздымания. Именно здесь находится наивысшая точка восточной части Большого Кавказа – гора Шахдаг. Оба крыла мегантиклинория – не только южное, но и обычно пологое северное – сильно пережаты и сопровождаются региональными надвигами. Некоторые продольные разрывы представляют собой швы, по которым непосредственно сочленены структурно-фациальные зоны с существенно разным типом развития. Особенно важное значение в этом смысле имеет полоса разрывов на южном склоне Юго-Восточного Кавказа, которая отделяет Вандамскую зону от Дибрарской. Данная полоса сгущения разрывов, наиболее известным из которых является Зангинский надвиг, представляет собой восточное продолжение Кахетино-Лечхумской шовной зоны [Милановский, Хаин, 1963]. В районе пос. Лагич почти приведены в соприкосновение островодужные вулканиты и граувакки мела Вандамской зоны (на юге) с тонкими флишевыми осадками, не содержащими вулканических прослоев (на севере). Амплитуда горизонтального сближения фаций по этой сутуре должна составлять не менее нескольких десятков километров.

К востоку Юго-Восточный Кавказ несколько расширяется, структура его становится проще, зеркало складчатости погружается, тектонические швы южного склона по простиранию замещаются южновергентными покровами и надвигами. Складки расположены уже не строго параллельно друг другу, а кулисообразно и образуют расходящуюся к востоку виргацию. Благодаря этому последнему обстоятельству здесь обособляется так называемая Шемахино-Кобыстанская ступень синклинорного строения, сложенная смятыми в складки верхнемеловыми и третичными отложениями. Она включает в себя восточные окончания Дибрарской и Вандамской зон (последняя здесь сильно перекрыта надвигами пород Дибрарской зоны). Как показывают многочисленные данные [Агабеков, Аллахвердиев, 1972; Воскресенский и др., 1963; Григорьянц, 1982; Мирчинк, Шурыгин, 1972; Шихалибейли, Григорьянц, 1983], ступень имеет покровное внутреннее строение. Крупные покровные перекрытия, достигающие 30 км, отмечены только на северо-западе ступени (Баскальский и Астраханский покровы мела, надвинутые на палеоген). Восточнее, по мере общего погружения структуры, покровообразование проявлялось в более скромных размерах – в виде формирования антитетических надвиговых чешуи и срыва пластичных пачек [Мирчинк, Шурыгин, 1972], а недалеко от Апшеронского полуострова оно затухает вообще, и стиль структуры определяют брахиморфные складки.

Шемахино-Кобыстанская ступень делится продольными надвигами на покровные террасы более высокого порядка, также с горизонтальным зеркалом складчатости [Мирчинк, Шурыгин, 1972]. Самая северная – терраса Северного Кобыстана – сложена преимущественно мелом, смятым в левокулисно

←

Рис.8. Схема расположения основных разрывов Юго-Восточного Кавказа. На врезке – геокинематическая схема позднеальпийского этапа [Копп, Курдин, 1981]

1–4 – отложения: *1* – четвертичные, *2* – неогеновые (*а* – плиоценовые, *б* – миоценовые), *3* – палеогеновые, *4* – меловые; 5 – грязевые вулканы; *6* – разрывы (*а* – выраженные на поверхности, *б* – перекрытые четвертичными породами); *7–9* – кинематические типы разрывов: *7* – сдвиги, *8* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей), *9* – покровы; *10* – оси важнейших антиклинальных складок; *11* – региональные зоны сдвиговых деформаций (1 – Ленгебиз-Сальянская, 2 – Апшт-Бяндованская, 3 – Вандам-Апшеронская); *12* – направления перемещения блоков относительно друг друга; *13* – тектонические блоки (I – Куринско-Малокавказский, II – Восточно-Кавказский, III – Шемахино-Кобыстанский); *14* – контуры участков, изображенных на рис. 9, 11 и 20 *Б*

расположенные линейные складки. Герадильский надвиг, которые некоторые исследователи считают восточным продолжением Зангинского разрыва, отделяет эту структурную террасу от расположенной южнее террасы Центрального Кобыстана, сложенной пластичными глинами палеогена–миоцена. Последние смяты в гораздо более мелкие складки, имеющие прихотливые очертания как в вертикальном разрезе, так и в плане. Здесь уже большое значение имеют поперечные складки меридионального простирания. Центрально-Кобыстанская структурная терраса по Шихзаирлинскому разрыву надвинута на террасу Южного Кобыстана и Алятской гряды, где на поверхности резко преобладают неогеновые осадки. В северной части здесь находится расширяющаяся к востоку плоскодонная Джейранкечмезская впадина, сложенная плиоценом. На юге она плавно сопряжена с антиклинорием Алятской гряды (с миоценом в ядрах антиклиналей), который по Аджичайско-Алятской сдвиго-надвиговой зоне граничит с Куринской впадиной. Структурный план террасы определяется имеющей общекавказское простирание западной частью Алятской гряды и крупными (длиной до 20 км) поперечными складками субмеридионального простирания на востоке последней.

Для Шемахино-Кобыстанской ступени в целом характерна южная вергентность, усиливающаяся к югу. Однако в Северном Кобыстане, наиболее близком к северному крылу мегантиклинория, отмечаются и запрокинутые в противоположную сторону крылья складок. Меридиональные складки на востоке ступени иногда (но не всегда) наклонены к Южно-Каспийской впадине. Повсеместно складчатость осложнена проявлениями глиняного диапиризма; местами, особенно на юге и востоке, глины выжимаются в виде меланжевых покровов [Копп, 1985а]. С глиняным диапиризмом ассоциирует грязевой вулканизм, также усиливающийся к югу и востоку – к соседним впадинам. По геофизическим данным, для мезозойского и третичного комплексов осадков устанавливаются обратные структурные соотношения [Григорьянц, 1982], что подтверждает высокую роль диапиризма при формировании структуры. В пределах всей Шемахино-Кобыстанской ступени и прилегающей части Нижнекуринской впадины отмечается резкое погружение (до 18–20 км) кровли акустического фундамента (для сравнения – около Кюрдамирского вала Нижнекуринской впадины этот фундамент, представленный вулканитами мела, находится на глубине всего 3–5 км). Это иногда трактуется как результат глубинного поддвига коры [Хаин, 1982]. Сейсмичность резко повышается лишь на юго-западной и западной границах ступени около Шахдагского перешейка, а также на побережье Каспия (Западно-Каспийский поперечный разлом).

Западный Копетдаг, в отличие от вышеохарактеризованного района, целиком возник на шельфе Евразийской плиты. В разрезе это выразилось преобладанием мощных пачек грубослоистых известняков, мергелей и песчано-глинистых пород, содержащих фауну неглубокого, хорошо вентилируемого моря. В их разрезе выделяются следующие естественные комплексы: 1) в основании разреза (вскрытом лишь по соседству от Западного Копетдага – на Большом Балхане) залегает толща глинистых сланцев нижней–средней юры видимой мощностью до 2 км; 2) карбонатная формация верхней юры–баррема, состоящая из массивных известняков, местами рифогенных, а также доломитов и мергелей (общая мощность до 1,5 км); 3) песчано-глинистая толща апта–сеномана, отличающаяся повышенным содержанием глауконита в песчаниках – 1–1,5 км; 4) карбонатный комплекс турона–среднего эоцена, представленный мергелями и сильноизвестковистыми глинами, а также плитчатыми пелитоморфными известняками – 1–1,3 км; эта часть разреза очевидно отражает наибольший

подъем уровня моря; 5) глины верхнего эоцена и майкопской серии олигоцена–нижнего миоцена (мощность до 2 км), формировавшиеся в значительной степени в застойной обстановке, связанной с частичной изоляцией бассейна.

По целому ряду признаков мезозойско-палеогеновый разрез Западного Копетдага напоминает таковой Юго-Восточного Кавказа. Общими для обоих регионов являются обстановки накопления глинистых сланцев в ранней–средней юре, карбонатов в поздней юре–неокоме и в сеноне–среднем эоцене, терригенных формаций – в апте–сеномане и глинистых – в палеогене. Однако на Копетдаге, целиком принадлежащем к шельфу, практически отсутствуют флишевые осадки и олистостромовые комплексы, широко представленные на Юго-Восточном Кавказе.

Судя по мощности меловых–среднезоценовых отложений ось осадочной призмы этого времени проходила на юге Западного Копетдага в районе Кара-Калы. Ось верхнезоцен–нижнемиоценовой призмы осадков располагалась севернее, в районе современной Эззет-Карагёзской складчатой зоны. Некоторые исследователи допускают, что такое смещение оси было связано с начавшейся в конце палеогена тектонической деформацией. Отмечены случаи "запечатывания" верхним майкопом разрывов и пологих моноклиналей [Копп, 1972; Ятченко, 1966]. Конседиментационные орогенические движения позднего олигоцена, однако, были слабыми и не привели к существенным необратимым изменениям структуры. Первая серьезная эпоха смятия здесь проявилась, как и на востоке Кавказа, в конце миоцена [Копп, 1971 б, в]. Точная ее датировка затруднена в связи с отсутствием одновозрастных отложений, однако в целом она охватывала интервал от позднего сармата до акчагыла, куда входят аттическая и роданская фазы. По некоторым косвенным признакам можно предполагать, что наиболее интенсивные деформации здесь происходили перед понтом (аттическая фаза). К началу акчагыльской трансгрессии (поздний плиоцен) современная структура Западного Копетдага была уже сформирована. В наиболее молодую – валахскую фазу (поздний апшерон–ранний плейстоцен) достраивалась структура северо-западных предгорий и прилегающих к Западному Копетдагу частей Западно-Туркменской впадины [Копп, 1971 в; Копп, Расцветаев, 1972].

Таким образом, периодичность становления складчатости Западного Копетдага практически идентична таковой для Юго-Восточного Кавказа. Похожи друг на друга и молассовые комплексы, однако морские молассовые пачки первого из этих регионов имеют более мелководный характер (известняки-ракушечники, мергели, глины и пески авандельтового типа), а континентальные – существенно обогащены грубообломочным материалом. Здесь, по-видимому, опять сказывается разная предыстория развития двух складчатых областей: первая из них возникла на месте глубоководного окраинного моря, остатки которого продолжали активно прогибаться вплоть до конца миоцена, а вторая – на гораздо более приподнятом шельфе.

Западный Копетдаг, как и Юго-Восточный Кавказ, отделен от остальной горно-складчатой системы пережимом (в районе Центрального Копетдага). В пределах последнего наблюдается кульминация мегантиклинория, сопровождающаяся усилением смятия. К западу от так называемого Арчман-Нухурского тектонического узла, где основная ось Копетдагской складчатой системы заворачивает к юго-западу, интенсивность деформаций заметно падает, и здесь обособляется раскрывающаяся к западу виргация Западного Копетдага. В плане это блок треугольной формы, резко ограниченный Главным Копетдагским разрывом (правым сбросо-сдвигом) северо-западного простирания – на северо-востоке, и более постепенно, зоной кулисного расположения периклиналей, – на

юго-востоке. В западном направлении складки Юго-Западного Копетдага погружаются под молассы Западно-Туркменской впадины; восточный борт последней осложнен рядом сбросо-сдвигов со ступенчато опущенными западными крыльями. Крупнейшим здесь является Мессерианский разрыв, отделяющий на западе погруженную структурную террасу Копетдага – Аладаг-Мессерианскую ступень – от более глубокой части впадины.

Копетдаг, в целом, и Западный Копетдаг, в частности, дислоцированы в значительной мере более спокойно, чем Юго-Восточный Кавказ. Стиль деформаций определяют крупные, часто пологие, но очень длинные (до нескольких сот километров) линейные складки концентрического типа (в пределах Северо-Западного Копетдага, где имеются поперечные складки, стиль структуры несколько усложняется). Настоящие покровы здесь практически отсутствуют, надвиги локальны, зато заметно увеличивается роль сдвигов и сбросов. Перечисленные особенности структуры Западного Копетдага обусловлены как характером его разреза (наличие "компетентных" пачек, способствующих формированию концентрических складок), так и меньшей, по сравнению с Кавказом, интенсивностью сокращения земной поверхности и вообще другими (сбросовым и сдвиговым) полями напряжений.

Зеркало складчатости Западного Копетдага опускается к северо-западу: если на юге в ядрах антиклиналей выходят нижнемеловые породы, то на севере, в пределах наименее поднятой в доплиоценовое время Эззет-Карагёзской синклинальной зоны, – палеогеновые. К северу от последней зеркало складчатости опять воздымается в направлении Большого Балхана – внутриплатформенной новейшей мегантиклинали со средней юрой в ядре. В сторону Эззет-Карагёзской зоны с двух сторон направлена и вергентность структуры, подчеркиваемая лишь крутизной крыльев складок (надвиги и взбросы редки). В пределах крупных полос выхода более пластичных глинистых пород палеогена (Эззет-Карагёзская зона и находящаяся на юго-западе Западного Копетдага Аладаг-Кулмачская зона) отмечается некоторое усиление складчатых деформаций, выраженное в увеличении крутизны крыльев и свидетельствующее о течении глин в обстановке горизонтального сжатия. Однако глиняным диапиризмом нельзя объяснить гораздо более существенную особенность структуры, особенно сильно проявляющуюся на северо-западе региона, – это наличие крупных поперечных складок северо-восточной ориентировки. Тектоническое районирование соответствующего участка показано на специальной схеме (см. ниже, рис. 21).

Как и Шемахинская ступень Юго-Восточного Кавказа, Западно-Копетдагская ступень характеризуется погружением кровли консолидируемой коры, которая, по мнению большинства исследователей, имеет герцинский возраст. Крупные складчатые зоны 1-го порядка, судя по сейсмо-гравиразведочным данным, проявляются в структуре низов мезозоя и, может быть даже, фундамента. Связано это прежде всего с очень крупными размерами и пологими наклонами крыльев складок, что позволяет им захватывать осадочный слой значительной глубины. Вместе с тем, геофизические материалы, а также появляющиеся данные глубокого бурения свидетельствуют о наличии горизонта срыва на уровне глинисто-сланцевой толщи нижней–средней юры. Напряженная складчатость 2-го порядка в палеогеновых отложениях бескорневая, и здесь местами, как и на Шемахино-Кобыстанской ступени, отмечаются обратные соотношения третичных и мезозойских структур [Амурский и др., 1966; Копп, 1971 в]. Сейсмичность района меняется от средней до слабой, за исключением зоны Главного Копетдагского разрыва и кулисно замещающей его Кубадаг-Большебалханской линии разрывов.

Южно-Каспийская впадина, по геофизическим данным [Али-Заде и др., 1972; Зоненшайн, Ле Пишон, 1987; Лебедев, 1981], выполнена мощными (до 20 км) слабоконсолидированными осадками, налегающими в центральной части непосредственно на океаническую или субокеаническую кору со скоростями порядка 6,5–6,7 км/с. Максимальные мощности осадков отмечаются в пределах Апшеронского порога, Бакинского архипелага и Предэльбурсского прогиба. Эти области наибольшего прогибания в виде полукольца обрамляют несколько более стабильный (мощность осадков не более 15 км) участок Туркменского шельфа, который, начиная с Ю. Н. Година [1960], часто трактуют как срединный массив.

Строение разреза впадины изучено пока недостаточно. Достоверно можно судить (по данным бурения и детальной сейсморазведки) о стратиграфии лишь самой верхней части осадочного чехла мощностью 6–7 км, плиоцен-четвертичного возраста. Основываясь на принципиальном сходстве мезозойских разрезов Юго-Восточного Кавказа и Западного Копетдага, многие ученые делают правомерный вывод о том, что на протяжении по крайней мере мезозоя здесь существовало море, связывавшее Кавказ с Копетдагом (весьма вероятно, что это было восточное продолжение тыловодужного бассейна Большого Кавказа [Зоненшайн, Ле Пишон, 1987; Копп, Щерба, 1985]. Однако, как уже говорилось выше, два этих региона находились в мезозое-палеогене в разных частях бассейна: первый (возможно, с большей частью Южно-Каспийской впадины) принадлежал к более глубоководной зоне, а второй – к шельфу.

По мнению Л. П. Зоненшайна и Кс. Ле Пишона [1987], проводивших соответствующие расчеты, в течение юры–квартера впадина испытывала тектоническое погружение с суммарной амплитудой 10 км. При этом в доплиоценовый этап развития реализовалась лишь меньшая часть этой цифры, прогибание было очень медленным и компенсированным. Начиная с плиоцена оно ускорилось и уже не компенсировалось осадконакоплением. Это находит подтверждение как в наличии отрицательной изостатической аномалии, так и в строении разреза вскрытой бурением плиоцен-четвертичной толщи осадков, где местами, особенно в верхнем плиоцене, присутствуют глубоководные пачки темных битуминозных глин – в нижнем–среднем акчагыле и в нижнем апшероне. Однако преобладают в разрезе мелководные авандельтовые и озерные осадки песчано-глинистого состава.

Л. П. Зоненшайн и Кс. Ле Пишон [1987] полагали, что резкое плиоцен-четвертичное опускание Южно-Каспийской впадины было связано со сжатием и поддвигом ее коры под соседние складчатые сооружения. Этот вывод можно принять только в самом первом приближении. Дело в том, что синхронная наиболее мощной раннеплиоценовой фазе опускания (сопровождавшейся наиболее глубоким, до 500–700 м, врезом притоков Каспийского бассейна и резким сокращением зеркала вод) пресноводная продуктивная толща мощностью 4 км, ни в одном месте, где присутствуют ее горизонты, не ложится с угловым несогласием на подстилающие породы понта, мэотиса и сармата. Вместе с тем, в западных предгорьях Копетдага нами зафиксированы многочисленные сбросы, секущие сармат и перекрытые с несогласием акчагылом и подстилающей его местами грубой торонглинской толщей, условно коррелируемой с верхами нижнего плиоцена [Копп, 1971 в]. Опущенные крылья сбросов обращены только к западу, в сторону Южно-Каспийской впадины, так что их связь с прогибанием последней очевидна.

Следовательно, резкое раннеплиоценовое прогибание Южного Каспия необходимо связывать с растяжением. Это не означает, однако, что сжатие не могло

проявиться позже, в позднем плиоцене – квартере. Первое угловое несогласие, которое, несомненно, можно сопоставлять уже с настоящей складчатостью восточнокавказской (роданской) фазы, относится не к подошве, а, по-существу, к кровле продуктивной толщи. Оно хорошо фиксируется в ряде разрезов Южного Кобыстана и приурочено к подошве грубых конгломератов "донгуздыкской фации" [Хаин, 1950] нижнего плиоцена, которые появляются только у самых предгорий Кавказа и представляют собой фациальный аналог наиболее верхней – сураханской – свиты продуктивной толщи.

Верхнеплиоценовые осадки, сформированные уже после главного проседания, характеризуются меньшей (1,5–2 км) мощностью. Помимо уже указанных глубоководных глин, в их разрезе присутствуют авандельтовые песчано-глинистые осадки и карбонаты (верхи акчагыла и апшерона). Прогибание впадины активно продолжалось и в четвертичное время, в течение которого в осевой зоне накопилась 2-километровая толща морских осадков.

Прогибание позднего плиоцена – квартера шло уже при участии не только растяжения, но и сжатия, которое резко усилилось в конце апшерона – раннем плейстоцене (валахская фаза) и, судя по деформациям хазарских отложений и террас, продолжается вплоть до настоящего времени.

В структуре Южно-Каспийской впадины каким-то причудливым образом сочетаются структурные парагенезы, возникшие в результате сжатия (линейные гребневидные складки), растяжения (сбросы) и сдвига (эшелонированные зоны складок и сигмоиды). Характер взаимодействия создавших их полей напряжений пока еще не может считаться полностью выясненным. С одной стороны, отмечаются случаи увеличения сжатия антиклиналей с глубиной [Али-Заде и др., 1966; Семенович, 1959; Хариков, 1968]. При этом развитые на поверхности продольные сбросы, изгибаясь, приобретают обратный наклон и, следовательно, переходят во взбросы. С другой, помимо такого типа соотношений структур сжатия и растяжения, связанного только с формированием концентрической складчатости, наблюдаются и закономерности общего плана.

Поскольку региональные геофизические уступы, согласно геофизическим данным [Али-Заде и др., 1972; Гасанов и др., 1983; Семенович, 1959; Султанова, Раджабов. 1983; и др.], прослеживаются на значительную глубину и иногда достигают консолидированной коры (Западно-Каспийский, Сангачало-Огурчинский разломы), а складчатость, судя по данным сейсморазведки, затухает уже на уровне палеогена или даже выше [Исмайлов, Гасанов, 1973; Лебедев, 1981; Шихалибейли, Григорьянц, 1983], следует признать большую глубинность сбросового поля напряжений. В пользу этого свидетельствуют и решения фокальных механизмов землетрясений [Агаларова, 1969; Николаев, 1978], а также отсутствие где бы то ни было глубоких надвигов и сейсмофокальных плоскостей. Сдвиговое поле напряжений проявляется совместно и с надвиговым и со сбросовым полями.

Весьма вероятно, что в отношении новейшей геодинамики Южно-Каспийская впадина аналогична Эгейской и Тирренской, занимающим сходное положение в тылу раздувов Альпийско-Гималайского поясов. Вышеуказанные впадины характеризуются приоритетом сбросового поля напряжений над всеми остальными.

Складчатость впадины характеризуется весьма неравномерным расположением (сильнее смяты участки с большей мощностью осадочного слоя) и довольно сложным узором простираний. Различаются, однако, две системы складок: продольная – запад-северо-западной ориентировки – и поперечная – север-северо-западной, меридиональной и север-северо-восточной ориентировок. Первая преобладает в районе Апшеронского порога – подводного вала, соединяющего

Кавказ с Передовой зоной Копетдага, и в Приэльбурсском краевом прогибе. Поперечная складчатость сосредоточена между ними, причем ее выраженность резко возрастает в сторону смещенной к западу "безгранитной" части дна. Наклоны крыльев складок, как правило, невелики – не более 20–30° (с глубиной они обычно возрастают); к антиклинальным линиям, независимо от их простирания, приурочены цепочки грязевых вулканов.

Характерное свойство геотектонического строения Южно-Каспийской впадины – ее асимметрия в субширотном сечении. В рельефе она выражена в смещении к западу батиальной террасы (с которой приблизительно совпадает область отсутствия "гранитного" слоя), которая прижата к кавказскому берегу. В результате этого западный континентальный склон существенно круче восточного, где иногда уступ вообще не ощущается, и поэтому Туркменский шельф переходит в глубоководье постепенно. В западной части впадины наблюдаются наиболее напряженные складчато-разрывные деформации. С западным (кавказским) ограничением связана более непрерывная и более плотная зона сгущения эпицентров землетрясений [Султанова, Раджабов, 1983]. На востоке, хотя и здесь ощущаются весьма сильные сейсмические толчки, они больше рассредоточены в пространстве. К западу усиливается грязевой вулканизм. Все это может свидетельствовать о наличии вдоль западного ограничения впадины крупного поперечного (меридионального – север-северо-западного простирания) глубинного разрыва, вероятным выражением которого является прослеженная по сейсмологическим данным южная часть Западно-Каспийского глубинного разлома [Хаин и др., 1966]. Характерно, что эта крупная поперечная зона дислокаций находится на простирании резкого изгиба Западного Эльбурса и Талыша, с которым сопряжены правые сдвиги меридионального – север-северо-западного простирания.

Подобная плановая асимметрия Южно-Каспийской впадины, наряду с наличием вдоль ее западного края разрыва с признаками правостороннего перемещения, приводит к предположению, что растяжение впадины (возможно, приведшее к утонению коры ее ложа) осуществлялось с участием поворота против часовой стрелки, замыкавшегося правыми сдвигами Нижнекуринской депрессии.

Наконец, еще одна характерная особенность Южно-Каспийской впадины, проявляющаяся уже во времени, – это ее накатывание на соседние горно-складчатые сооружения. По бортам впадины присутствуют погребенные ступени, где деформации пород достигают значительной величины. Такова Аладаг-Мессерианская ступень к западу от Копетдага, где ядра перекрытых плиоценом складок сложены нижнемеловыми породами, – т.е. зеркало складчатости здесь выше по сравнению даже с неотектонически приподнятой соседней территорией Западного Копетдага. Особенно сильно это накатывание было направлено к югу, в сторону Малого Кавказа, Талыша, Эльбурса и Юго-Западного Копетдага. Если северная часть впадины, которая в наибольшей мере унаследовала мезозойское окраинное море и прилегающую часть шельфа того же возраста (в прибортовых областях данная часть впадины выражена Шемахино-Кобыстанской ступенью и Северо-Западным Копетдагом), сильно дислоцирована и в целом приподнята, то южная, по краям представленная Нижнекуринской и Атрекской частными впадинами (ступенями) возникла только в плиоцене. Наложенность этой части Южно-Каспийской впадины прекрасно видна в Нижнекуринской ступени, где плиоцен ложится непосредственно на размытую мезозойскую островную дугу. На востоке, в Горганской, Атрекской и Каракалинской депрессиях, плиоцен "запечатывает" складчатые структуры, сложенные мезозоем. Признаки некоторого отступания южного борта Южно-Каспийской

впадины к северу проявляются только в непосредственной близости от Талыша и Эльбурса, где имеются северо-вергентные фронтальные надвиги и сбросо-сдвиги.

В свете приведенных фактов и соображений представляется вполне правомерным связать наблюдаемое накатывание Южно-Каспийской впадины к югу с растяжением в ее тылу, а также с изгибом к югу Эльбурской дуги.

Асимметрия впадины в плане и в продольном (широтном) сечении позволяет предположить существенную роль в ее образовании процесса поворота против часовой стрелки, замыкавшегося правыми сдвигами западного борта.

3.3. Региональные сдвиги

Сдвиговая тектоника рассматриваемого региона начала изучаться с Копетдага, деформировавшегося в существенной мере в сдвиговом поле напряжений. Еще в 40-е годы были установлены крупные диагональные сдвиги на обоих флангах Копетдагской дуги: левые – на западном, в Каракалинском районе, а правые – на восточном, в Центральном Копетдаге [Горшков, 1947; Калугин, 1946; Каляев, 1946]. На основании симметричного размещения сдвигов относительно оси север-северо-восточного простирания был сделан вывод о том, что Копетдаг сжимался в субмеридиональном направлении [Горшков, 1947] и подтверждены высказывавшиеся ранее представления В. Н. Огнева [1937] о вторичной природе изгиба Копетдагской (Туркмено-Харасанской) дуги [Каляев, 1946].

В. Н. Крымус [1966] и Л. М. Расцветаев [1966] привели ряд веских аргументов в пользу правосдвиговой природы Главного Копетдагского разрыва, ориентированного в целом продольно к складчатому сооружению и традиционно считавшегося надвигом или взбросом. По мнению Л. М. Расцветаева, он представляет собой нарушение с комбинированным характером смещения – правый взбросо-сдвиг. Впоследствии зона Главного разрыва была детально описана А. И. Полетаевым [1986]. В. Н. Крымус и Л. М. Расцветаев наметили крупную эшелонированную зону брахискладок с меловыми ядрами – так называемый Внутрикопетдагский разлом [Крымус, 1966; Крымус, Лыков, 1972], или Исак-Бахчинская зона [Расцветаев, 1966]. Последняя, по мнению Л. М. Расцветаева, протягивается на Прибалханскую антиклинальную цепь. Л. М. Расцветаев выделил еще две региональные зоны сдвига: правостороннюю вдоль Аладаг-Кумачской системы дислокаций и левостороннюю – в полосе кулисного расположения западных периклиналей складок Копетдага (так называемая Шарлоук-Ходжакалинская зона). Ряд сдвигов Северо-Западного Копетдага был обнаружен автором настоящей монографии [Копп, 1970, 1971 а, в].

Сдвиги Кавказа, в том числе Юго-Восточного, были существенно хуже изучены и до сих пор представляют собой весьма непростой объект исследования – так как они развиваются здесь в обстановке транспрессии, т. е. сжатия поперек плоскости сместителя, и поэтому маскируются надвигами и взбросами. Тем не менее, по особенностям структурного рисунка они все-таки намечались. Г. Д. Ажгирей [1960] впервые обратил внимание на левосдвиговую зону широтного простирания вдоль Апшеронского полуострова и продолжающего его морского порога - по кулисному расположению брахискладок. Л. М. Расцветаев [1973] выделил (по тому же признаку и по наличию сигмоид) на Юго-Восточном Кавказе правосдвиговые зоны северо-западного простирания (с запада на восток): Вандам-Ленгебизскую, Лагич-Пирсагатскую и Сиазань-Бакинскую.

Этот исследователь опубликовал серию работ, где рассматриваются общие вопросы разрывной (в том числе сдвиговой) тектоники Кавказско-Копетдагского региона и анализируются генерировавшие разрывы поля напряжений [Расцветаев, 1966, 1972, 1973].

Именно этой – западной – части Южно-Каспийского региона, где сдвиговая тектоника, по существу, только начинает изучаться, и было уделено основное место в настоящем исследовании. В результате работ автора, проведенных совместно с Н. Н. Курдиным и самостоятельно, удалось подтвердить сдвиги, предполагавшиеся прежними исследователями, и обнаружить ряд неизвестных ранее сдвиговых нарушений [Копп, 1979, 1982; Копп, Курдин, 1980; Курдин, 1987, 1991]. С этого участка мы и начнем описание сдвиговой тектоники Южно-Каспийского региона.

Юго-Восточный Кавказ. Наиболее четко в структуре этой области выражены правые сдвиги.

Правые сдвиги имеют северо-западное – север-северо-западное простирание (рис. 8–11). Характерная область их концентрации изучена нами в районе юго-западного ограничения Шемахино-Кобыстанской ступени, где находится так называемый Ленгебизский антиклинорий с миоценом в ядрах складок (рис. 9). Полоса сдвигов приурочена к предполагавшейся Л. М. Расцветаевым Вандам-Ленгебизской зоне концентрации правосдвиговых деформаций. Строение данной зоны правых сдвигов, которую мы именуем Ленгебиз-Сальянской,[1] подробно описано нами совместно с Н. Н. Курдиным [Копп, Курдин, 1980] и затем, с использованием последних данных, Н. Н. Курдиным [1987]. Здесь дадим лишь очень краткую ее характеристику.

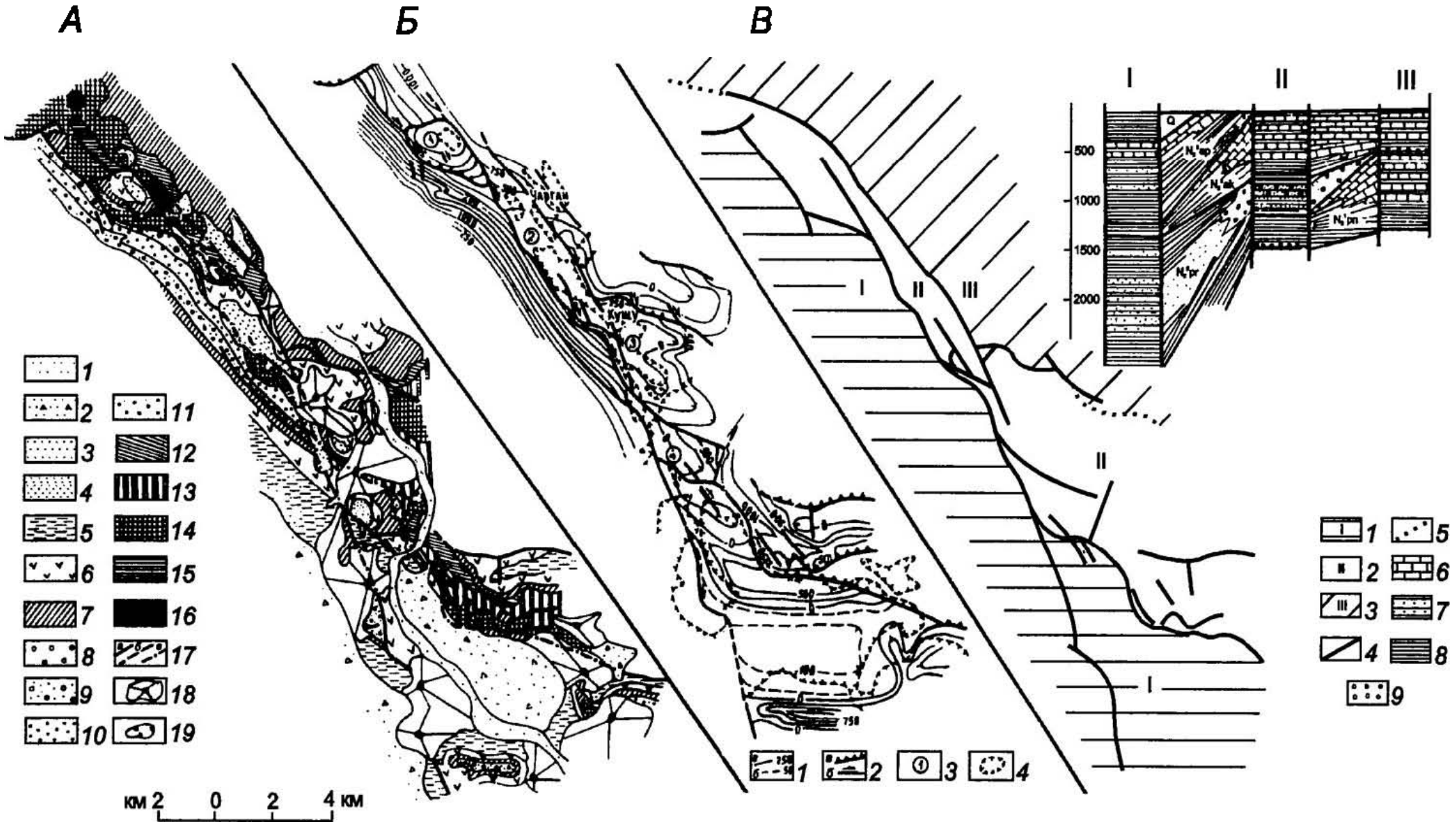
Ленгебиз-Сальянская правосдвиговая зона пересекает по диагонали южный склон Юго-Восточного Кавказа примерно от г. Шемаха до хребта Каламадын включительно и далее протягивается вдоль Харамино-Сальянской антиклинальной зоны, находящейся уже в пределах Куринской впадины. В районе хребта Ленгебиз зона представлена одним крупным Ленгебиз-Каламадынским разрывом север-северо-западного простирания (см. рис. 9 *А, Б*), смещающим в правостороннем направлении Аджичайско-Алятский надвиг. В западном крыле разрыва наблюдается горизонтальная флексура, искривляющая субширотного в целом простирания борт Нижнекуринской впадины таким образом, что он приобретает северо-западную ориентировку. Смыкающее крыло горизонтальной флексуры выражено Ленгебизской моноклиналью, сложенной вертикально залегающими слоями верхнеплиоценовых отложений. Со стороны восточного крыла к Ленгебиз-Каламадынскому разрыву косо причленяются субширотные складки Южного Кобыстана.

На севере Ленгебиз-Каламадынский разрыв расщепляется на несколько оперяющих нарушений того же – север-северо-западного – простирания. По ним ступенчато смещены вправо субширотные складки Ленгебиз-Алятского антиклинория и южное крыло находящейся севернее Дзоголовчайской синклинали. Анализ фаций развитых в зоне сдвига верхнеплиоценовых отложений показал, что суммарная амплитуда горизонтального смещения составляет 10-15 км (см. рис. 9, *В*). Эта цифра примерно совпадает с величиной смещения линии Аджичайско-Алятского надвига.

На северном продолжении Ленгебиз-Каламадынского правого сдвига находятся небольшие сдвиги той же ориентировки, один из которых, Шемахинский,

---

[1] Название несколько изменено в связи с тем, что данная зона не трассируется на сколько-нибудь существенную часть широтно ориентированного Вандамского антиклинория (хотя и ограничивает его с востока), зато она прослеживается далеко в Куринскую впадину.


А
Б
В
I
II
III
Q
500
1000
1500
2000
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
км 2 0 2 4 км

около одноименного города смещает вправо сложенное понтом северное крыло Дзоголовчайской антиклинали, а другой, Каладж-Калейбугуртский, косо обрезает восточное окончание Вандамского антиклинория. Еще севернее, кулисно к этому разрыву (с некоторым смещением к западу), находится флексурно-разрывная зона, обусловливающая резкое сужение и искривление оси Лагичского синклинория к востоку от пос. Лагич (рис. 10). Небольшие разрывы в данной полосе ступенчато смещают северный борт Вандамского антиклинория, осложненный региональным тектоническим швом [Копп, 1985 б]. Сдвиговый характер этих диагональных нарушений доказывается и по наличию антитетических (см. гл. 4) подворотов в плане: во фронтальной части смещенных крыльев структурные линии северо-западного простирания приобретают широтную или даже северо-восточную ориентировку (см. рис. 10, в центре). Вся расширенная часть Лагичского синклинория между селениями Джульян на западе и Лагич на востоке, заключенная между флексурно-разрывными зонами север-северо-западного простирания, выглядит как типичный для зон сдвиговых деформаций ромбовидный блок.

Несомненно, что рассматриваемая сдвиговая зона продолжается и далеко к юго-востоку, в Нижнекуринскую впадину. Об этом свидетельствуют правосторонняя кулисность в расположении некоторых складок Харамино-Сальянской антиклинальной зоны, а также наличие ряда разрывов субмеридионального – север-северо-западного простирания смещающих вправо крылья структур. Особенно достоверно установлен в результате бурения (Н. Ш. Исмайлов) субмеридиональный правый сдвиг на участке сочленения Мишовдагской и Харамингской антиклинальных структур (рис. 11).

Таким образом, Ленгебиз-Сальянская правосдвиговая зона представляет собой достаточно важный структурный элемент регионального значения. Она имеет позднеплиоцен-четвертичный возраст (может быть, заложилась и несколько ранее) и пересекает целый ряд тектонических единиц южного склона Юго-Восточного Кавказа, границу последнего и Куринской впадины и трассируется далее почти до берега Каспийского моря. Замеренная амплитуда сдвигового смещения отдельных звеньев составляет от 2–3 до 10–15 км, однако суммарная амплитуда может быть и большей. Со сдвиговой зоной связаны такие существенные особенности тектоники района, как тектоническое выклинивание на

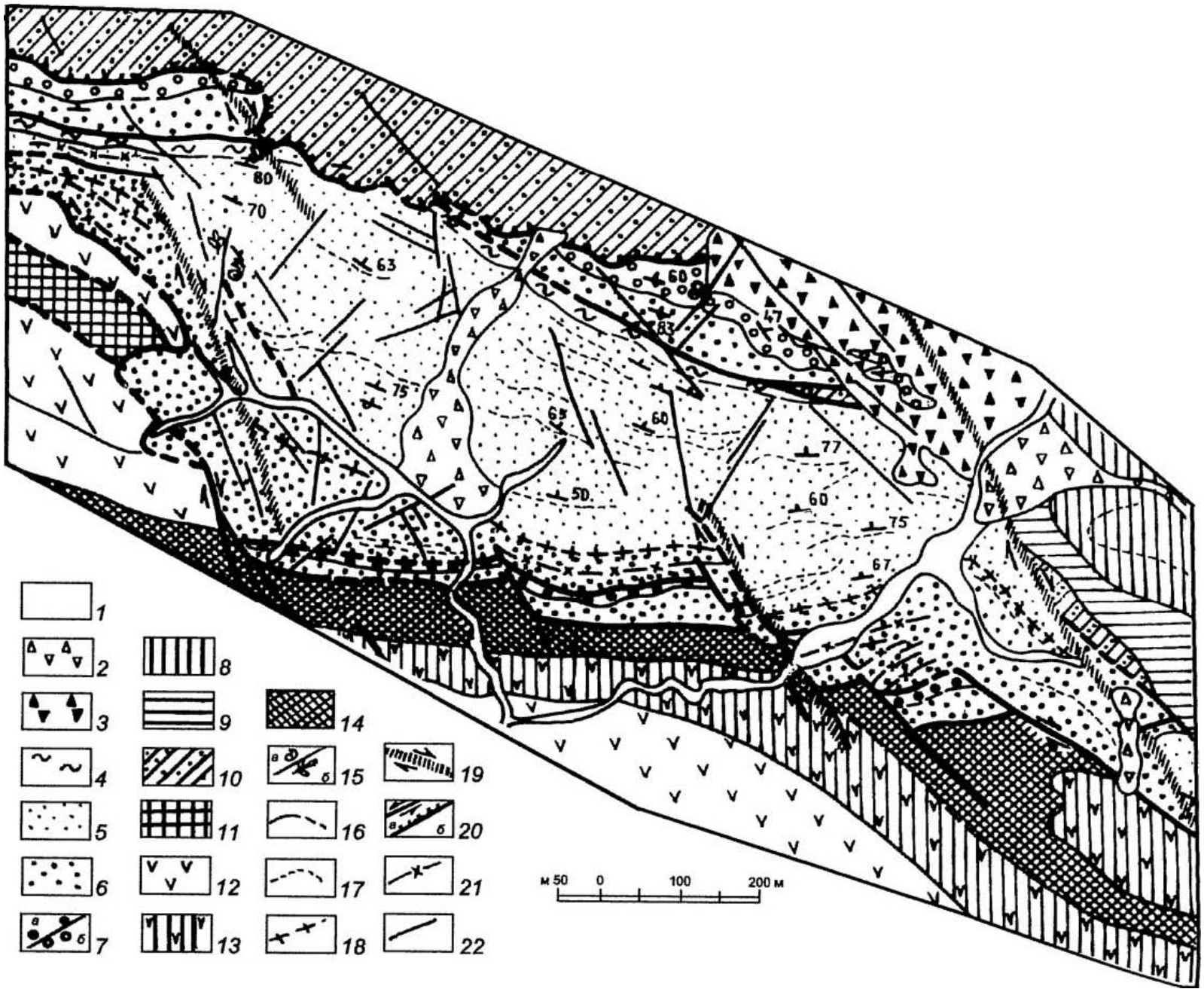
←

Рис. 9. Геологическое строение Ленгебизского антиклинория [Копп, Курдин, 1981]
Положение рисунка см. на рис.8

А – геологическая карта: *1* – голоцен; *2* – верхний плейстоцен - голоцен, нерасчлененные; *3* – средний плейстоцен – голоцен; *4* – нижний плейстоцен; *5–7* - верхний плиоцен: *5* – средний и верхний апшерон, нерасчлененные, *6* – нижний апшерон, *7* – акчагыл; *8–11* – продуктивная толща нижнего плиоцена: *8* – нерасчлененная, *9* - *11* – свиты (*9* - карайоурская, *10* – ленгебизская , *11* – каламадынская); *12* – понт; *13* – средний–верхний миоцен (диатомовая свита); *14* – олигоцен – нижний миоцен (майкопская свита); *15* – эоцен (хоуинская свита); *16* - верхний мел; *17* – разрывы (*а* – прослеженные на поверхности, *б* – то же, предполагаемые, *в* – перекрытые четвертичными образованиями); *18* – грязевые вулканы; *19* - оползни

Б – структурная схема: *1* – стратоизогипсы подошвы акчагыла (*а* – основные, проведенные через 250м, *б* – дополнительные, проведенные через 50 м); *2* – разрывы (*а* – взбросы и надвиги, *б* – сдвиги); *3* – крупные мульды (1 – Керкенчская, 2 – Поладлинская, 3 – Кущинская, 4 – Гирдинская): *4* – участки, перекрытые четвертичными отложениями

В – литофациальная схема: *1* – Южная фациальная зона; *2* – Центральная фациальная зона; *3* – Северная фациальная зона; *4* – разрывы; *5* – границы фациальных зон; *6* – известняки-ракушечники; *7* – пески и песчаники; *8* – глины; *9* – конгломераты


80
70
63
60
47
83
75
65
60
77
50
60
75
67
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
м 50
0
100
200 м

востоке Вандамской зоны островодужных вулканитов мезозоя и расширение на юге Шемахино-Кобыстанской ступени. Полоса сдвига совпадает с южным отрезком Западно-Каспийского глубинного разлома, характеризующегося высокой сейсмичностью.

Ленгебиз-Сальянская зона в плане несколько выгнута к северо-востоку (на юге ее простирание почти меридиональное, а на севере – северо-западное), что предполагает противочасовой поворот юго-западного крыла и почасовой – северо-восточного.

Помимо Ленгебиз-Сальянской, установлен и ряд правосдвиговых зон меньшего значения, также имеющих северо-западное простирание. К востоку от Ленгебиз-Сальянской находится примерно параллельная ей Алятско-Бяндованская правосдвиговая зона (выделяющаяся Л. М. Расцветаевым под названием Лагич-Пирсагатской). Для нее характерно правокулисное расположение складок, а иногда и целые структуры (Умбакинская антиклиналь). На северо-западном продолжении данной сдвиговой зоны находится правосторонняя горизонтальная флексура южного крыла Джайранкечмезской депрессии. Можно предполагать правосдвиговый характер флексурной зоны, которая по резкой прямолинейной границе косо замыкает на востоке Алазано-Агричайскую впадину. К северо-западу от этой линии находится правосторонний изгиб южного склона Восточного Кавказа. Л. М. Расцветаевым [1973], как мы уже упоминали выше, по кулисному окончанию складок Северного Кобыстана выделена Сиазань-Бакинская зона правосдвиговых деформаций.

Наконец, несколько выходя за рамки рассматриваемого нами региона, можно отметить, что правые сдвиги широко распространены и во всем восточном Закавказье. Они обнаружены нами совместно с Е. И. Блюмкиным и Н. Н. Курдиным в Куринской впадине [Копп и др., 1989], где эти разрывы находятся на простирании восточного крыла Малокавказской дуги. Правосдвиговый характер, судя по всему, имеет Буроварско-Астаринский разрыв, ограничивающий с северо-востока Талышский антиклинорий. Данное мнение основано на наличии трактуемого в качестве горизонтальной флексуры правостороннего изгиба Западного Эльбурса и Талыша [Pavoni, 1961], а также правокулисного расположения складок в районе этого изгиба [Копп, 1979, 1982]. Характерный для правого сдвига структурный рисунок хорошо выражен здесь на космических снимках (рис. 12) [Геологическое дешифрирование..., 1981].

Можно отметить, что правые сдвиги имеют большое значение в структуре рассматриваемого региона. Их концентрация на востоке Кавказского перешейка в виде широкой полосы север-северо-западного простирания, по-видимому,

←

Рис.10. Геологическая карта Лагичского синклинория [Копп, 1985б]

Положение рисунка см. на рис.13

Строение участков выхода меловых отложений приведено по данным Б.М.Исаева

1 – голоценовый аллювий; *2* – голоценовый коллювий; *3* – верхнеплейстоцен-голоценовый коллювий; *4–7* – вероятные аналоги кояшской свиты эоцена: *4* – пачка 3ю (верхний коуп), *5* – пачки 2ю и 2с (средний коуп), *6* – пачка 1ю (вероятно, средняя часть среднего коуна), *7* – пачка 1с (нижний коуп) (*а* – на южном крыле, *б* – ее возможный аналог на северном крыле); *8–10* – мел Чиауро-Дибрарской зоны: *8* – ильхидагская свита (даний), *9* – агбурунская свита (кампан-маастрихт), *10* – юнусдагская свита (сантон–кампан); *11–14* – мел Вандамской зоны: *11* – маастрихт, *12* – сеноман, *13* – альб, *14* – апт; *15* – места палеонтологических находок (*а* – микрофауны, *б* – неопределимых растительных остатков); *16* – стратиграфические границы; *17* – маркирующие горизонты; *18* – граница невыясненной природы; *19* – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; *20* – разрывы (*а* – сдвиги, *б* – взбросы и надвиги, бергштрихи – в сторону висячего крыла); *21* – оси антиклиналей; *22* – линеаменты, отдешифрированные на аэроснимках

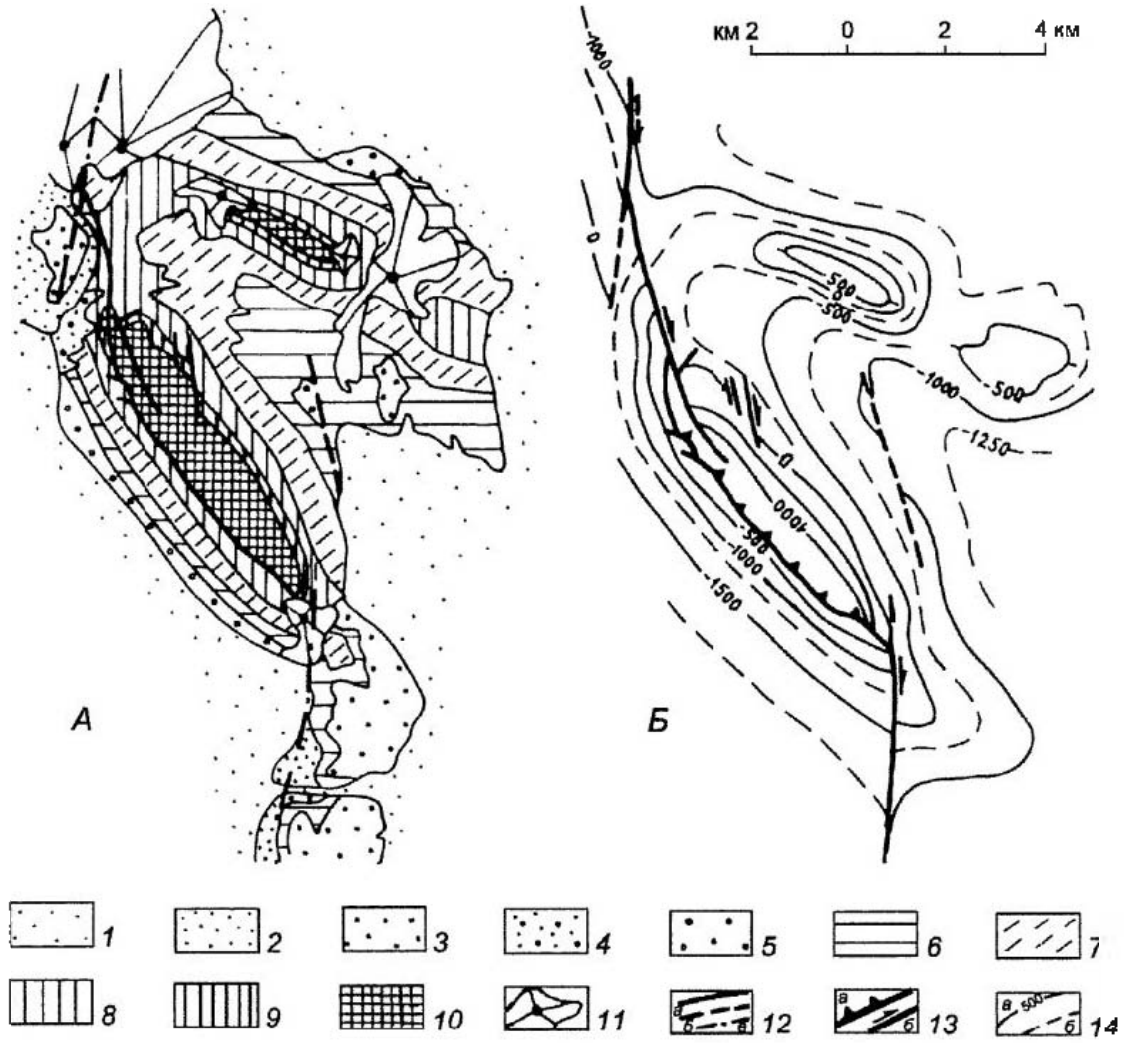


Рис.11. Правые сдвиги Хараминского участка [Копп, Курдин, 1981]
Положение рисунка см. на рис.8

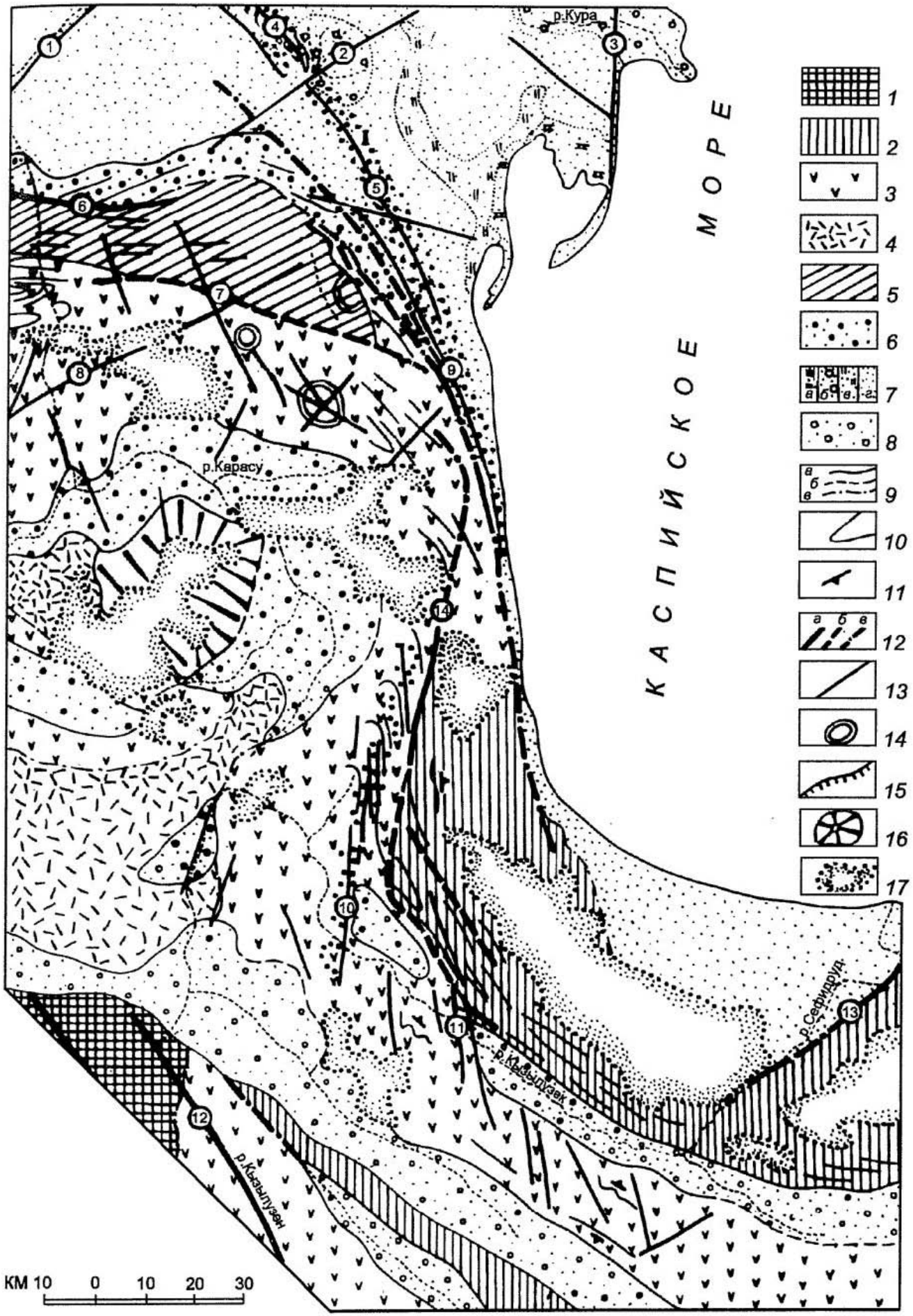
А – геологическая карта; *Б* – структурная карта по подошве акчагыла

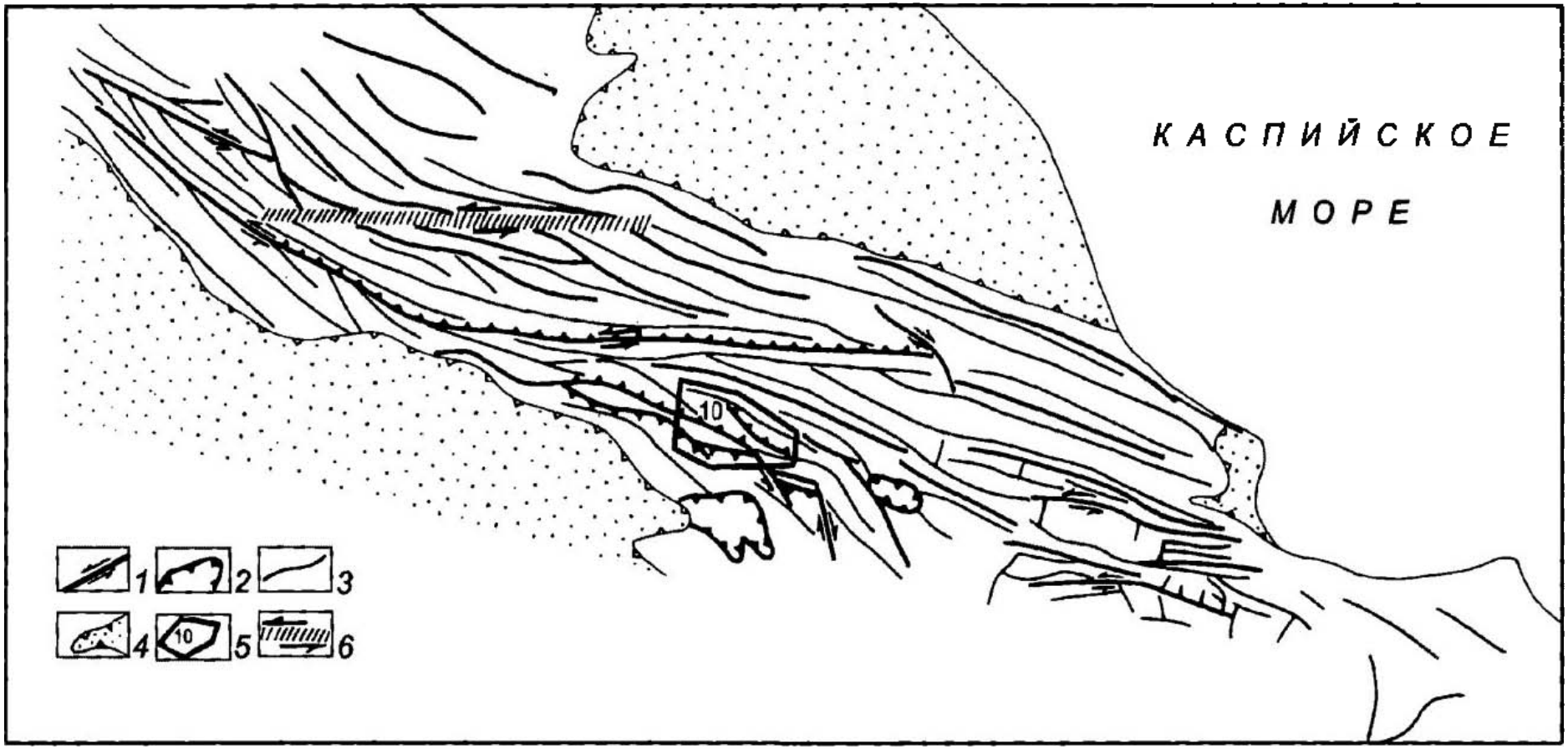
1 – аллювий–пролювий верхнего плейстоцена–голоцена, нерасчлененный; *2* – хвалынские морские образования; *3* – делювий–пролювий среднего плейстоцена; *4* – хазарские морские образования; *5* – бакинские морские образования; *6* – верхний апшерон; *7* – средний апшерон; *8* – нижний апшерон; *9* – акчагыл; *10* – продуктивная толща; *11* – грязевые вулканы; *12* – разрывы (*а* – прослеживаемые на поверхности, *б* – то же, предполагаемые, *в* – перекрытые четвертичными отложениями); *13* – кинематические типы разрывов (*а* – надвиги и взбросы, вершины треугольников направлены в сторону висячего крыла, *б* – сдвиги); *14* – стратоизогипсы подошвы акчагыла (*а* – основные, проведенные через 500м, *б* – дополнительные, проведенные через 250 м)

Рис.12. Схема геологического дешифрирования космических снимков Западного Эльбурса и Талыша [Геологическое дешифрирование..., 1981]

1 – байкальский комплекс; *2* – осадочные отложения мезозоя–палеозоя; *3* – вулканиты палеогена; *4* – вулканиты плиоцена–квартера; *5* – осадочные отложения палеогена (майкопская серия и верхи эоцена); *6* – молассы неогена; *7* – четвертичные отложения: (*а* – морские, *б* – аллювиальные, *в* – аллювиально-старичные, *г* – нерасчлененные); *8* – нерасчлененные молассовые отложения миоцена–четвертичной системы; *9* – геологические границы (*а* – уверенно дешифрирующиеся, *б* – предполагаемые, *в* – перенесенные с геологических карт); *10* – маркирующие горизонты; *11* – элементы залегания; *12* – разрывы (*а* – уверенно дешифрирующиеся, *б* – предполагаемые, *в* – перенесенные с геологических карт); *13* – линеаменты; *14* – кольцевые структуры; *15* – уступы (бергштрихи – в сторону склона); *16* – вулканы; *17* – граница облачности

Разрывы и линеаменты (цифры в кружках): 1 – Араксинский, 2 – Болгарчайский, 3 – Советабад-Яшминский, 4,5 – Масаллы-Имишлинский, 6 – Хорузлудагский, 7,8 – Салаватский, 9 – Буроварский, 10 – Арпачайский, 11 – Шагрычайский, 12 – Кызылузенский, 13 – Сефидрудский, 14 – Тосанлы-Ленкоранский


р.Кура
КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
р.Карасу
р.Сефидруд
р.Кызылузень
КМ 10 0 10 20 30
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17


КАСПИЙСКОЕ
МОРЕ
10
1
2
3
4
10
5
6

маркирует восточный фланг передвигавшегося к северу Малокавказско-Куринского блока.

Левые сдвиги широтного – восток-северо-восточного простирания хуже изучены. Вместе с тем, их значение в структуре, особенно для центральной (высокогорной) части Юго-Восточного Кавказа, представляется первостепенным. Как видно на приведенной структурной схеме (рис. 13), составленной на основе анализа геологических карт и материалов дешифрирования космических снимков, вся осевая полоса и южный борт мегантиклинория – от Тфанской зоны на севере до Вандамской – на юге, характеризуются левосторонней кулисностью расположения складок и надвигов. Кроме того, в ряде мест отмечаются широтные горизонтальные флексуры, смещающие влево маркирующие горизонты, и сочленения типа "конский хвост" складок северо-западного простирания с этими флексурами. Особенно наглядно данные соотношения проявляются для горизонтальной флексуры, совпадающей с Малкамудским разрывом между Тфанской и Дибрарской зонами (см. рис. 10, в центре рисунка). Кое-где нами фиксировались и небольшие широтные сдвиги, смещающие оси складок, например, к северу от села Чухуръюрт и в районе родника Караджузлю (в последнем месте они были детально откартированы Н. Н. Курдиным – рис. 14). Наконец, на восточном продолжении этой полосы находится эшелонированная зона складок Апшеронского полуострова, которая выделялась в качестве левого сдвига Г. Д. Ажгиреем [1960]; здесь же М. Г. Ворониным откартировано несколько небольших левых сдвигов широтного простирания.

Следует, однако, констатировать, что эта очень крупная зона левосдвиговой деформации, протягивающаяся вдоль всего южного склона Юго-Восточного Кавказа от западной части Вандамского антиклинория до Апшеронского полуострова (поэтому мы именуем ее Вандам-Апшеронской), требует дальнейшего изучения. Особенно сложной представляется кинематическая характеристика крупных субширотных разрывов востока Северного и Центрального Кобыстана. С одной стороны, они имеют несомненную взбросо-надвиговую компоненту перемещения, с другой, – судя по наличию косо и торцово причленяющихся к ним небольших складок, они ведут себя как сдвиги, причем знак сдвигового смещения у соседних параллельных разрывов может не совпадать и, кроме того, иногда меняется на противоположный вдоль одного и того же нарушения. Нами это интерпретируется как результат пластического течения (см. 4.2.2; рис. 47).

Вандам-Апшеронская левосдвиговая зона в целом выгнута к северу: ее западные звенья в пределах южного склона Большого Кавказа имеют широтную орнентировку, а восточные в Кобыстане и на Апшеронском пороге – запад-северо-западную. Данный факт означает, что южное крыло мегасдвига поворачивалось по часовой стрелке по отношению к северному крылу.

Роль сдвигов в формировании структуры Юго-Восточного Кавказа. Сдвиги разного знака характеризуются закономерными ориентировкой и расположением в структуре Шемахино-Кобыстанской ступени. Правые сдвиги меридионального – северо-западного простирания сосредоточены на юге последней, причем в первую очередь тяготеют к ее юго-западному ограничению. Левые сдвиги широтного – восток-северо-восточного простирания

←

Рис.13. Структурная схема Юго-Восточного Кавказа

1 – сдвиги; *2* – надвиги и покровы (вершины треугольников – по падению смесителей); *3* – маркирующие горизонты и оси складок; *4* – орогенные впадины; *5* – контуры участка, приведенного на рис. 10; *6* – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости

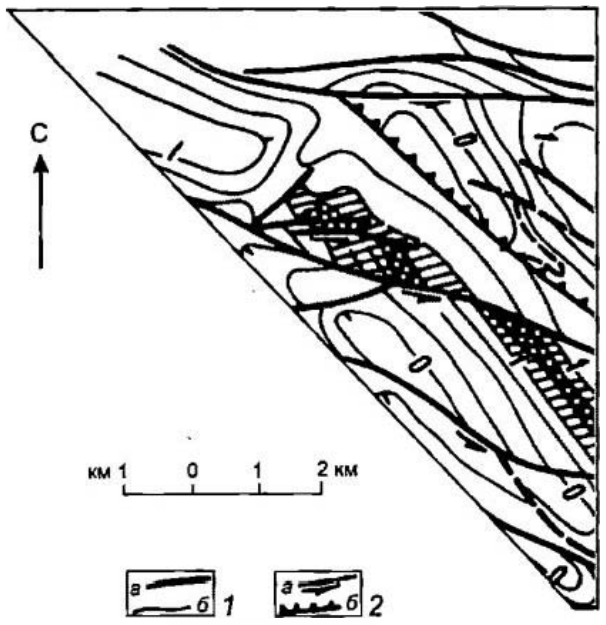


Рис.14. Структурная схема участка в районе родника Караджулю (Юго-Восточный Кавказ) [Курдин, 1991]

1 – стратоизогипсы по подошве палеогена (*а* – проведенные через 1000м, *б* – проведенные через 250м); *2* – разрывы (*а* – сдвиги, *б* – взбросо-надвиги, вершины треугольников – по падению сместителей). Заштриховано ядро антиклинали

концентрируются, напротив, на севере района. Треугольная в плане форма Шемахино-Кобыстанской ступени связана с несовпадением ориентировки обрамляющих ее сдвигов. Коленчатость в плане южной границы ступени обусловлена сочленением правых сдвигов северо-западного простирания с широтными зонами сжатия: Аджичайской и Алятской.

Сдвиги расчленяют рассматриваемую территорию на три главных блока 1-го порядка (см. рис. 8, врезка): 1) смещавшийся к северу относительно Большого Кавказа Куринский (вероятно, вместе с Малым Кавказом и Талышом); 2) двигавшийся к востоку (относительно остальных блоков) Шемахино-Кобыстанский и 3) смещавшийся к югу (относительно Куринского блока) Восточно-Кавказский.

Границы между блоками обычно постепенные и представлены довольно расплывчатыми зонами скалывания и пластической деформации, по ширине иногда сравнимыми с самими блоками. Такова восточная граница Куринско-Малокавказского блока, выраженная несколькими, далеко отстоящими друг от друга полосами сдвигов: Буроварско-Астаринской, Ленгебиз-Сальянской и Алят-Бяндованской.

Учет горизонтальных перемещений позволяет объяснить скачкообразное усложнение структуры Юго-Восточного Кавказа с востока на запад. На крайнем восточном его погружении (Апшерон и прибрежный Кобыстан) развиты простые, часто брахиморфные складки. В месте подхода к южному склону Алят-Бяндованской правосдвиговой зоны начинается Алятский надвиг, и, кроме того, структура в целом приобретает чешуйчатый облик. Следующее усложнение структуры происходит в месте сочленения с южным склоном Ленгебиз-Сальянской правосдвиговой зоны. Здесь находятся крупнейшие на Юго-Восточном Кавказе покровы, увеличивается амплитуда Аджичайского надвига, появляется из-под третичных отложений Вандамская зона с сопровождающей ее на севере сутурой. По-видимому, с резким усилением горизонтального сжатия как-то связана локализация мелкофокусных землетрясений в районе Шемахи. К западу от области сочленения правосдвиговых зон с южным склоном Кавказа складчатость становится изоклинальной, появляются кливаж и слабый метаморфизм. Обычные здесь крутопадающие продольные разрывы, как справедливо считают некоторые авторы [Григорьянц, Ахмедбейли, 1979; Мирчинк, Шурыгин, 1972], представляют собой уже корни покровов.

Хорошо известна связь с разрывными нарушениями грязевых вулканов Азербайджана. При этом оказалось, что чаще всего последние приурочены к диагональным и поперечным разрывам: сдвигам, сбросо-сдвигам и сбросам. Так, в пределах Алятской гряды увеличение концентрации грязевых вулканов отмечается около ее протяженного отрезка, связанного с Алят-Бяндованской

правосдвиговой зоной север-северо-западного простирания. Много грязевых вулканов отмечается и около Ленгебиз-Сальянской правосдвиговой зоны, особенно в районе Ленгебиз-Каламадынского разрыва. Значительно меньше грязевых вулканов наблюдается в пределах субширотных отрезков Аджичайско-Алятского разрыва, где его надвиговая составляющая особенно велика. Приуроченность грязевых вулканов к сдвигам хорошо видна на рис. 11.

Западный Копетдаг. Поскольку, как уже говорилось выше, сдвиги этого района многократно рассматривались в литературе [Каляев, 1946; Копп, 1970, 1971 в; Крымус, 1966; Крымус, Лыков, 1972; Полетаев, 1986; Расцветаев, 1966, 1972], здесь мы ограничимся характеристикой только наиболее общих особенностей их пространственного расположения, ориентировки и возраста.

Лучше всего выражены п р а в ы е с д в и г и, северо-западного простирания, протяженностью до 200 км и амплитудой до нескольких десятков километров (см. рис. 7). Область их наибольшего сгущения расположена вдоль прямолинейного края Туранской платформы, что связывается с косой ориентировкой последнего по отношению к основному субмеридиональному сжатию [Копп, 1971 а, в; Расцветаев, 1966, 1972]. Крупнейший из сдвигов – Главный Копетдагский разрыв (взбросо-сдвиг), – сопровождающийся рядом сопутствующих и оперяющих швов, по разным оценкам имеет амплитуду от 15–20 до 50–70 км [Копп, 1971; Расцветаев, 1972; Крымус, Лыков, 1972]. Скорость позднечетвертичного смещения составляет 1–2 см/год [Трифонов, 1971], что сопоставимо с суммарной амплитудой порядка нескольких десятков километров за все плиоцен-четвертичное время. На северо-западе после сопровождаемого надвигом коленчатого изгиба в районе Малого Балхана, Главный Копетдагский разрыв кулисно сопрягается с Джебельским правым сдвигом, в восточном крыле которого сформировалась Большебалханская присдвиговая мегаскладка [Расцветаев, 1966, 1972] – структурный нос, погружающийся по удалении от линии сдвигового нарушения.

Во внутренней части Западного Копетдага полосы концентрации правосдвиговых деформаций имеют несколько иной облик: они выражены не разрывами-сдвигами, а эшелонированными антиклинальными зонами северо-западного простирания. Наиболее характерна здесь параллельная Главному разрыву Исак-Бахчинская гирлянда брахиантиклиналей с мелом в ядрах [Расцветаев, 1966] (рис. 15). Некоторые признаки правостороннего сдвигания ощущаются в структуре расположенной южнее, также эшелонированной Аладаг-Кулмачской зоны [Расцветаев, 1966] (не видна на рис. 15). Подобный характер выражения правых сдвигов внутри Западного Копетдага, по-видимому, связан с затуханием соответствующего вида деформации и с большей погруженностью фундамента: разрывы не могут достигнуть земной поверхности, где успевают вызвать лишь складчатые деформации в вышележащей толще осадков. Вместе с тем, в пределах находящейся на северо-западном продолжении Исак-Бахчинской зоны Прибалханской цепи брахискладок плиоцена (обе они составляют Исак-Челекенскую правосдвиговую зону), также кулисно построенной, присутствуют протяженные продольные разрывы с правосторонним смещением [Расцветаев, 1966]. Здесь правосдвиговая деформация, вероятно, проявляется в более активной форме, о чем свидетельствует и повышенная сейсмичность.

Отметим одну общую особенность региональных правых сдвигов севера Западного Копетдага: в плане они заметно выгибаются к северу. Так, если Главный разрыв Западного Копетдага (Казанджик-Нухурский сдвиг, по В. Н. Крымусу) на востоке имеет северо-западное (145°) простирание, то на западе, в районе Казанджика и Акча-Гуймы, оно становится уже запад-

северо-западным (110–115°). То же происходит и с Исак-Челекенской зоной правосдвиговых деформаций. Наличие изгиба в плане свидетельствует о некотором взаимном повороте крыльев сдвигов: северных – по часовой стрелке, южных – против.

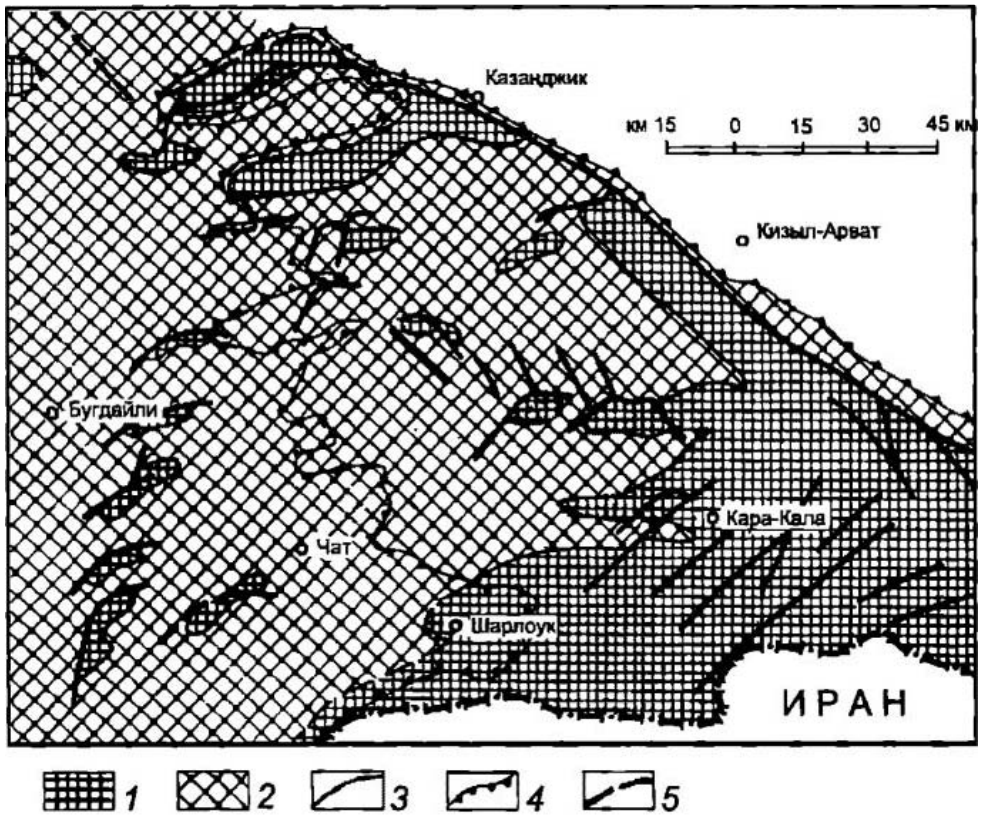


Рис.15. Схематическая геологическая карта Западного Копетдага (со снятым покровом плиоцен-четвертичных отложений)

1 – меловая система; *2* – палеоген и миоцен нерасчлененные; *3* – геологические границы; *4* – граница сплошного покрова плиоцен–четвертичных отложений (вершины треугольников – в сторону покрова); *5* – разрывы

Региональные правые сдвиги, хотя большинство их заложилось уже в начале миоцена [Копп, 1972; Крымус, Лыков, 1972; Ятченко, 1966] и активно развивалось в аттическую и роданскую фазы складчатости, испытывали сильное омоложение в валахскую ("послеакчагыльскую") фазу – в конце позднего плиоцена–квартера. В наибольшей мере это относится к разрывам Передовой зоны – Главному Копетдагскому и сопровождающим его нарушениям, Джебельскому и Прибалханскому [Копп, 1971; Крымус, 1966; Расцветаев, 1966].

Левые сдвиги, северо-восточного простирания, преобладают на западе и юго-востоке рассматриваемой территории. Длина их не превышает 50 км, амплитуда – 2–4 км, так что в данном отношении они значительно уступают правым сдвигам. Поскольку эти разрывы рассредоточены в довольно широкой (50–80 км) зоне, их суммарная амплитуда в одном только Каракалинском участке достигает несколько большей величины – порядка 10–12 км. Необходимо отметить, однако, что рассматриваемые левые сдвиги, равно как и находящаяся в этом же районе Шарлоук-Ходжакалинская зона кулисного расположения периклиналей, находятся в области затухания весьма крупной полосы концентрации левосдвиговых деформаций, соединяющей Восточный Эльбурс и Аладаг [Pavoni, 1961; Wellman, 1966]. Так что к югу амплитуда сдвиговой зоны может существенно наращиваться.

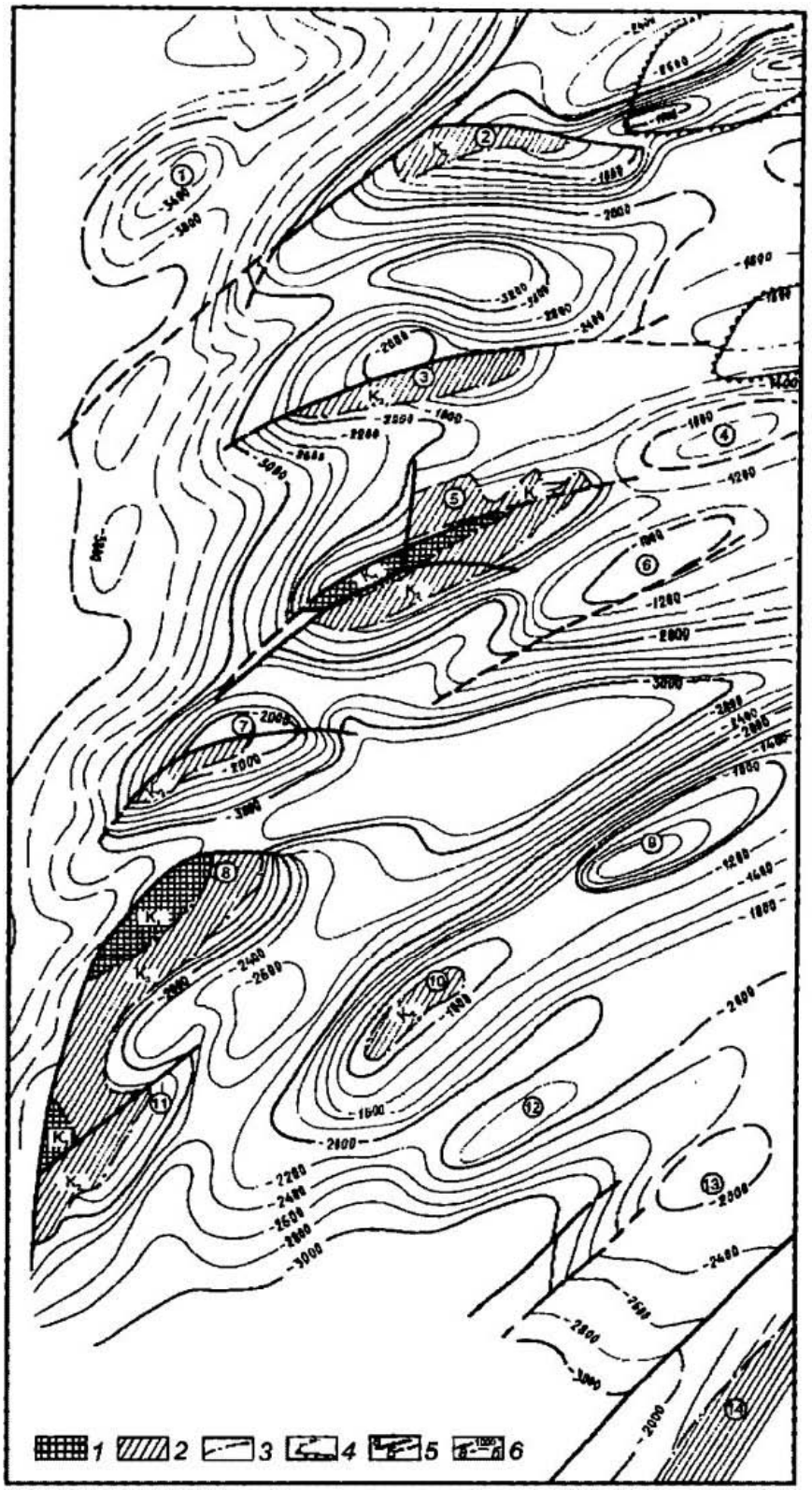
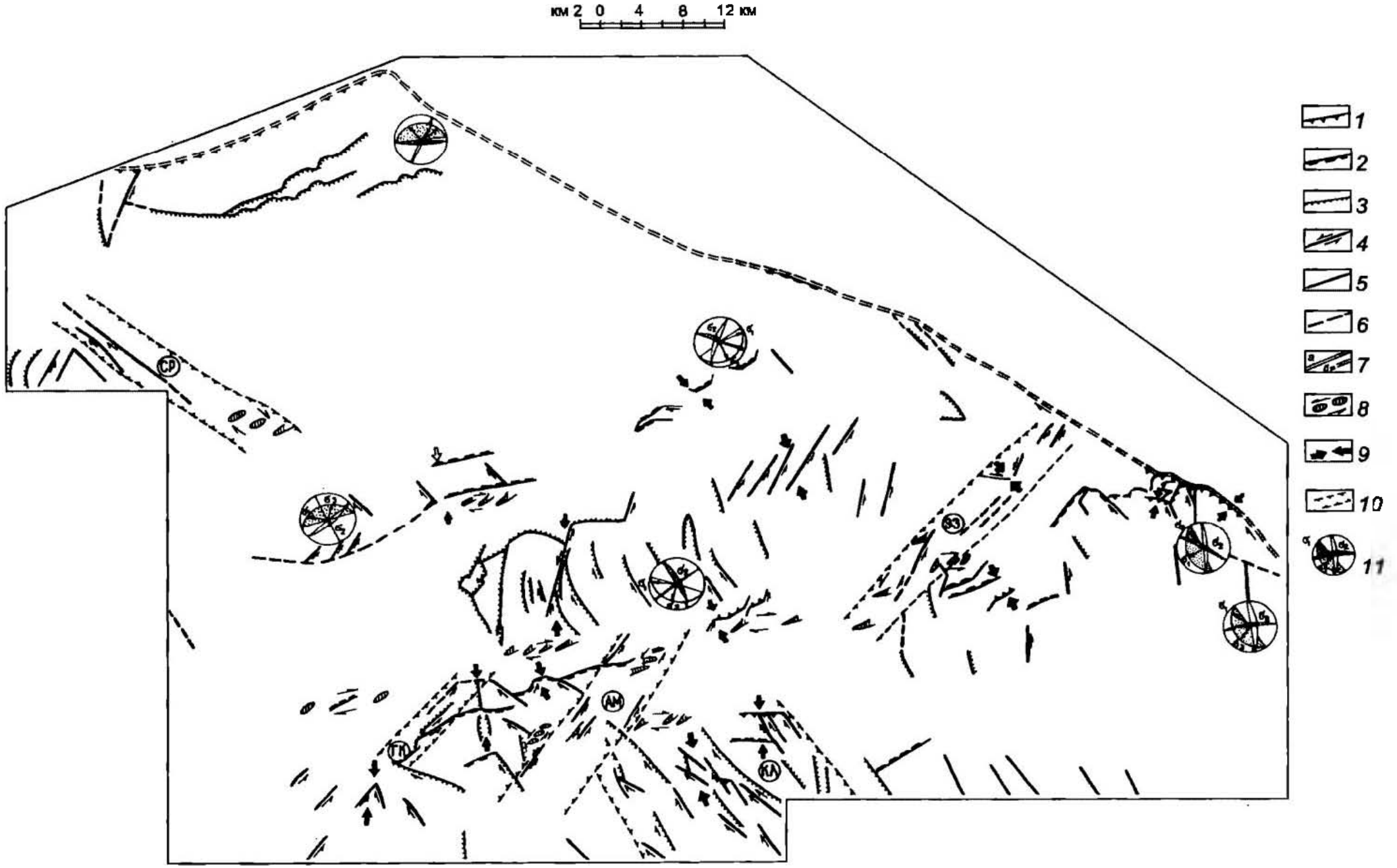


Рис.16. Геолого-структурная карта Аладаг-Мессерианской зоны, по В.А.Николенко и др.
Положение рисунка см. на рис.7

1 – нижний мел; *2* – верхний мел; *3* – геологические границы; *4* – граница сплошного покрова четвертичных отложений (вершины треугольников направлены в сторону покрова); *5* – разрывы (*а* – достоверные, *б* – предполагаемые); *6* – стратоизогипсы (*а* – проведенные через 1000 м, *б* – то же, через 200м)

Антиклинальные структуры (цифры в кружках): 1 – им. Карла Маркса, 2 – Западный Зирих, 3 – Гейрджаны, 4 – Кемендере, 5 – Западный Аладаг, 6 – Южный Аладаг, 7 – Северная Рустамкала, 8 – Рустамкала, 9 – Восточная Иматкули, 10 - Иматкули, 11 – Южная Рустамкала, 12 – Даяндык, 13 – Мадау, 14 – Кызыл-Атрек


км 2 0 4 8 12 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

В пределах Каракалинского участка левые сдвиги сильно расходятся к северо-востоку в виде веера. Западные ветви последнего, север-северо-восточного простирания, несколько выгибаются к юго-востоку, а восточные, ориентировка которых приближается к широтной, обладают выпуклостью в противоположном направлении. Это означает, что оба крыла сдвиговой зоны поворачиваются относительно друг друга по часовой стрелке.

Небольшие левые сдвиги с амплитудами не более 2–3 км разбросаны по всей внутренней области Западного Копетдага, где они несколько превалируют над правыми. Однако крупная полоса левосдвиговой деформации наблюдается только на западном погружении последнего, в пределах Аладаг-Мессерианской гирлянды эшелонированных антиклиналей (рис. 16, см. рис. 15). Повсеместно левые сдвиги, будучи поперечными Копетдагу, обладают сбросовой составляющей смещения (опущены западные крылья, обращенные к Южно-Каспийской впадине). В данном отношении они отличаются от правых сдвигов, часто сопряженных с надвигами.

Левые сдвиги наиболее интенсивно развивались в конце миоцена–раннем плиоцене. От правых они отличаются существенно меньшей активизацией в валахскую фазу складчатости. В течение аттической и роданской фаз обе системы сдвигов развивались одновременно и, скорее всего, взаимосвязанно.

Во внутренней области Западного Копетдага развиты небольшие (протяженностью до 20 км) правые и левые сдвиги (рис. 17–19; см. рис. 22), приуроченные, как и остальные разрывы здесь, к антиклинальным зонам. В их пространственном расположении, с первого взгляда совершенно хаотическом (см. рис. 17), все же проглядываются некоторые закономерности [Копп, 1971 а, в]. Во-первых, обращает на себя внимание то, что внутренняя структура одной из наиболее эффектных правосдвиговых зон – Исак-Бахчинской (см. рис. 15, 17, 22) характеризуется преобладанием, напротив, левых сдвигов (см. рис. 17, 22). Очевидно, последние следует рассматривать как R_1 сколы противоположного знака в пределах более крупной зоны скашивания – простого сдвига ([Christie-Blick, Biddle, 1985; Freund, 1974; Wilcox et al., 1973]; см. также 4.4 настоящей книги).

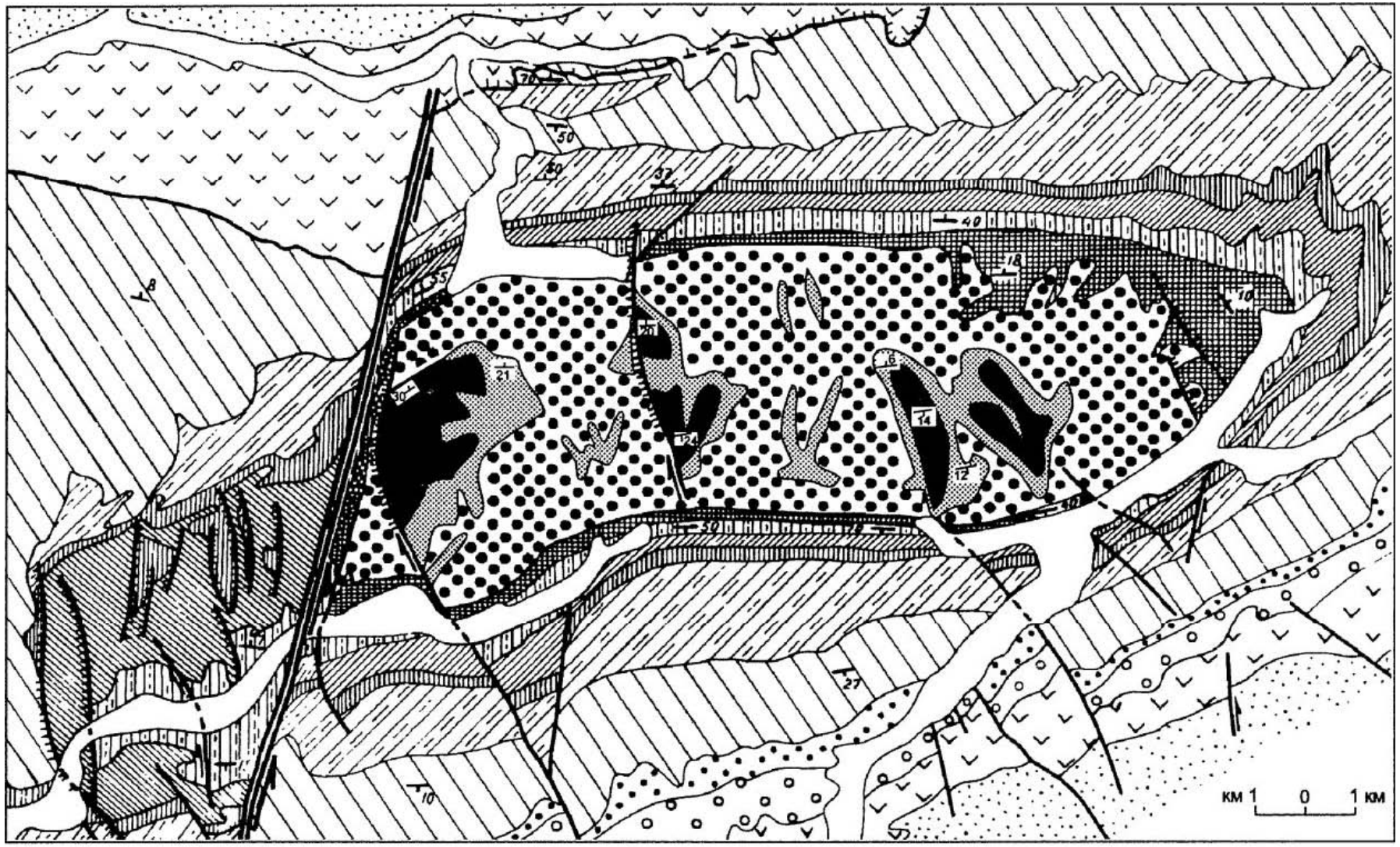
Кроме того, приоритетное развитие той или иной из сопряженных сдвиговых систем предопределяется наличием свободного пространства: в первую очередь реализуются те сдвиги, перемещение по которым направлено в сторону менее дислоцированной территории. Например, в пределах той же Исак-Бахчинской правосдвиговой зоны имеется единственный участок, где нарушается отмеченная выше закономерность. Это Куйлярская брахиантиклиналь, в пределах которой, в отличие от всех остальных структур зоны, развита густая сеть правых, а не левых сдвигов. Однако к северо-западу от складки присутствует плоская Аммаазарская синклиналь, куда и направлено смещение крыльев правых сдвигов, сопровождаемое надвиганием. Если бы возникли левосторонние сдвиги, северное

←

Рис.17. Схема разрывной тектоники Северо-Западного Копетдага [Копп, 1971в]

1 – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *2* – взбросы; *3* – сбросы; *4* – сдвиги; *5* – разрывы с неустановленным характером перемещения; *6* – предполагаемые разрывы; *7* – Главный Копетдагский разрыв (*а* – прослеженный, *б* – предполагаемый под четвертичными отложениями); *8* – зоны эшелонированных складок, связанные со сдвиговой деформацией; *9* – направления горизонтального сжатия, установленные по ориентировке разрывов; *10* – границы широких зон разрывов; *11* – диаграммы ориентировки осей главных нормальных напряжений

Зоны разрывов: АМ – Аммаазарская левосдвиговая, ГК – Геокдеринская левосдвиговая, КЛ – Куйлярская правосдвиговая, СР – Сыртлаилинская правосдвиговая, ЭЗ – Эззетская левосдвиговая



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

11 12 13 14 15 16 17 18 35 19

движение их крыльев наталкивалось бы на сильно сжатую и приподнятую Эйшемскую антиклиналь.

В целом внутреннюю часть Западного Копетдага следует характеризовать как относительно спокойную область, где крупные зоны сдвиговых деформаций редки и, кроме того, проявляются в ослабленном виде. Сконцентрированы они только вдоль краев (особенно северного) Западно-Копетдагского блока.

Итак, треугольный в плане Западно-Копетдагский гемисинклинорий (и находящаяся на его погружении Западно-Туркменская впадина) с двух сторон ограничен группами разноименных сдвигов: правосторонних – на севере и левосторонних – на юго-востоке. Участок их смыкания приходится на Центральный Копетдаг, где степень сжатия и орогенного воздымания особенно велика. Что же касается самого Западного Копетдага, то здесь она существенно ниже: каркас структуры определяют пологие линейные складчатые зоны и брахискладки, среди разрывов существенное значение имеют не только надвиги, но и сбросо-сдвиги (см. рис. 17). По всем этим признакам Западно-Копетдагский блок похож на Шемахино-Кобыстанский (только здесь интенсивность деформаций еще меньше) и по своему месту в общей картине горизонтальных перемещений симметричен последнему. По отношению к сближающимся в север-северо-восточном направлении блокам Копетдага и Туранской плиты Западно-Копетдагский блок двигается к западу либо остается на месте.

Южно-Каспийская впадина. Региональные разрывы со смещением по простиранию сместителя здесь пока не установлены, однако наличие сдвиговых деформаций разного знака повсеместно ощущается в структурном рисунке [Ажгирей, 1960; Копп, 1979; Одеков и др., 1975]. В западной части впадины, в районе Бакинского архипелага, почти все антиклинальные цепи характеризуются правосдвиговой кулисностью. В Западно-Туркменской впадине (см. рис. 16) и в пределах так называемой зоны поперечной складчатости северо-восточного простирания [Гасанов и др., 1983], находящейся в центре акватории, кулисность имеет обратный знак. Характерно, что устанавливаемое по кулисности скашивание в горизонтальной плоскости в целом конформно изгибу дуги Талыш-Эльбурс-Аладаг. Иными словами, искривление последней каким-то образом отражалось и в деформации осадков Южно-Каспийской впадины.

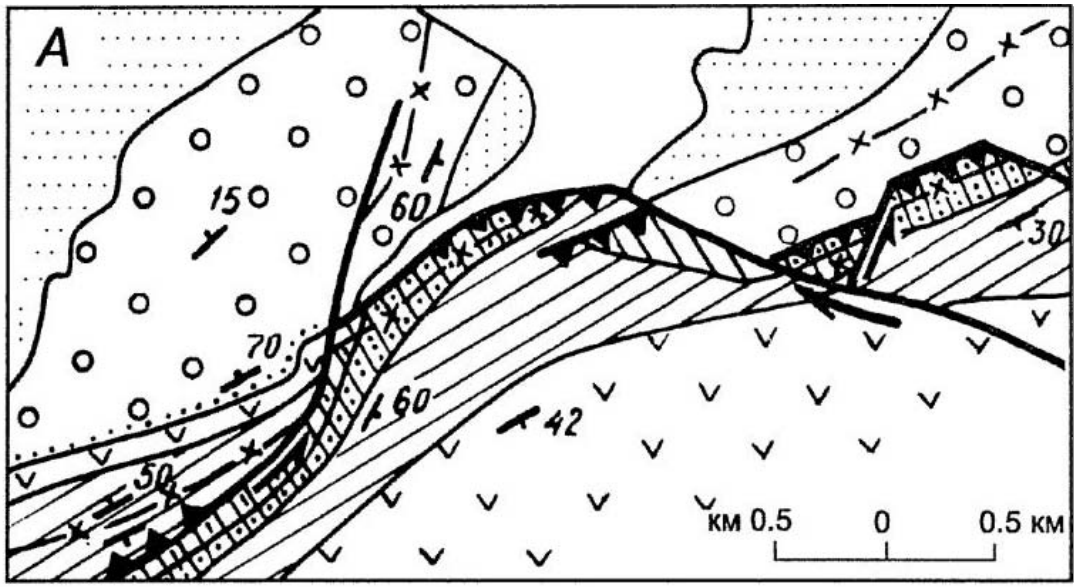
Далее, обращают на себя внимание с рассматриваемой точки зрения и продольные структуры в пределах Южно-Каспийской впадины. Выше мы уже приводили мнение Г. Д. Ажгирея [1960] относительно левосдвиговой природы Апшеронского порога в его западной части. Однако в восточной части последнего на траверсе п-ова Челекен, знак кулисности меняется на обратный, что позволяет предположить здесь наличие уже правого сдвига. Апшеронский порог, таким образом, представляется в качестве трансформного разлома, знак которого меняется на обратный вдоль простирания.

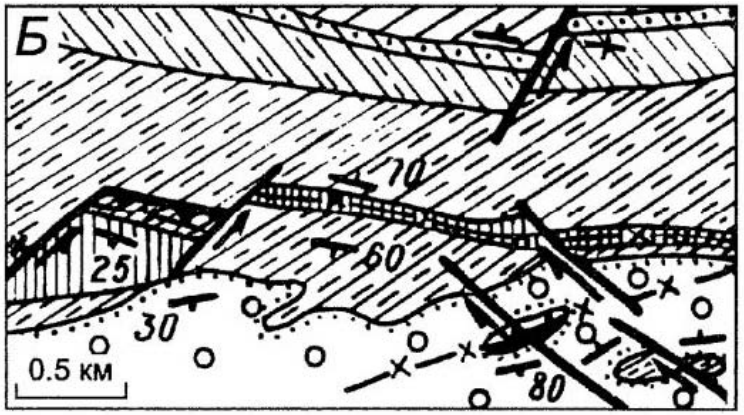
←

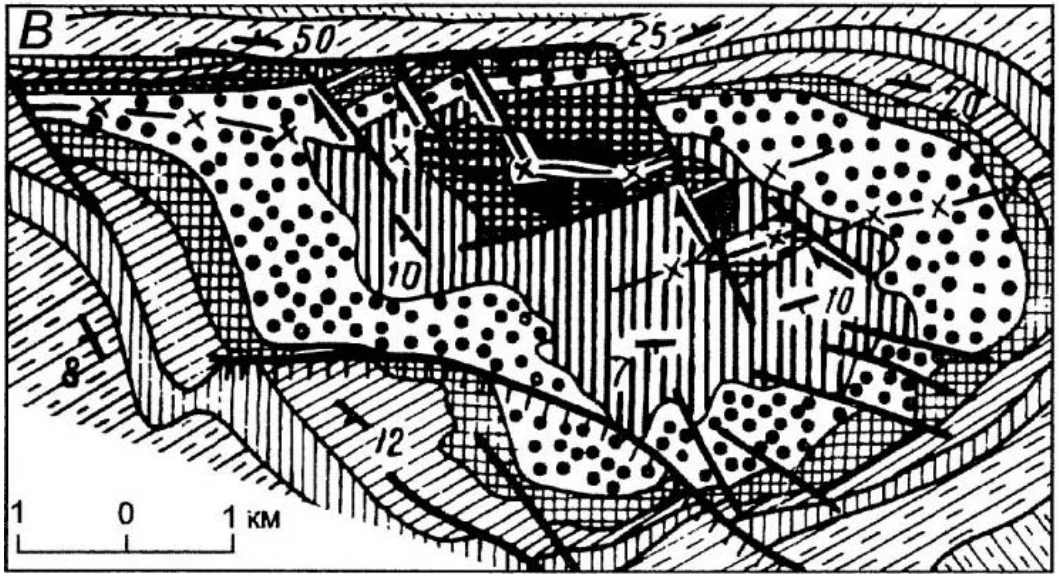
Рис.18. Бахчинский (Чаалджинский) сбросо-сдвиг [Копп, 1970]

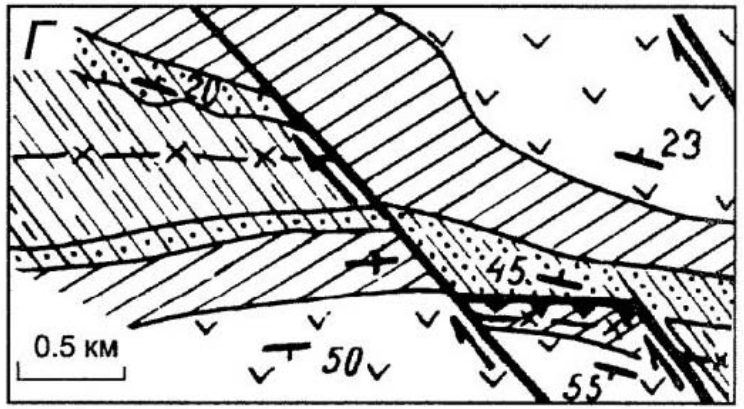
Положение рисунка см. на рис.21

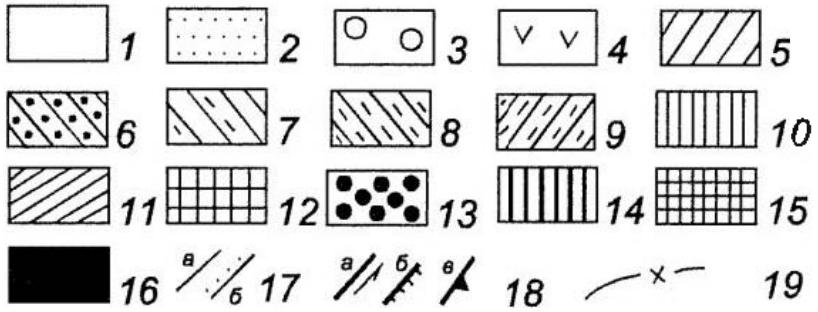
1 – четвертичные отложения; *2–11* – свиты палеогена: *2–9* – верхнего–среднего эоцена (*2–4* – горымбеурская: *2* – верхняя подсвита, *3* – средняя подсвита, *4* – нижняя подсвита), *5* – хотурская, *6, 7* – кендерлинская (*6* – верхняя подсвита, *7* – нижняя подсвита), *8* – ззетская, *9* – обойская среднего эоцена, *10* – данатинская среднего эоцена – палеоцена, *11* – чаалджинская и сумбарский горизонт дания–палеоцена, нерасчлененные; *12* – верхний маастрихт; *13* – нижний маастрихт; *14* – кампан; *15* – Бахчинский сбросо-сдвиг; *16* – остальные разрывы (*а* – сдвиги, *б* – сбросы, *в* – взбросы, вершины треугольников – по падению сместителей); *17* – разрывы, запечатанные четвертичными отложениями; *18* – геологические границы; *19* – элементы залегания, градусы


А
15
60
70
60
42
50
30
км 0.5 0 0.5 км


Б
70
25
60
30
0.5 км
80


В
50
25
10
10
8
12
1 0 1 км


Г
20
23
45
0.5 км
50
55


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
а
б
17
а
б
в
18
19

Резюме. Итак, Южно-Каспийский регион со всех сторон окаймлен сдвигами (см. рис. 7, врезка) – на западе – правыми, северо-западного (до меридионального) простирания, а на востоке – левыми, северо-восточными (до широтного простирания). Сдвиговый характер имеет и присутствующий в регионе отрезок Крымско-Копетдагской шовной зоны запад-северо-западного простирания, ограничивающий Южно-Каспийскую впадину на севере. Знак смещения вдоль него меняется вдоль простирания: на западе (Юго-Восточный Кавказ и Апшерон) смещение было левосторонним, а на востоке (Передовая зона Копетдага) – правосторонним. Сдвиговые зоны расчленяют рассматриваемый регион на четыре блока 1-го порядка: Скифско-Туранский (включающий, кроме одноименной платформы, и Восточный Кавказ), Куринско-Малокавказский, Копетдагский и Южно-Каспийский (включающий, в качестве краевых частей, выделенные выше Шемахино-Кобыстанский и Западно-Копетдагский блоки). Главнейшие региональные сдвиги, хотя иногда и наследуют древние флексуры и разломы (например, зона Апшеронского порога), как сдвиги начали развиваться только в неогене: на Западном Копетдаге – с раннего миоцена, на Юго-Восточном Кавказе – скорее всего, с позднего миоцена. При этом особенно активный пик их развития падает на плиоцен–квартер. На Копетдаге удается установить некоторые возрастные различия правых и левых сдвигов (первые более сильно омолаживались в валахскую орогеническую фазу); для Юго-Восточного Кавказа подобных фактов нет, в то же время, здесь наблюдаются признаки весьма интенсивного развития сдвигов обеих систем в позднем плиоцене–квартере.

Анализ сдвиговой тектоники, хотя и позволяет сделать важные выводы о причинах формирования структуры Южно-Каспийского региона (например, вывод о доминирующей роли в этом процессе горизонтального сжатия), все же не дает возможности судить о направлении движения всех блоков. Так, если сближение Куринско-Малокавказского и Копетдагского блока со Скифско-Туранским, выразившееся в увеличении интенсивности вертикального выжимания в местах их столкновения, представляется несомненным, то не совсем ясно, как вел себя при этом Южно-Каспийский блок: перемещался ли он или, будучи неподвижным и сохраняя свои размеры, пассивно "обтекался" другими блоками или же испытывал меридиональное растяжение. Во всех перечисленных случаях наблюдаемый рисунок сдвиговых деформаций был бы примерно одинаков.

Чтобы разобраться в этом, необходимо выяснить динамическую обстановку, существовавшую внутри Южно-Каспийского блока во время сдвиговых перемещений. Если последний пассивно "обтекался" соседними складчатыми зонами либо растягивался в силу каких-то внутренних причин (а выше мы уже констатировали наличие внутри блока признаков как горизонтального растяжения,

←

Рис.19. Сдвиги Северо-Западного Копетдага [Копп, 1970]

А – южный борт Гяурлинской синклинали; *Б* – район водохранилища Теметинкуфе; *В* – район колодца Куйляр; *Г* – район к северо-востоку от горы Майкран

Положение рис.19*А* и 19*Б* см. на рис.21

1 – сплошной покров четвертичных отложений; *2* – аджидерпиская свита верхнего плиоцена – плейстоцена; *3* – акчагыльский ярус верхнего плиоцена; *4–12* – палеоген: *4–8* – торымбеурская свита верхнего эоцена (*4* – верхняя подсвита, *5* – средняя подсвита, *6* – верхняя пачка нижней подсвиты, *7* – нижняя пачка нижней подсвиты, *8* – нерасчлененная), *9* – эзетская, кендерлинская и котурская свиты верхнего–среднего эоцена, нерасчлененные, *10* – обойская свита среднего эоцена, *11* – данатинская свита среднего эоцена – палеоцена, *12* – чаалджинская свита и сумбарский горизонт палеоцена, нерасчлененные; *13* – маастрихт; *14* – верхний кампан; *15* – нижний кампан; *16* – сантон; *17* – геологические границы (*а* – согласные, *б* – трансгрессивные); *18* – разрывы (*а* – сдвиги, *б* – сбросы, бергштрихи – по падению сместителей, *в* – надвиги и взбросы, вершины треугольников – по падению сместителей), *19* – ось антиклиналей

так и возможного срединного массива, способного создавать упор для складчатости), то внутри него не может быть сколько-нибудь серьезного сжатия. Если же края Южно-Каспийского блока выжимались из соседних синтаксисов складчатого пояса или, иными словами, Шемахино-Кобыстанский и Западно-Копетдагский блоки 2-го порядка двигались навстречу друг другу, внутри Южно-Каспийского блока должно было существовать субширотное сжатие. В связи с этим, на первое место выдвигается вопрос о механизме формирования поперечной складчатости внутри Южно-Каспийского блока.

3.4. Поперечные складки и их соотношения со сдвигами

В плане Южно-Каспийский блок имеет форму неправильной миндалины с оттянутыми острыми концами (см. рис. 7). Развитые в районе последних складки имеют продольное (субширотное) простирание, обычное для Кавказа и Копетдага. Точно так же они ориентированы около северной и южной границы миндалины. Совершенно другой структурный план наблюдается внутри блока: складчатые цепи простираются здесь в целом субмеридионально, хотя они заметно искривлены в виде дуг, выпуклых к центру Южно-Каспийской впадины. Уже одно это последнее обстоятельство приводит к мысли о тектоническом или гравитационно-тектоническом стекании осадков во впадину.

В хорошо обнаженных частях Южно-Каспийского блока (Кобыстан, Западный Копетдаг) можно проследить порядок смены структурного плана. Вначале сильно сжатые продольные складки осложняются пологими поперечными складками и флексурами. Затем, по мере приближения к центру блока, величина и амплитуда поперечных складок возрастают. На тех участках, где оба структурных направления выражены одинаково, возникает ложная куполовидность. В отличие от настоящих круглых куполов складки имеют квадратные, треугольные, Т- и П-образные очертания в плане (рис. 20–24). В некоторых местах, как, например, на юго-западе Апшеронского полуострова, антиклинали имеют форму колец, ограничивающих круглые мульды. Еще дальше к центру блока субширотные складки полностью уступают место субмеридиональным.

Поперечные складчатые зоны в целом положе и короче продольных и часто вписываются в созданный продольными каркас; это приводит к предположению об относительной молодости и меньшей глубинности поперечных структур. Но наблюдаются и взаимные пересечения тех и других, и тогда труднее сделать вывод об их возрастных соотношениях. В некоторых местах удается датировать возраст разноориентированных систем складок по характеру налегания на них молассовых толщ. Особенно благоприятен в этом отношении Северо-Западный Копетдаг, где широко представлены разделенные несогласиями молассовые свиты. В пределах Юго-Восточного Кавказа это сделать труднее из-за того, что молассовые пачки часто сорваны по надвигам.

Перейдем теперь к характеристике поперечных складок и их соотношений со сдвигами для каждой из частей Южно-Каспийского региона.

Юго-Восточный Кавказ. Поперечная складчатость развита здесь на востоке относительно слабо сжатой в меридиональном направлении Шемахино-Кобыстанской ступени, где складчатые цепи общекавказского простирания расходятся в виде виргации. Северная граница области поперечных складок совпадает с Малкамудским и Гермианским разрывами, находящимися примерно

совпадает с Малкамудским и Гермианским разрывами, находящимися примерно на продолжении друг друга. Севернее горы Дибрар к этой линии торцово причленяется небольшая (длиной порядка 10 км) поперечная антиклиналь меридионального простирания, выраженная в меловых отложениях. Севернее вышеуказанной тектонической линии (в пределах Шахдагско-Хизинской и Тенгинско-Бешбармакской зон) поперечные структуры также иногда встречаются (например, Конахкендская флексура [Мирчинк, Шурыгин, 1972]), однако здесь они локальны. Ограничение области поперечных складок крупной зоной левосдвиговых деформаций, коей является Малкамудская, представляется чрезвычайно важным для нашего анализа.

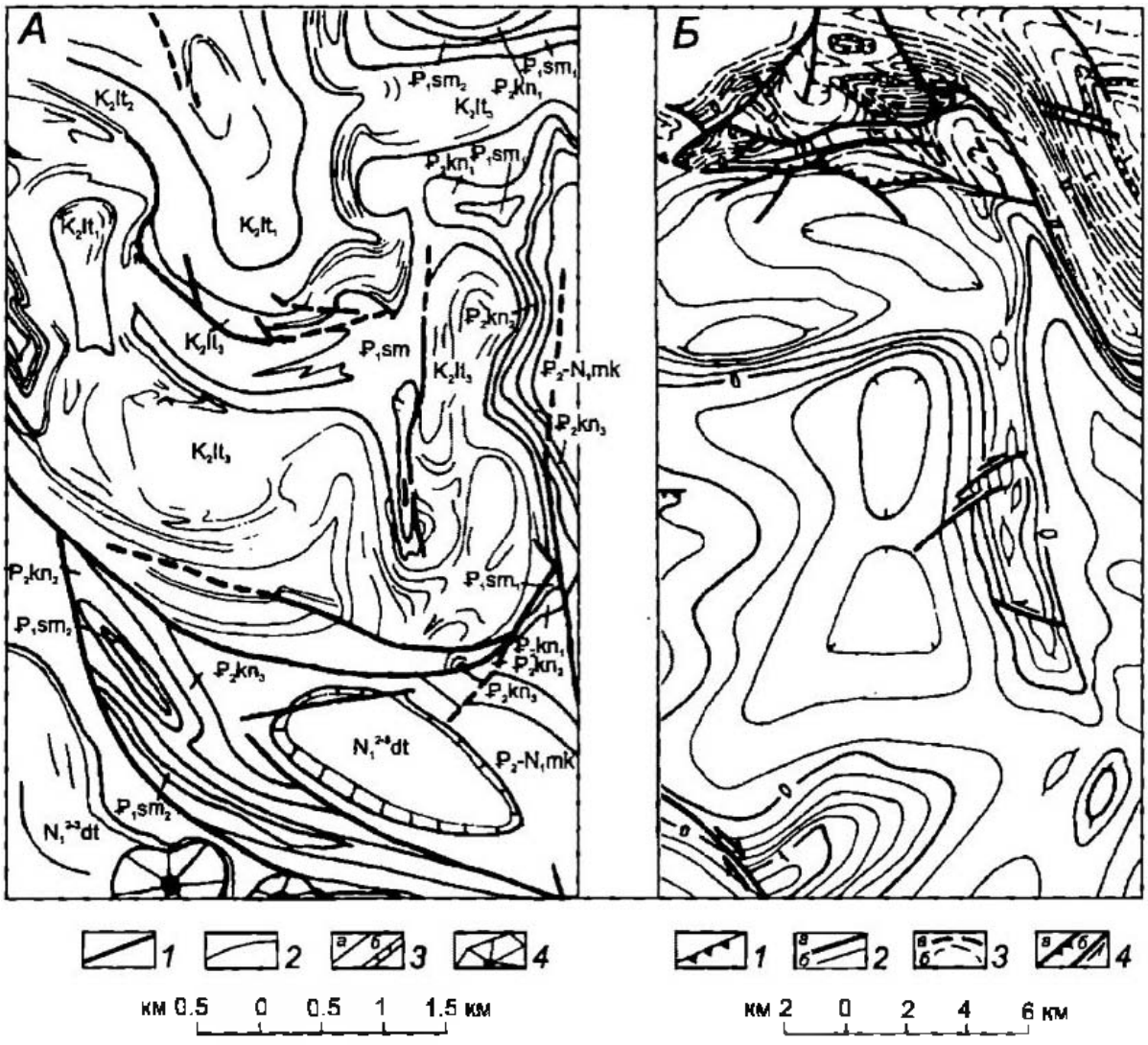


Рис.20. Парагенезис поперечных складок и сдвигов в Шемахино-Кобыстанской ступени Юго-Восточного Кавказа

А – геологическая карта Кублядагского участка [Мирчинк, Шурыгин, 1972], положение рисунка см. на рис.7: *1* – разрывы; *2* – геологические границы; *3* – маркирующие горизонты (*а* – отдешифрированные по аэроснимкам, неясной стратиграфической принадлежности, *б* – доломиты низов диатомовой свиты); *4* – грязевые вулканы

Б – структурная карта Джейранкечмезского участка, положение рисунка см. на рис.8: *1* – граница структурных этажей; *2* – стратоизогипсы подошвы акчагыла (*а* – через 1000м, *б* – через 250м); *3* – то же, подошвы майкопа (*а* – через 1000м, *б* – через 250м); *4* – разрывы (*а* – взбросы и надвиги, вершины треугольников – по падению смесителей, *б* – сдвиги)

На севере, в районе Алтыагач-Куркачидагского антиклинория, поперечные складки расположены довольно редко (с интервалом через 10–15 км), так что здесь сохраняется общее запад-северо-западное простирание тектонических элементов. Однако юго-восточнее, на погружении Юртандагской и Агбурунской

антиклинальных цепей общекавказской ориентировки, последние уже настолько деформированы меридиональными структурами, что здесь возникла самая настоящая перекрестная складчатость (рис. 20, см. также рис. 47). В местах такого рода часто бывает трудно разобраться, какая именно из систем складок пересекает другую. Скорее всего, обе развивались геологически одновременно в обстановке двустороннего сжатия и сильного недостатка пространства; хотя совершенно не исключается вариант, что одна из них могла несколько запаздывать в своем развитии.

Подобный характер поперечные складки имеют в пределах всей юго-восточной части Северного Кобыстана и восточной части – Центрального. В профиле они довольно разнообразны, но чаще всего сильно сжаты и имеют изоклинальную либо даже веерообразную конфигурацию (Кублядагская и Кабандагская антиклинали). Многие на крыльях осложнены взбросами и надвигами. Кое-где Н. Н. Курдиным и автором фиксировались системы трещин, характерных для обстановки горизонтального сжатия. Все это говорит о том, что поперечные складки формировались при горизонтальном сокращении. Преобладающую вергентность, однако, наметить трудно – похоже, что несколько преобладает восточная вергентность, направленная к Каспию.

Все достаточно крупные поперечные складки данного участка, по крайней мере с одной стороны, а часто и с двух, торцово причленяются к протяженным продольным разрывам, осложняющим крылья антиклиналей. Обычно эти нарушения считаются взбросо-надвигами [Мирчинк, Шурыгин, 1972; и др.], однако подобная приуроченность к ним поперечных складок показывает, что они обязательно должны иметь сдвиговую компоненту. Гораздо сложнее обстоит дело с определением знака сдвигового смещения, так как рассматриваемые разрывы ориентированы почти продольно по отношению к структурному плану и поэтому никаких достоверных смещений по ним структурных элементов установить не удается.

Некоторую помощь в решении данного вопроса может оказать, на наш взгляд, анализ структурного рисунка Северного Кобыстана, в частности, кулисности и ориентировки складок. Лучше всего его проводить для территории, находящейся западнее главного участка развития перекрестной складчатости, где еще в какой-то мере сохранилась, хотя и в искаженном виде, первичная северо-западная ориентировка складчатых структур, характерная для основной части Шемахино-Кобыстанской ступени. Здесь хорошо видна левосторонняя кулисность элементов 1-го порядка, группирующихся в эшелонированные цепи широтного – запад-северо-западного простирания (см. рис. 8, 13, 47). Лучше всего последняя проявляется в расположении синклинальных депрессий, так как вследствие гребневидного характера складчатости они обладают более крупными размерами. В Кендинской синклинальной зоне (находящейся между Кемипдагской и Шихандагской антиклинальными цепями) таковыми являются Западно-Кендинская, Кендинская и Западно-Вегверская мульды, в Шихандагской (между Шихандагской и Юртандагской антиклинальными цепями) – Беглярская, Западно- и Восточно-Шихандагская мульды, в Сиякинской, расположенной к югу от Юртандагской антиклинальной зоны, – Чайкурбанчинская, Западно- и Восточно-Сиякинская мульды.

Таким образом, непосредственно к западу от участка развития наиболее интенсивной перекрестной складчатости проявляется левосторонняя кулисность расположения тектонических элементов, весьма характерная для всей Вандам-Апшеронской левосдвиговой зоны. Можно поэтому сделать предположение, что и горизонтальная компонента смещения присутствующих в данном участке

разрывов субширотного простирания также является левосдвиговой. Констатируя это, все же следует отметить, что здесь в ряде мест наблюдаются и несомненные признаки правосторонних перемещений, лучше всего выраженные в строении узких антиклинальных цепей (например, правая кулисность структур Шихандагско-Кублядагской антиклинальной зоны). Однако они несколько более локальны и, по-видимому, представляют собой явление более низкого порядка.

Сосуществование в одной зоне близких по ориентировке структур правого и левого сдвига свидетельствует о проявлении тектонического течения в горизонтальной плоскости, скорее всего, связанного с расплющиванием пластичных глинисто-флишевых отложений мела–палеогена (подробнее см. 4.2.2; рис. 47).

Южнее, в пределах Центрального и Южного Кобыстана, где полоса напряженных дислокаций южного склона Кавказа сменяется плоскодонной Джейранкечмезской депрессией, поперечные складки становятся главным элементом структуры. Они имеют здесь простирание от северо-западного до меридионального и представляют собой сильно вытянутые в плане узкие структурные носы, нарушающие северный борт депрессии и погружающиеся к ее центру в южном направлении. Особенно велика плотность расположения поперечных структур в восточной части депрессии, около Каспийского моря. Они здесь образуют седловины и цепи, протягивающиеся почти насквозь от одного борта депрессии до противоположного. В более сжатой по меридиану западной части последней поперечные складки в плане выгибаются к западу (см. рис. 20, *Б* – восточная часть) и имеют несколько более крутые западные крылья (Шихкаинская и Бурансызская антиклинали). В восточном направлении, по мере расширения Джейранкечмезской синклинали и приближения к Южно-Каспийской впадине, поперечные антиклинальные зоны приобретают выпуклость уже к востоку и характеризуются более крутыми восточными крыльями (Бурансызско-Путинская антиклинальная цепь, Шабандагская антиклиналь). Как и в более северных областях Кобыстана, поперечные складки начинаются около продольных разрывов. Для зоны разрывов, проходящей вдоль северного борта Джейранкечмезской впадины и ограничивающей на севере Шихкаинскую антиклиналь, отмечены левосторонние смещения ядра складки и крутых маркирующих горизонтов (см. рис. 20, *Б*).

Последний район распространения поперечных складок, где они связаны уже с правыми сдвигами и имеют северо-восточное простирание, находится на юге Шемахино-Кобыстанской ступени. Поперечные складки здесь также представляют собой структурные носы, начинающиеся около сдвигов и постепенно затухающие по мере удаления от них к северу. Плотность и размеры в плане этих структур, как и на севере, возрастают к востоку. Если находящаяся в восточном крыле Ленгебизской правосдвиговой зоны Гирдинская гемиантиклиналь имеет длину всего 3–4 км, то Чеильдагская поперечная флексура на восточном крыле Умбакинского брахиантиклинория вытянута на 20–25 км в север-северо-восточном направлении.

Полускладки, связанные с левыми и правыми сдвигами, объединяются в дугообразные цепи, обращенные выпуклостью в сторону Южно-Каспийской впадины – как, например, показанные на рис. 20, *Б* Шихкаинская и Ахтарминская гемиантиклинали. Следует отметить (это видно и на данном рисунке), что степень сжатия поперечных структур, парагенетически связанных с правыми сдвигами, всегда несколько меньше. Возможную причину этого мы попытаемся проанализировать в заключительной части настоящей главы.

Везде, где на крыльях поперечных складок присутствуют верхнеплиоценовые отложения, они всегда наклонены почти согласно с подстилающими их

породами (Ленгебизский хребет, Алятская гряда, Джейранкечмезская депрессия, Апшеронский полуостров). Следовательно, активный рост этих структур происходил в послеапшеронское время – в валахскую фазу складчатости, т. е. практически одновременно с перемещениями по сдвигам (во всяком случае, правым, для которых есть более надежные данные о возрасте). Поскольку северный широтный борт Джейранкечмезской синклинали иногда несогласно пересекается акчагыльскими и понтическими отложениями (в районе горы Бояната), следует полагать, что здесь поперечные складки несколько моложе продольных. Меньше данных по этому вопросу для северной области распространения поперечных структур, где плиоценовые образования почти отсутствуют.

Целый ряд интересных соображений о более позднем возрасте субмеридиональной складчатости был приведен Б. В. Григорьянцем [1968] и другими исследователями [Мирчинк, Шурыгин, 1972; Шарданов и др., 1955]. В той части, где приводятся структурно-геологические признаки наложенности поперечных складок (их группировка в цепи, которые пересекают насквозь продольные структуры сжатия; разворот простирания в глубинном разрезе – по данным бурения и др.), выводы представляются бесспорными. Дискуссионной здесь является, на наш взгляд, сама датировка как продольной, так и поперечной складчатости: первая считается меловой, а вторая – кайнозойской. Однако, по нашим наблюдениям, мест, где считается бесспорным проявление предпалеогеновых (или раннепалеогеновых) угловых несогласий немного, причем последние связаны либо с подводнооползневой складчатостью (Чаркишлакская синклиналь), либо с подводным стратиграфическим перерывом (Амбизлярская синклиналь).

А. М. Шурыгин показал, что многие считавшиеся угловыми и стратиграфическими несогласия в верхах палеогена – миоцене на самом деле являются тектоническими контактами [Мирчинк, Шурыгин, 1972]. Следовательно, складчатая структура Северо-Восточного Кавказа формировалась, в основном, в позднем миоцене – плиоцене и, значит, в пределах данного временного интервала должны находиться и установленные предшествующими исследователями несомненные различия возраста поперечных и продольных складок.

Итак, поперечные складки Юго-Восточного Кавказа являются присдвиговыми. Это выражается как в их несомненной пространственной приуроченности к крыльям этих разрывов, так и в признаках одновозрастности тех и других. Во внутренней (западной) части Шемахино-Кобыстанского блока поперечные структуры сжатия наложены на продольные, и в местах равномерного развития тех и других образовалась перекрестная складчатость. Крутой наклон крыльев поперечных складок (вплоть до субвертикального и запрокинутого) и разнообразная вергентность свидетельствуют о сильном сжатии и недостатке пространства в соответствующей области. В сторону внешней, приморской, части Шемахино-Кобыстанского блока поперечные складки меридиональной ориентировки начинают уже доминировать в структурном плане. При этом их поперечный профиль несколько упрощается и становится гребневидным, хотя и здесь крылья антиклиналей (особенно восточные) достаточно крутые и иногда сопровождаются взбросо-надвигами.

Таким образом, Шемахино-Кобыстанский блок, ограниченный с двух сторон региональными сдвиговыми зонами, сжат в субширотном направлении. Это сжатие, нарастая к востоку, достигает максимума в центре блока (участок перекрестной складчатости). Далее к востоку, по мере расширения блока к Южно-Каспийской впадине, оно несколько снижается, замещаясь надвиганием в сторону последней. Особенно сильное субширотное сжатие испытала северная часть

Шемахино-Кобыстанского блока, прилегающая к Вандам-Апшеронской левосдвиговой зоне.

Западный Копетдаг. Поперечные складки северо-восточного простирания появляются уже в западной части Центрального Копетдага, где Копетдагский синтаксис начинает несколько раскрываться к западу. Первая крупная область их концентрации находится в пределах Арчман-Нухурского тектонического узла. Как показал Л. М. Расцветаев [1966], они возникли здесь в результате компенсации правосдвигового перемещения вдоль Гермабской зоны разрывов. Следующий, существенно более крупный участок сосредоточения поперечных складок находится на Северо-Западном Копетдаге, во фронтальной части южного крыла Главного Копетдагского разрыва (рис. 21–24). Условия формирования структуры данного района ранее были рассмотрены автором [Копп, 1970, 1971 а-в; Копп, Расцветаев, 1972], что позволяет здесь кратко охарактеризовать лишь главные их закономерности.

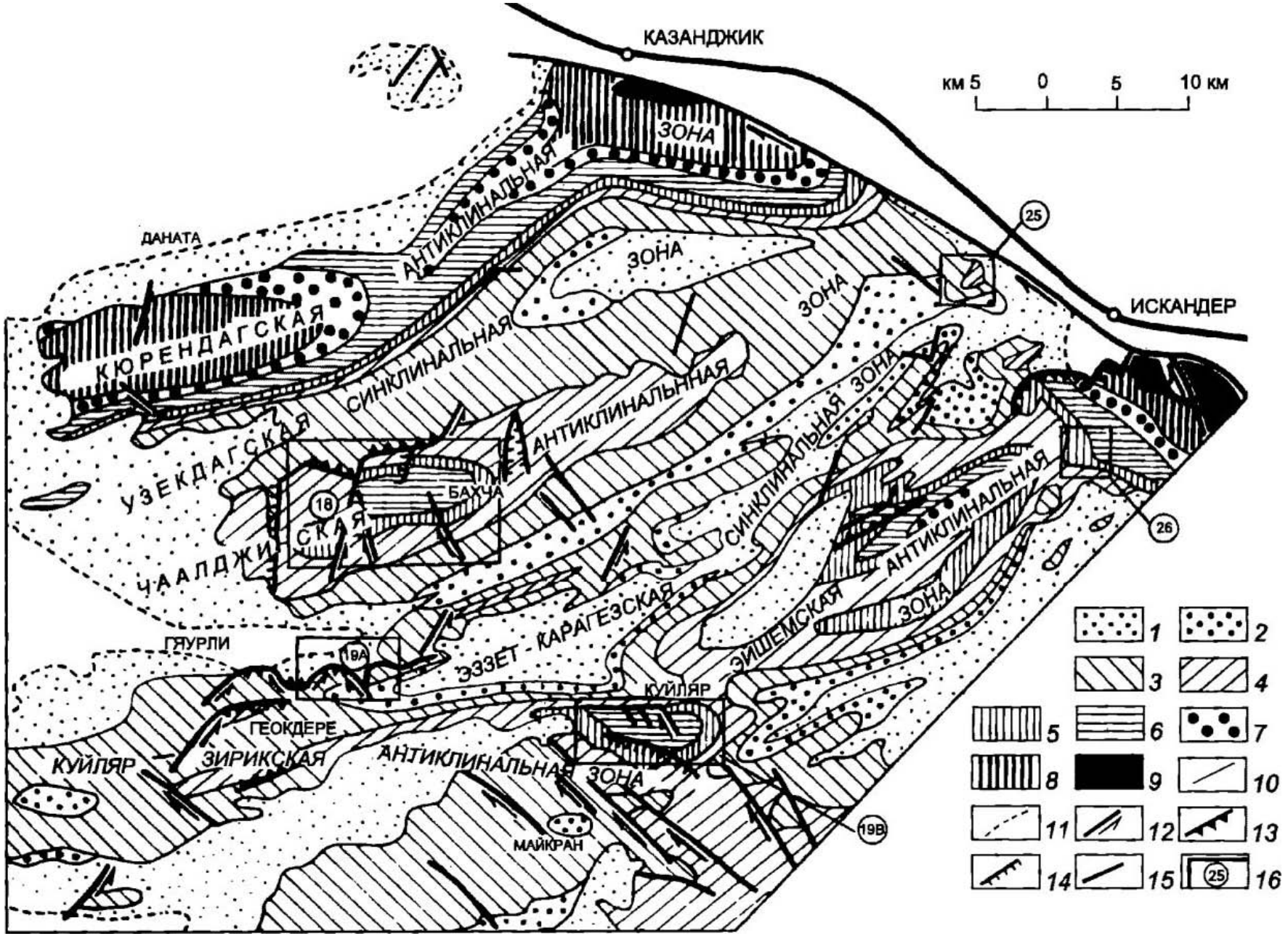
В пределах Северо-Западного Копетдага наблюдается три системы складчатых стуктур.

Первая, которую можно считать основной – это складки от широтного до восток-северо-восточного простирания, характерного для всей Западно-Копетдагской виргации (складки "общекопетдагского" простирания). Они имеют значительные амплитуды (в ядрах выходит мел) и, часто, довольно крутой поперечный профиль; вергентность направлена к центру Западно-Копетдагской депрессии, где находится Эззет-Карагёзская синклинальная зона (см. рис. 24). Длинные в целом антиклинальные цепи общекопетдагского простирания осложнены брахиморфными и куполовидными наростами (Данатинская, Бахчинская, Куйлярская антиклинали), расположенными кулисно в зоне Исак-Бахчинского глубинного правого сдвига.

Вторую систему складок составляют так называемые передовые антиклинали запад-северо-западного простирания в зоне Главного Копетдагского разрыва. Это крупноамплитудные (в ядрах – готерив–баррем) прямолинейные структуры с сильно подвернутым и тектонически срезанным северным крылом.

Наконец, третью систему структур сжатия образуют складки, надвиги и флексуры северо-восточного простирания – поперечного по отношению к генеральному структурному плану Копетдага, но диагонального, если сравнивать с ориентировкой его западного погружения. Выделяются следующие их морфологические типы: а) субвертикальные флексуры (и замещающие их надвиги) на западных периклиналях передовых антиклиналей; б) структурные носы, ответвляющиеся от последних либо непосредственно примыкающие под прямым углом к Главному Копетдагскому разрыву (см. рис. 25, 26; рис. 24, врезка); часто они обладают субвертикальными шарнирами – это свидетельствует об их возникновении в результате наложенного изгиба (в горизонтальной плоскости) южных крыльев передовых антиклиналей, круто наклоненных к тому времени; в) структурные носы, осложняющие субширотные складки (например, Чаалджинская антиклиналь, продолжающая на северо-восток Бахчинскую складку); г) мосты, соединяющие складки субширотного и запад-северо-западного простирания; д) самостоятельные антиклинальные структуры (Эйшемская антиклиналь).

Наличие складок трех направлений, местами равноправных, создает характерный для Северо-Западного Копетдага рисунок пересечения, напоминающий таковой на Юго-Восточном Кавказе. Наиболее крупные структуры трех перечисленных систем объединяются в S-образные сигмоиды, подчеркивающие правосдвиговую природу Главного Копетдагского разрыва. Зона поперечных складок обладает наибольшей шириной и особенно напряженной структурой на


КАЗАНДЖИК
км 5 0 5 10 км
ЗОНА
АНТИКЛИНАЛЬНАЯ
ДАНАТА
ЗОНА
ЗОНА
25
ИСКАНДЕР
КЮРЕНДАГСКАЯ
СИНКЛИНАЛЬНАЯ
АНТИКЛИНАЛЬНАЯ
УЗЕКДАГСКАЯ
ЗОНА
СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА
БАХЧА
18
ЧААЛДЖИ
СКАЯ
26
СИНКЛИНАЛЬНАЯ
АНТИКЛИНАЛЬНАЯ
ЭЙШЕМСКАЯ
ЗОНА
ГЯУРЛИ
18А
ЭЗЗЕТ - КАРАГЕЗСКАЯ
КУЙЛЯР
ГЕОКДЕРЕ
КУЙЛЯР
ЗИРИКСКАЯ
АНТИКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА
19В
МАЙКРАН
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
25

юго-востоке территории, изображенной на рис. 21–24. К северо-западу она постепенно сходит на нет, ее последним проявлением является S-образный изгиб Малобалханской антиклинали, находящейся за пределами рисунков 21–24 (см. рис. 6, 7).

Поскольку поперечные складки заполняют пространство между продольными, их амплитуда и многие морфологические особенности зависят от последних. Однако вергентность часто не совпадает с таковой продольных структур. Рядом с Главным разрывом преобладает западная вергентность, попутная смещению его южного крыла. Вместе с тем, зона поперечных складок в целом – это заметно сжатый дивергентный брахиантиклинорий, несколько более запрокинутый к юго-востоку. Разваливание крыльев брахиантиклинория к смежным прогибам подчеркивается противоположным изгибом в плане краевых антиклиналей.

Особенности строения поперечных складок – наличие крутых, часто пережатых крыльев, сопровождающихся зонами будинажа и надвига; осложненность небольшими сдвигами, ориентированными диагонально к их осям – все это свидетельствует о том, что они образовались в результате бокового сжатия. Этот вывод подтверждается и проведенным нами совместно с Л. М. Расцветаевым изучением трещиноватости (по методике М. В. Гзовского) для некоторых наиболее крупных поперечных структур (см. рис. 17) [Копп, 1971 в].

Картирование предакчагыльского углового несогласия, амплитуда которого подвержена сильным изменениям на площади, и изучение состава гальки в неогеновых конгломератах позволили надежно датировать возраст складчатых структур разного направления (см. рис. 22, 23) [Копп, 1971 а, в; Копп, Расцветаев, 1972].

Все крупные антиклинальные зоны в целом продольного простирания (включая субширотные и передовые складки) к началу акчагыла уже были полностью сформированы и в последующее время испытывали только сводовое поднятие и достройку на крыльях (расширение в сторону соседних синклиналей). Что же касается складок северо-восточной ориентировки, то проведенные исследования подтвердили точку зрения И. И. Никшича [1931] относительно их более молодого, послеакчагыльского возраста. Однако эти складки не являются целиком наложенными по отношению к структурам других направлений, как это считал И. И. Никшич; по нашим данным, они начали формироваться совместно с передовыми и субширотными, а в течение заключительной – валахской – тектонической фазы испытали лишь более сильное омоложение. Их амплитуды в это время увеличились на 30–50%, тогда как крупные продольные структуры нарастились всего на 10–20%. Время интенсивной достройки поперечных складок совпадает с резкой активизацией подвижек по Главному Копетдагскому разрыву и оперяющим его нарушениям [Крымус, 1966; Расцветаев, 1966].

←

Рис.21. Схема тектонического районирования Северо-Западного Копетдага

1–9 – главные комплексы отложений: *1* – плиоцен, *2* – миоцен, *3* – олигоцен – верхний эоцен (майкопская серия и торымбеурская свита, нерасчлененные), *4* – средний–верхний эоцен (котурская, кендерлинская и озетская свиты, нерасчлененные), *5* – средний эоцен – даний (обойская, данатинская и чаалджинская свиты, нерасчлененные), *6* – турон–даний, *7* – сеноман, *8* – апт и альб, нерасчлененные, *9* – неоком; *10* – границы между комплексами; *11* – граница сплошного покрова четвертичных отложений; *12–15* – крупнейшие разрывы: *12* – сдвиги, *13* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей), *14* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей), *15* – разрывы с неустановленным характером смещения; *16* – контуры участков, изображенных на рис 18, 19*А*, 19 *Б*, 25, 26

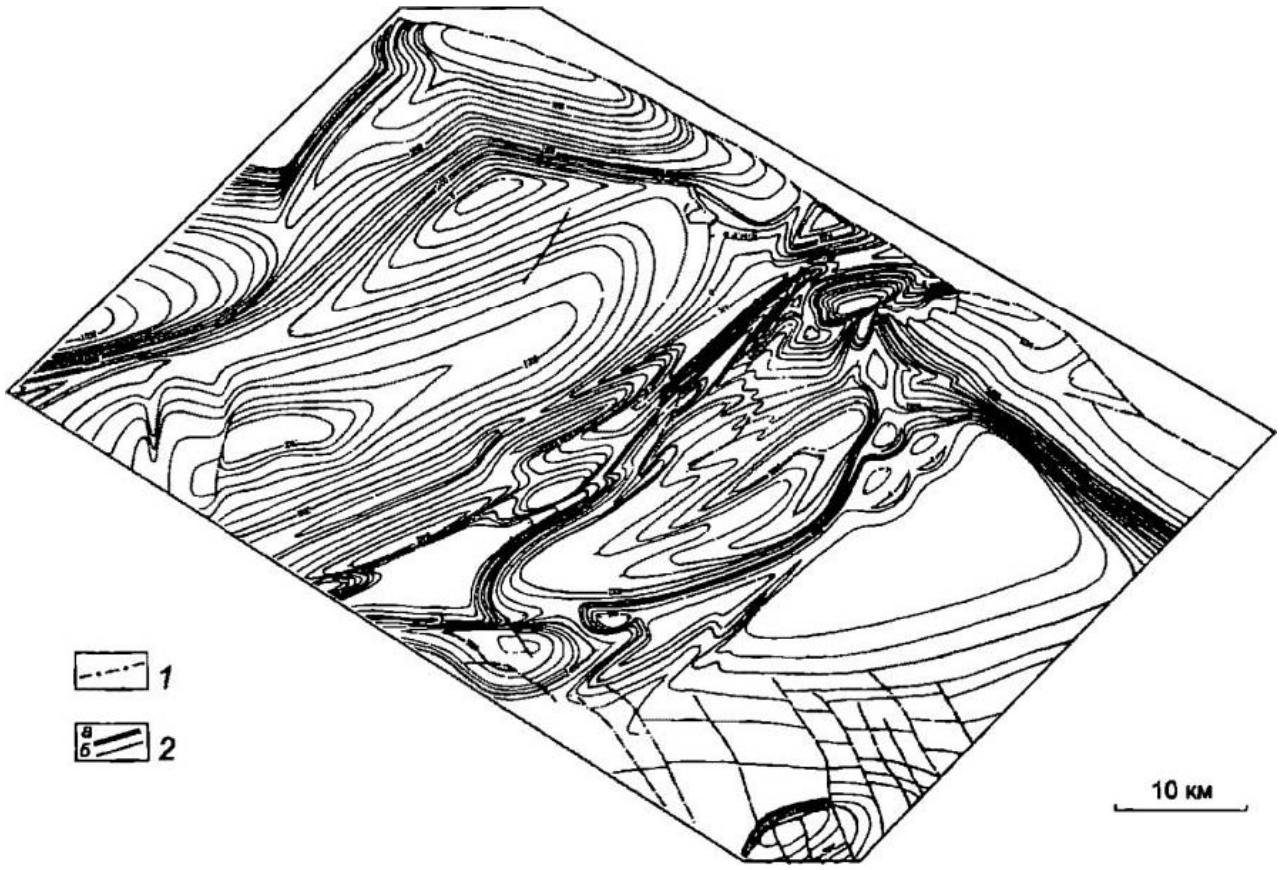


Рис.22. Структурная схема зоны диагональной складчатости Северо-Западного Копетдага по кровле олигоцена [Копп, 1971в]

1 – разрывы; *2* – стратоизогипсы (*а* – проведенные через 1000 м, *б* – проведенные через 250 м)

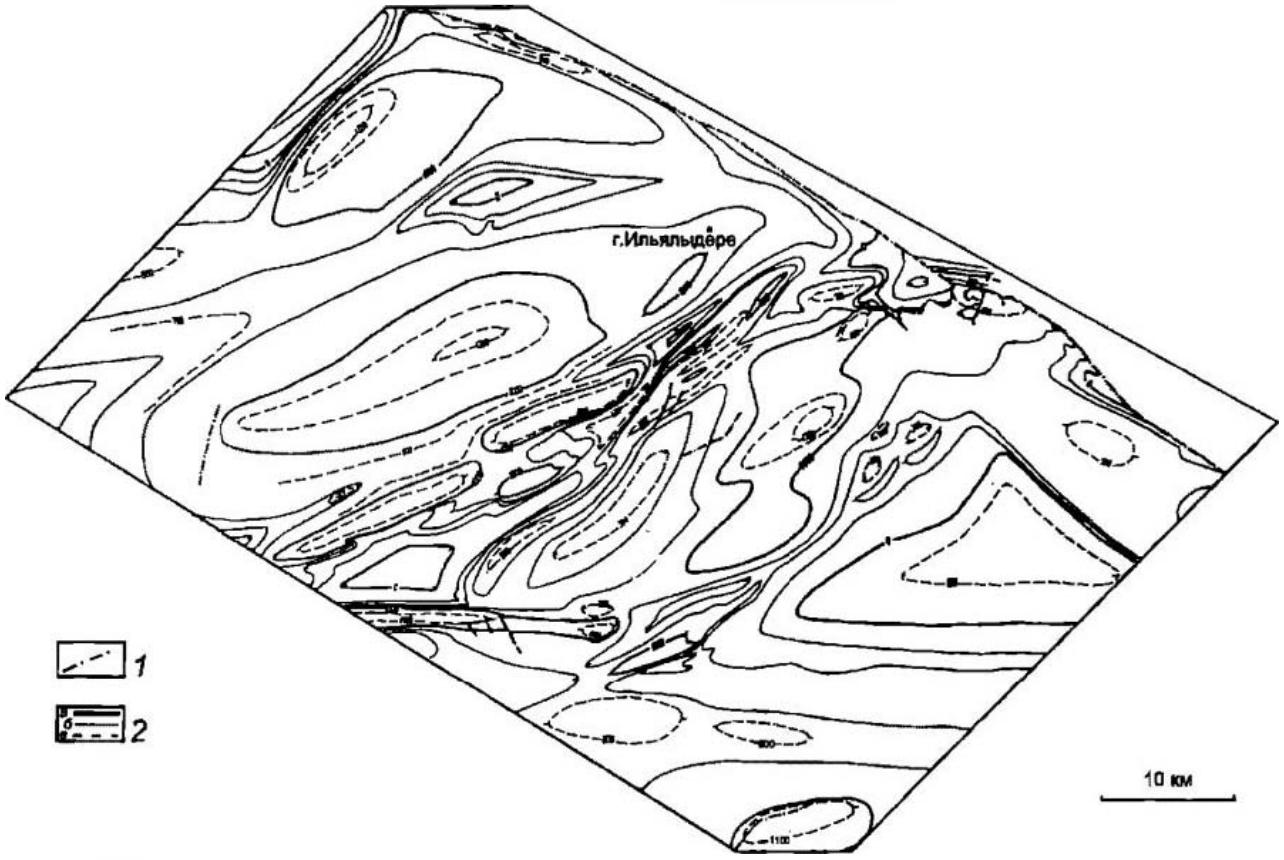


Рис.23. Структурная схема зоны диагональной складчатости Северо-Западного Копетдага по условному акчагыльскому реперу [Копп, 1971в]

1 – разрывы; *2* – стратоизогипсы (*а* – проведенные через 1000 м, *б* – проведенные через 250 м, *в* – проведенные через 100 м)

Датировка поперечных складок, наряду с вышерассмотренными чертами их морфологии и динамики формирования, подтверждает представление о том, что они возникли в результате сжатия фронтальной части юго-западного крыла Главного Копетдагского разрыва, сдвинутого к северо-западу [Копп, 1971 а-в; Крымус, 1966; Расцветаев, 1966].

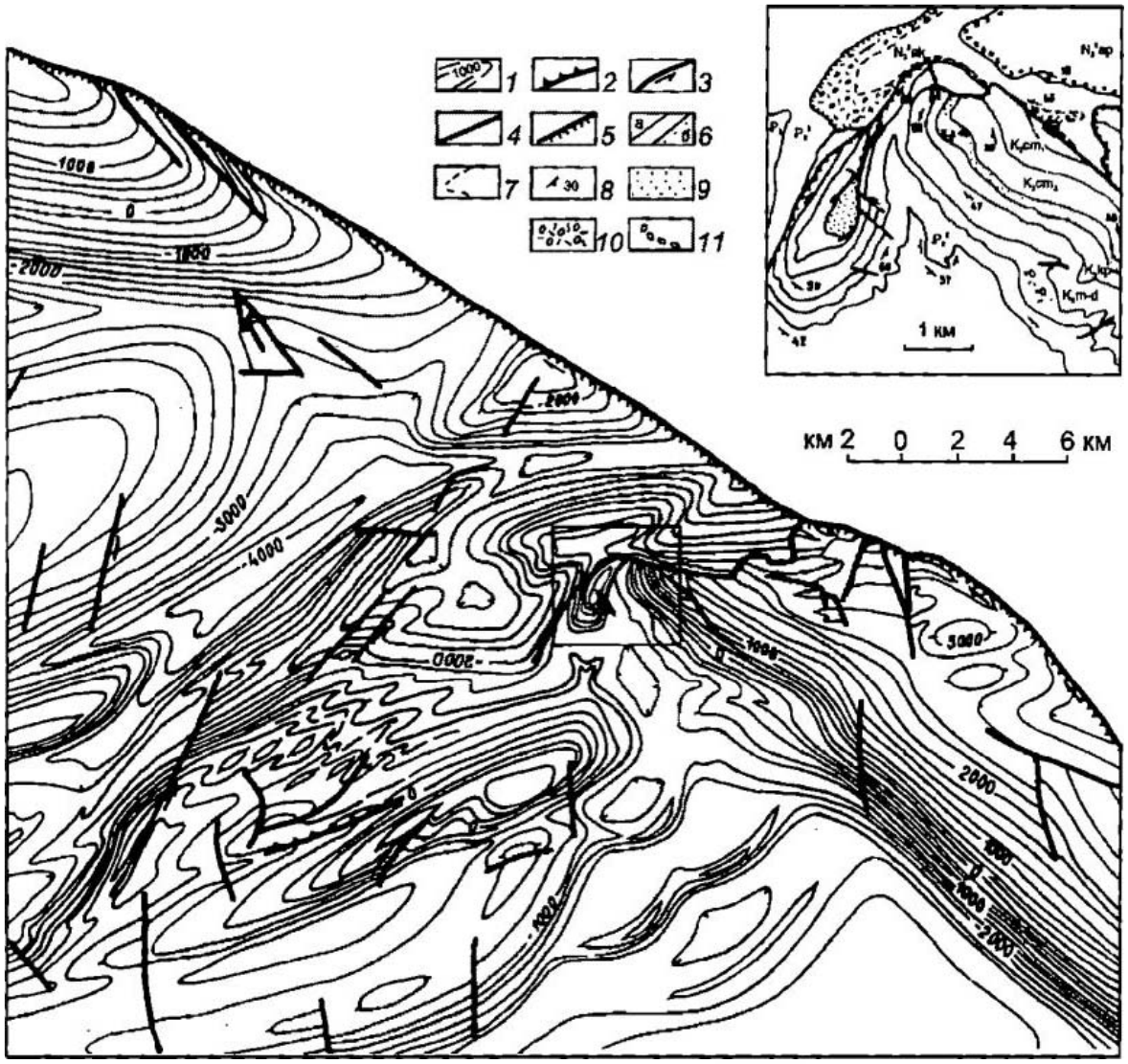


Рис.24. Парагенезисы поперечных складок и сдвигов (Северо-Западный Копетдаг) [Копп, 1979]

На врезке – Урумельджинская гемиантиклиналь. Положение рисунка см. на рис.7

1 – стратоизогипсы кровли мела, проведенные через 1000м; *2–5* – разрывы: *2* – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению смесителей), *3* – сдвиги, *4* – разрывы с неясным характером смещения, *5* – Главный Копетдагский разрыв; *6* – геологические границы (*а* – согласные, *б* – трансгрессивные); *7* – маркирующие горизонты: *8* – элементы залегания, градусы; *9* – песчаники; *10* – известняки и конгломераты; *11* – конгломераты

Поперечные складки северо-восточного простирания распространены и в более южной части Западного Копетдага, в пределах Аладаг-Кулмачской зоны. Хотя по своим размерам (как в плане, так и в разрезе) они уступают таковым в Северо-Западном Копетдаге, их поперечный профиль бывает сильно сжат, местами с запрокидыванием. Этот участок распространения поперечных складок так же постепенно сужается к северо-западу, как и его более северный аналог. Так как он приурочен к юго-западному крылу Исак-Бахчинской зоны правостороннего скалывания, возникновение поперечных складок можно связывать с

частичной компенсацией смещения данного крыла. Однако эта динамопара (сдвиг и компенсирующая его зона сжатия) имеет несколько более древний (предакчагыльский) возраст по сравнению с таковой на севере Западного Копетдага.Тем не менее, в пределах Аладаг-Кулмачской зоны местами отчетливо виден секущий характер складок северо-восточного простирания по отношению к широтной Кулмачской синклинали, выраженный более крутыми наклонами плиоценовых образований на их крыльях. Таким образом, несколько запаздывающий тип развития поперечных складок по отношению к продольным проявляется и здесь.

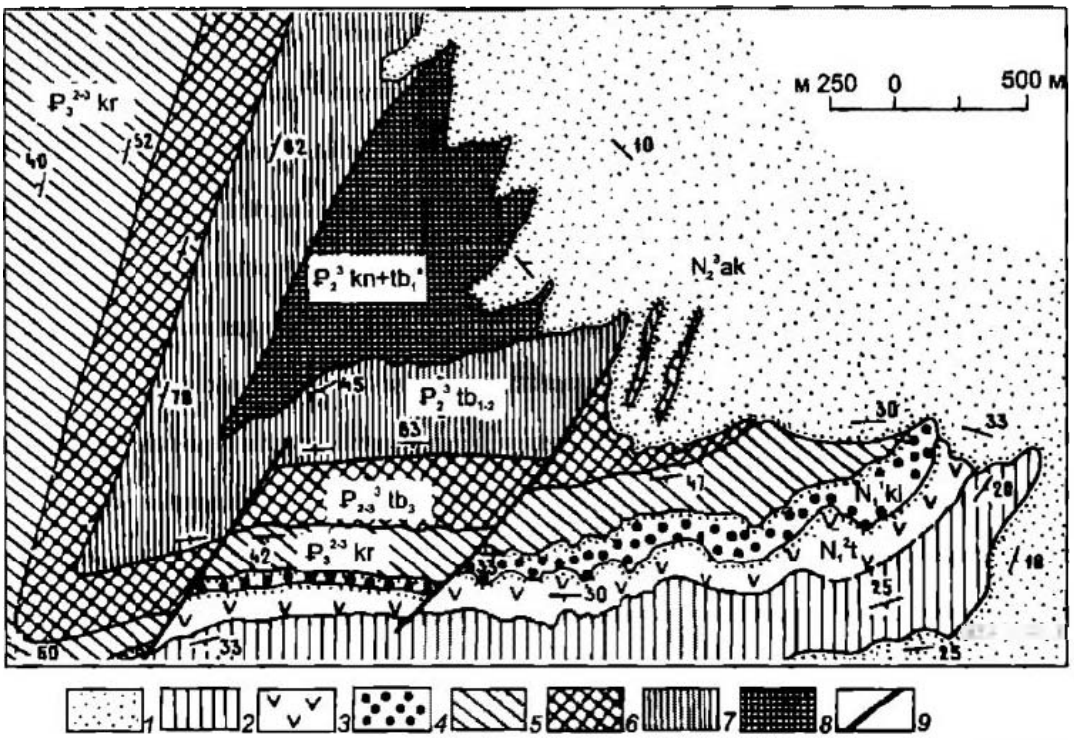


Рис.25. Геологическая карта Каражагатской гемиантиклинали

Положение рисунка см. на рис.21

1 – акчагыл (верхний плиоцен); *2* – сармат (верхний миоцен); *3* – средний миоцен; *4* – кулмачская свита (нижний миоцен); *5* – кюрендагская свита (средний–верхний олигоцен); *6* – торымбеурская свита (нижний олигоцен – верхний эоцен), верхняя подсвита; *7* – то же, нижняя и средняя подсвиты; *8* – кендерлинская, котурская свиты и нижняя пачка нижнеторымбеурской подсвиты (средний–верхний эоцен); *9* – разрывы

В самой южной части Западного Копетдага на погружении Кунузундагской и Сангудагской антиклиналей В. Н. Крымус и другие исследователи закартировали небольшие поперечные складки северо-западного – запад-северо-западного простирания, перпендикулярные этим крупным линейным структурам общекопетдагского (в данном случае – восток-северо-восточного) простирания. Гораздо больше таких поперечных складок обнаружено при буровых и геофизических работах юго-западнее, в пределах Атрекской впадины (Кызыл-Атрек, Южная Рустамкала и др.). Возможно, все они компенсируют перемещение по левым сдвигам западного фланга Копетдагской дуги.

Вдоль Аладаг-Мессерианской антиклинальной зоны, расположенной на границе Западного Копетдага и Западно-Туркменской впадины и имеющей в целом меридиональное простирание, с юга на север отмечается постепенное изменение

ориентировки поперечных складок от северо-западной в только что рассмотренном участке до северо-восточной, характерной для Северо-Западного Копетдага – на севере. Этому сопутствует дугообразный изгиб зоны к западу (см. рис. 15, 16). Таким образом, здесь, как и в восточной части Шемахино-Кобыстанской ступени Юго-Восточного Кавказа, поперечные складки образуют дугу, обращенную выпуклостью к Южно-Каспийской впадине.

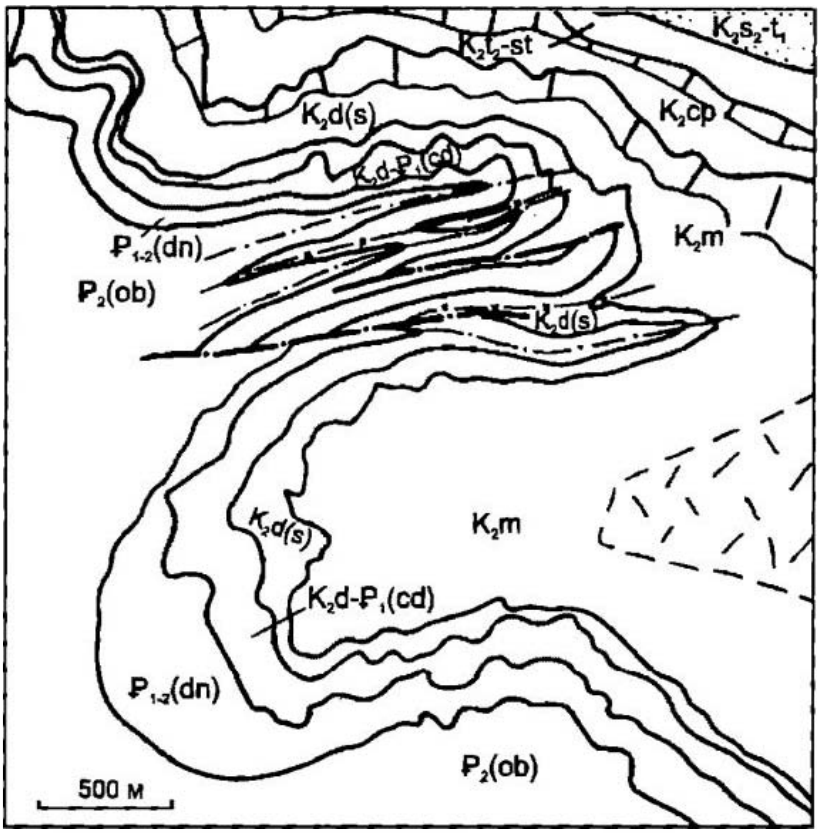


Рис.26. Геологическая карта Сергездинской гемиантиклинали, осложняющей юго-западное крыло Парсундагской антиклинали

Положение рисунка см. на рис.21

Заканчивая характеристику поперечных складок Западного Копетдага, следует отметить, что, как и в Шемахино-Кобыстанской ступени, они образовались при боковом сжатии и являются присдвиговыми. При приближении к Южно-Каспийской впадине они также группируются в цепочки, дугообразно выгнутые в сторону последней. Складки в существенной мере были сформированы уже к началу акчагыла – к моменту становления в структуре Исак-Бахчинской правосдвиговой зоны и левых сдвигов Юго-Западного Копетдага. Однако на севере территории, около Главного разрыва, поперечные складки интенсивно достраивались в конце позднего плиоцена – квартера – одновременно с усилением подвижек вдоль последнего. Можно, таким образом, констатировать, что и восточная, Западно-Копетдагская, часть Южно-Каспийского блока претерпела существенное сжатие в субширотном (до северо-западного) направлении. Особенно сильным оно было в северной части блока.

Южно-Каспийская впадина. В прилегающей к Копетдагу ее ступени – Западно-Туркменской впадине – находится несколько цепочек поперечных складок: от выпеохарактеризованной Аладаг-Мессерианской на востоке до Гограньдаг-Окаремской на западе. В их строении отчетливо проявляются все те признаки,

которые были отмечены для Аладаг-Мессерианской зоны (см. рис. 16): меридиональная в целом ориентировка, дугообразный изгиб, направленный выпуклостью к западу, левосторонняя кулисность. Вторая и третья из перечисленных особенностей свидетельствуют, на наш взгляд, о существенной роли горизонтальных напряжений при формировании и этой группы поперечных структур. Местами, по данным разведочной геофизики и бурения, установлены локальные разрывы с компонентой смещения по простиранию сместителя, как, например, меридиональный левый сбросо-сдвиг между Карадашлинской и Гограньдагской структурами. При этом зоны сдвиговых деформаций разного знака согласны изгибам флангов дуг, образуемых поперечными складчатыми зонами.

Вместе с тем, поперечные складки Западно-Туркменской впадины, во всяком случае на поверхности, характеризуются небольшими (до 30–50°) наклонами крыльев и осложнены сбросами в сводах. Имеются данные, что вниз по разрезу степень наклона крыльев увеличивается, в ядрах происходит нагнетание пластичных пород [Хариков, 1968]. Наиболее интенсивно, с крутыми углами падения и взбросами, дислоцированы структуры Аладаг-Мессерианской зоны, которая, кстати, имеет и самый древний, предакчагыльский, возраст в этом районе. К западу верхний возрастной предел складчатости поднимается. В Гограньдаг-Окаремской антиклинальной зоне дислоцированы плиоцен-нижнечетвертичные отложения, а для акватории весьма характерны деформации и среднечетвертичных (хазарских) образований [Лебедев, 1981]. Таким образом, фронт складкообразования мигрировал в сторону Южно-Каспийской впадины. Сюда же направлена и вергентность поперечных складок.

Рассмотренные особенности строения поперечных складок Западно-Туркменской впадины позволяют считать, что они образовались при направленном к западу течении масс. Последнее целесообразнее всего связывать с эскейпом Западно-Копетдагского блока из Копетдагского синтаксиса. Следует полагать, что это пластическое течение продолжалось вплоть до центральной ("безгранитной") части акватории Южного Каспия. Об этом свидетельствуют как общие соображения (наличие гравитационного градиента, обращенного в сторону более тонкой коры), так и конкретные черты строения так называемой зоны поперечных складок [Гасанов и др., 1983; Лебедев, 1981]: дугообразный изгиб к западу и наличие левосторонней кулисности. Соответственно, необходимо считать, что Прибалханская зона правого сдвига должна продолжаться до середины Апшеронского порога, либо же здесь существуют какие-то другие правосдвиговые зоны близкого направления. Обращают на себя внимание в этом смысле Мильско-Чикишлярский разлом запад-северо-западного простирания [Гасанов и др., 1983] и расположенная под углом к последнему линейная зона куполов северо-западной ориентировки, проходящая вдоль северо-восточного края поднятия Туркменского шельфа. Слабая дислоцированность последнего обусловлена скорее всего наличием здесь выступа фундамента (устное сообщение Ю. А. Воложа).

Поперечные складки, развитые на западном борту Южно-Каспийской впадины, обладают теми же морфологическими признаками, что и их аналоги на туркменском склоне, только в зеркально-симметричном виде. Они также выгибаются в виде дуг к оси впадины (в данном случае – к востоку) и обладают кулисным внутренним строением, только кулисность здесь уже правосторонняя. В южном направлении складчатые линии немного расходятся в виде виргации.

Подчеркивая дугообразную форму поперечных складчатых зон Южно-Каспийской впадины, хотелось бы отметить некоторую продольную асимметрию дуг. Северные фланги последних имеют гораздо большую длину и более

плавно изогнуты в плане по сравнению с короткими и как бы подвернутыми южными. Создается впечатление, что здесь происходило накатывание (в плане) дуг с севера на юг. Ниже мы еще вернемся к анализу причин, которые могли повлиять на подобную особенность структурного рисунка.

Резюме. Результаты изучения морфологии поперечных складок и ассоциирующих с ними разрывных нарушений приводят к выводу, что они возникли в обстановке горизонтального сжатия, имеющего, в целом, субширотное направление (в краевых частях Южно-Каспийского блока оно может отклоняться до северо-восточного или северо-западного). Формирование поперечных складок происходило одновременно и в связи с перемещениями по главным сдвигам, ограничивающим этот блок. Особенно сильное, вплоть до образования дивергентных антиклинорных структур с полным заполнением пространства складчатостью, сжатие отмечается около северной трансформной границы блока и при этом на участках, относительно близких к соседним синтаксисам складчатой зоны (в первую очередь это – Кобыстан и Западный Копетдаг).

По мере приближения к Южно-Каспийской впадине сжатие осадочного слоя постепенно снижается: поперечные складки приобретают гребневидный характер, крылья их становятся более пологими, в массовом количестве появляются сбросы и грязевые вулканы. Вместе с тем, судя по установлению однообразной вергентности, направленной к центру впадины, усиливается надвигание в соответствующую сторону. Об этом, на наш взгляд, свидетельствует и направленная туда же миграция складкообразования, а также наклон зеркала складчатости, параллелизм одинаковых по величине антиклинальных зон и их дугообразное выгибание к оси депрессии. На флангах складчатых дуг наблюдается попутная их изгибу сдвиговая кулисность; при этом, однако, доминируют сдвиги, согласные искривлению более крупной структурной дуги Талыша-Эльбурса-Аладага.

Таким образом, главные черты строения поперечной складчатости свидетельствуют о существенной роли горизонтальных напряжений при ее формировании. Ближе к соседним кульминациям орогенного пояса они выражаются в повышенном горизонтальном сжатии, а около Южно-Каспийской впадины – в надвигании осадков в сторону последней. Парагенетические соотношения поперечных складок со сдвигами, а также выгибание первых в сторону движения – все это ассоциируется с наличием неких двух встречных потоков горных масс, зарождающихся в синтаксисах складчатого пояса и спускающихся в Южно-Каспийскую впадину.

3.5. Обсуждение результатов

Латеральное выжимание масс в Южно-Каспийском регионе. Приведенные данные позволяют восстановить следующую картину разнонаправленных и, вместе с тем, согласованных горизонтальных перемещений орогенного этапа (см. рис. 7, врезку).

По краям Южно-Каспийской впадины происходило сближение в меридиональном направлении Скифско-Туранского края Евразийской плиты с Куринско-Малокавказским и Копетдагским блоками. Оно привело к субмеридиональному сжатию в районе Копетдагского и Кавказского синтаксисов (во всяком случае, согласно нашим данным, в районе восточного – Шахдагского – пережима последнего). В пределах же Южно-Каспийского блока, со всех сторон

ограниченного сдвигами, отмечаются продольные перемещения материала, направленные от синтаксисов к "безгранитному" ложу одноименной впадины. В самых своих истоках, т. е. ближе к вышеупомянутым пережимам орогенного пояса, эти движения развивались, вероятно, в условиях недостатка пространства, что привело к интенсивному субширотному сжатию Восточного Кобыстана и Северо-Западного Копетдага и формированию здесь перекрестного структурного плана.

По мере приближения к Южно-Каспийской впадине продольные перемещения ускорялись, – видимо, благодаря постоянно наращивающемуся здесь дефициту масс, который фиксируется разнообразными явлениями растяжения. Соответственно следует предполагать наличие южной по отношению к Евразии компоненты перемещения коры впадины – в сторону Эльбурса. Там оно, вероятно, компенсировалось сжатием и субдукцией под Центральный Иран. С этим хорошо согласуются отмеченные нами выше (см. 3.2) признаки накатывания Южно-Каспийской впадины к югу. По данным гравиразведки, Эльбурс антиизостатичен и представляет собой полностью бескорневое (покровного типа) складчатое сооружение [Dehghani, Markis, 1984]. Учитывая вышеотмеченные признаки асимметрии Южно-Каспийской впадины в широтном направлении, становится ясным, что выгибание на юг Эльбурсской дуги особенно резким было на западе и сопровождалось некоторым поворотом против часовой стрелки.

Продольные (субширотные) перемещения и связанные с ними горизонтальное сжатие и надвигание в Южно-Каспийском блоке особенно интенсивно происходили в плиоцене–квартере, с некоторым запаздыванием по отношению к меридиональным перемещениям, которые начались раньше: на Юго-Восточном Кавказе – в позднем миоцене,[1] на Копетдаге – в раннем миоцене или даже олигоцене [Копп, 1972; Крымус, Лыков, 1972; Расцветаев, 1972; Ятченко, 1966]. На Эльбурсе меридиональное сжатие началось в раннем миоцене, но особенно усилилось на границе миоцена–плиоцена [Breddin, 1970; Stocklin, 1974]. Вместе с тем, интенсивное сжатие Копетдагского и Кавказского синтаксисов в субмеридиональном направлении, обусловившее покровообразование, рост гор и смятие осадков в молассовых прогибах, продолжалось в течение всего плиоцен-четвертичного времени. Так что в первом приближении можно считать, что разнонаправленные горизонтальные перемещения в Южно-Каспийском регионе происходили одновременно и, скорее всего, согласованно.

Можно сделать следующий вывод: внутри Южно-Каспийского блока господствовало поле напряжений с горизонтальной, субширотной ориентировкой главного сжатия, действовавшее одновременно с субмеридиональным сжатием в соседних синтаксисах. На наш взгляд, это может быть объяснено лишь одной причиной: вытеснением краев Южно-Каспийского блока из мест столкновения Копетдагского и Куринско-Малокавказского блоков со Скифско-Туранским. Весьма вероятно, что с этим же, только на более глубоком уровне (скорее всего, уровне подошвы "гранитного" слоя) , связано выгибание к югу дуги Эльбурса и компенсационное тыловодужное растяжение в Южно-Каспийской впадине. Таким образом, латеральное выжимание масс в Южно-Каспийском регионе скорее всего происходит по схеме, изображенной на рис. 5, *В* – когда в результате этого процесса одновременно формируются поперечные структуры сжатия и раздув складчатого пояса.

---

[1] Если не считать слабого конседиментационного складкообразования в раннем миоцене [Копп, 1972; Копп, Щерба, 1985; Мирчинк, Шурыгин, 1972].

Высказывая эти соображения, необходимо проанализировать и теоретически возможный альтернативный вариант истолкования вышеохарактеризованных соотношений – тектоно-гравитационное оплывание орогенов Кавказа и Копетдага в стороны своих периклиналей. Учитывая наличие весьма значительного гравитационного перепада в сторону глубокой межгорной впадины, можно полагать, что это явление наверняка имело место в тон или иной степени. Есть, однако, ряд серьезных соображений, которые не позволяют его считать главной причиной продольного перетока масс: 1) если морфологию внешних (т. е. наиболее близких к Южно-Каспийской впадине и выпуклых по направлению к ней складчатых дуг) можно объяснить подобным механизмом, то для истолкования сильно сжатых, дивергентных поперечных складчатых зон типа тех, что мы наблюдаем в Восточном Кобыстане и на Северо-Западном Копетдаге (напомним, что они часто выгибаются от впадины, т. е. к синтаксису – см. рис. 27), он уже не пригоден; 2) следовало бы ожидать в этом случае более сильного гравитационного оплывания Копетдага в сторону его восточной (а не западной, как это есть на самом деле) периклинали, где этот ороген особенно высоко поднят и отделен от Мургабской впадины куда более резким уступом, нежели на западе – от Южно-Каспийской; однако здесь не наблюдается ничего подобного; 3) с позиций данного представления уже не удается объяснить изгиб Эльбурсской дуги к югу, сопряженный со сжатием на Кавказе и Копетдаге и сопровождаемый растяжением в Южно-Каспийской впадине.

Приводя все эти аргументы, хотелось бы все-таки отметить, что однозначно связь субширотного сжатия Южно-Каспийского блока с процессом латерального выжимания могла бы быть установлена только в том случае, если в предполагаемых областях выжимания были найдены структуры, образующиеся в результате расплющивания и продольного удлинения деформируемых складчатых зон. Ниже (4.2) мы попытаемся показать наличие подобных структур в пределах Копетдагского и Кавказского синтаксисов.

Отрицая роль гравитации как единственного фактора возникновения поперечных складчатых зон, не следует, тем не менее, ее вообще не принимать в расчет. Совершенно очевидно, что неравномерность горизонтального сжатия – лишь необходимое, но никак не достаточное условие возникновения процесса латерального выжимания. Должны существовать еще и силы, ограничивающие выжимание по вертикали, иначе весь процесс сведется к его увеличению в местах большего горизонтального сжатия. Наиболее мощное сопротивление вертикальному выжиманию создает как раз литостатическая нагрузка вышележащих пород, увеличивающаяся с глубиной. Уже доказано, что сдвиги и ассоциирующее с ними латеральное течение материала возникают на больших глубинах по сравнению с надвигами [Копп, 1981, 1990 а; Макаров и др., 1974; Милеев, 1977; Николаев, 1978; Mattauer, 1986; Tapponnier, Molnar 1976]. Но глубина деформации – величина, переменная во времени: с ростом горного сооружения она увеличивается, пока литостатическая нагрузка не уравновесит направленные вверх усилия, и материал сможет выдавливаться только по горизонтали. Именно этим, видимо, и объясняется запаздывающий тип развития поперечных складок по отношению к продольным.

Типовой структурный рисунок, характерный для областей течения и сгруживания выжатых масс. В пределах рассматриваемой территории отмечаются два потока выжимаемых горных масс. Один из них включает Шемахино-Кобыстанскую ступень Юго-Восточного Кавказа, прилегающие области Нижнекуринской впадины и территорию Бакинского архипелага. Второй, зарождаясь на Копетдаге, охватывает целиком его западную половину и большую часть

Южно-Каспийской впадины – от Западно-Туркменской ступени до середины "безгранитного" днища. Несмотря на некоторые различия в размерах и характере деформаций, отмечаются и общие черты, имеющие, на наш взгляд, типовой характер. Нагляднее всего они проявляются в особенностях структурного рисунка (рис. 27).

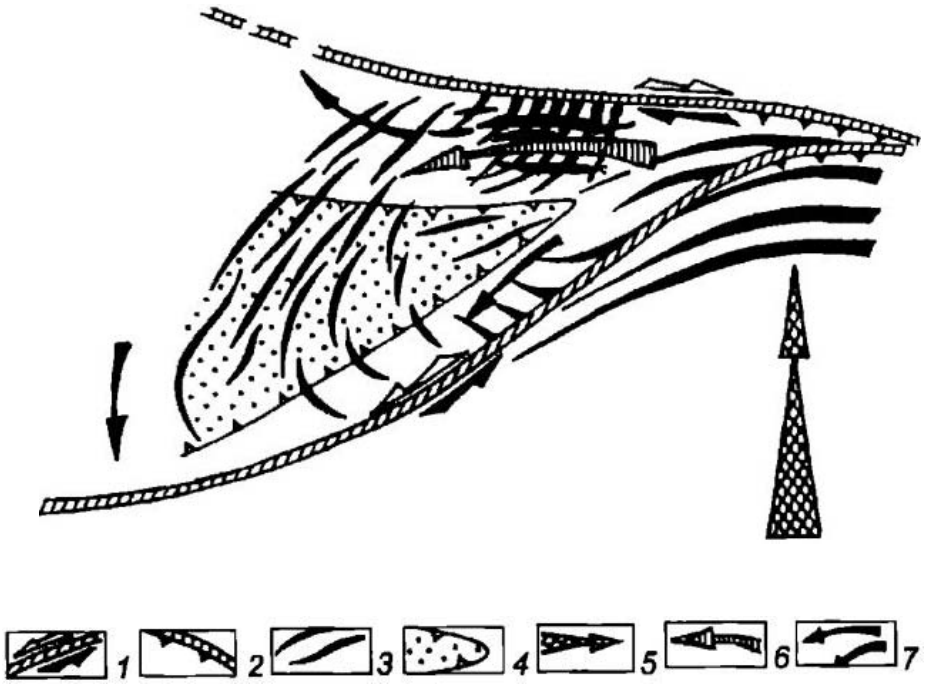


Рис.27. Структурный рисунок, характерный для поперечных складчатых зон, сформировавшихся при сгруживании выжатого материала

1 – региональные сдвиги (черные стрелки – на активно смещающихся крыльях); *2* – надвиги (вершины треугольников – в сторону падения смесителей); *3* – складки; *4* – впадины растяжения; *5* – направление смещения блока-индентора; *6* – главное направление латерального выжимания масс; *7* – то же, локальные направления

Области перемещения и сгруживания выжатых масс в плане имеют клиновидную форму: они сужаются около синтаксисов складчатого пояса (знак *1* на рис. 27), откуда выжимается деформируемый материал, и расширяются по ходу движения потока; у краев последнего присутствуют региональные сдвиги (знаки *2* и *3*). Такая конфигурация выжимаемых блоков лучше всего способствует их вытеснению в тектонические убежища. В геологической структуре такие блоки, как правило, выражены гемисинклиниориями и уплощенными ступенями на периклиналях орогенов.

В тыловой части блоков присутствуют плоскодонные депрессии (знак *4*), обычно треугольные в плане и тем самым приблизительно повторяющие очертания самого блока в целом (Джейранкечмезская и Ходжакалинская синклинали на Юго-Восточном Кавказе и Западном Копетдаге, соответственно). Судя по такому расположению этих впадин, они, скорее всего, отражают постоянно поддерживающийся дефицит масс в области разгрузки. Известно, что в тылу смещаемых блоков обязательно должно присутствовать растяжение либо существенно уменьшиться сжатие.

Однако далее по направлению движения блоков структура резко усложняется. Непосредственно с треугольными мульдами граничат участки (знак *5*) сильно сжатых, вплоть до весрообразного профиля, поперечных складок. Последние

образуют структуры пересечения со складками продольной ориентировки, которые еще имеются в этой области. Около треугольных мульд зоны поперечных складок опрокинуты на мульды (Шихкаинская и Бурансызская антиклинали в Кобыстане, Эйшемский антиклинорий на Северо-Западном Копетдаге) и часто выгибаются к ним в виде дуг. Такое, несколько неожиданное видимое надвигание структур назад по ходу горизонтального тектонического потока может быть объяснено только сильной нехваткой пространства в месте зарождения последнего. В силу наличия здесь всестороннего сжатия верхние горизонты могут отставать от общего движения, и на самом деле мы здесь имеем дело, видимо, с поддвигом мульд под поперечные складки, а не наоборот. Некоторые признаки поддвига Ходжакалинской мульды Западного Копетдага под Эйшемскую антиклиналь отмечались нами ранее [Копп, 1971 в].

Как бы то ни было, все вышеотмеченные свойства зон поперечных складок на данном участке – их сильное сжатие, дивергентный профиль, наличие по крайней мере двух, а то и трех перекрещивающихся структурных планов, относительно высокая степень орогенного воздымания (особенно хорошо это ощущается на Северо-Западном Копетдаге) – все это свидетельствует о том, что тектоническая аккумуляция выжатого материала шла здесь в обстановке его нагнетания. С данным выводом согласуется и то, что зоны перекрестной складчатости особенно сложно построены в точке зарождения потока выжатых масс.

Далее по ходу тектонического потока идет постепенное рассасывание избытка масс: зоны перекрестного структурного плана постепенно выклиниваются, сжатие и орогенное воздымание снижаются и, наконец, возникшие в обстановке главного сжатия продольные складки уже полностью уступают место поперечным. По мере расширения клина они быстро увеличиваются в длину и превращаются в линейные, сильно выгнутые к межгорной впадине – тектоническому азилю и заметно опрокинутые в этом же направлении антиклинальные цепи (знак *б*). Морфология последних свидетельствует о том, что они возникли в результате широкомасштабного срыва и надвигания в направлении межгорной впадины, при наличии свободного пространства впереди. Наклон зеркала складчатости согласуется с вергентностью, что подтверждает гравитационное происхождение последней. Фланги складчатых дуг осложнены кулисностью, свидетельствующей о попутном изгибу сдвигании. Если в области нагнетания поперечные складки часто имеют вид гемиантиклиналей, погружающихся от краевых сдвигов к центру потока (как погружаются друг к другу Шихкаинская и Ахтарминская поперечные складки, осложняющие, соответственно, северный и южный борта Джейранкечмезской депрессии – см. рис. 20, *Б*), то здесь они, напротив, часто воздымаются к центру потока.

Все отмеченные особенности области сгруживания выжатого материала на участке знака *б* говорят о том, что складкообразование здесь развивается в обстановке простого сдвига как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях. Горизонтальное сжатие здесь имеет подчиненный характер и уж явно не является всесторонним или даже двусторонним. Следовательно, тектоническая аккумуляция не имеет здесь никаких признаков нагнетания под давлением и должна квалифицироваться как свободное и устойчивое сгруживание выжатого материала, происходящее в существенной мере в гравитационном поле.

В рассматриваемом регионе обращает на себя внимание некоторая плановая асимметрия структурного рисунка обоих потоков выжатого материала. Она выражается прежде всего в более резкой выраженности сдвигов северного обрамления Южно-Каспийского блока. Именно с ними связаны особенно сильные деформации сжатия в пределах области развития поперечных складок, гораздо

более заметные, чем таковые около сдвигов южного обрамления блока. Если это так, то выжимаемые потоки должны несколько поворачивать к югу. С этим согласуются отмечаемые в действительности черты структурного рисунка: выгибание северных сдвигов в северном направлении и особенности конфигурации поперечных складчатых зон. Последние имеют форму асимметричных дуг с сильно растянутым, плавно изогнутым северным флангом и коротким, как бы подвернутым, южным флангом.

Подобные особенности структурного рисунка потоков выжатого материала вызывают ассоциацию с накатывающейся гусеницей механизма, перемещающей его вперед за счет внутреннего вращения.

Устанавливаемое таким образом некоторое накатывание в плане выжимаемых потоков на их южное ограничение совмещается с общим вращением масс коры на флангах Эльбурсской дуги и поэтому представляется вполне естественным. Очевидно, отодвигание последней к югу (относительно Евразии, а также Кавказа и Копетдага) создавало разрежение в тылу, куда могли засасываться потоки тектонически выжимаемых осадков. Само по себе изгибание дуги, как мы попытались показать выше, также может быть следствием выжимания масс из соседних синтаксисов.

Аналогия с другими регионами. Структурный рисунок, сходный с вышеописанным, наблюдается и в ряде других областей распространения поперечных складок, из чего можно заключить, что они также образовались в результате горизонтального выжимания масс из участков повышенного сжатия. В первую очередь это относится к Таджикской депрессии [Лукьянов, 1984, 1991], с обеих сторон ограниченной сдвигами: Гиссаро-Илякским правым на севере и Дарваз-Каракульским левым на юго-востоке. Здесь точно так же хорошо выражено накатывание в плане выжимаемого потока на его южную границу, сопровождающееся внутренним вращением (против часовой стрелки) и подгибанием южных флангов складчатых дуг.

Среди других регионов подобного рода следует отметить западную часть Закавказской межгорной зоны (от Тбилиси на востоке до Рионской впадины на западе) и Керченко-Таманскую поперечную область погружения.

В первом из этих регионов идет выдавливание (к западу) Рионско-Карталинского блока из Транскавказского пережима. В тыловой части потока выжатого материала, где должен существовать недостаток пространства, находится поперечное новейшее поднятие Дзирульского массива – глубинная структура, в пределах которой фундамент выведен на поверхность в результате сильного сжатия. Оно состоит из трех частных новейших мегантиклиналей, амплитуда и горизонтальные размеры которых постепенно уменьшаются к северо-западу. В Рионской впадине (ближе к фронтальной части потока) появляются поперечные складки, выгнутые в сторону последней (антиклинальная цепь Урта-Сатанджио). Особенно хорошо они выражены в прилегающей акватории Черного моря. Рионская виргация поперечных складок симметрична таковой на рассмотренном нами юго-восточном погружении Кавказа. Обе они компенсируют расплющивание и продольное удлинение этого орогена [Копп, 1989].

В Керченско-Таманской области складки северо-восточного простирания делят пополам миндалевидный блок между двумя локальными пережимами складчатого пояса, приуроченными к меридианам ст. Семь Колодезей на Керченском полуострове и пос. Темрюк – на Таманском. По краям блок ограничен глубинными сдвигами, четко выраженными на поверхности кулисным расположением антиклинальных цепей.

Отметим следующие, наиболее общие особенности складчатых зон юга бывшего СССР: 1) расположение на периклиналях складчатых систем и в седловинах между ними; 2) наличие фланговых сдвигов, одновозрастных поперечным складкам и парагенетически связанных с ними; 3) меньшая (по сравнению с "главной" складчатостью) степень смятия; 4) позднее время формирования: на заключительной стадии орогенного этапа; 5) изогнутость в виде дуг, обращенных выпуклостью в сторону предполагаемого выжимания.

Рассмотренные выше поперечные складчатые зоны – это близповерхностные и локальные образования, лишь осложняющие строение главных складчатых систем. Есть, однако, основания предполагать существование и более глубинных (до уровня подошвы коры и в астеносфере) форм проявления процесса латерального выжимания, создающих грандиозные раздувы орогенных поясов и параллельные этим раздувам структурные дуги, искривленные по сдвигам и сопровождающиеся растяжением в тылу (см. рис. 5, *Б, В*). В Южно-Каспийском регионе примером подобных структур, как мы пытались показать, является Эльбурсская дуга.

В этой связи стоит еще раз обратить внимание на тот факт, что некоторые структурные дуги расположены между континентальными блоками и обращены выпуклостью в сторону, противоположную предполагаемому движению последних. Особенно выразительны в этом отношении дуги Антильская и Южно-Антильская, расположенные в "зияниях" между Южной и Северной Америкой и Антарктидой [Копп, 1979, 1981]. Фланги этих дуг сопровождаются сдвигами. В пределах Альпийско-Гималайского пояса сходным образом расположены Загросско-Сулеймановая и Ассамско-Индонезийская структурные дуги (соответственно, между Аравийским и Индостанским микроконтинентами и между последним и Австралией); обе они вытянуты в сторону Индийского океана. Имеются многочисленные литературные свидетельства существования сдвигов вдоль флангов и этих дуг. В главах 4 и 5 мы попытаемся более подробно обосновать их связь с процессом латерального выжимания.

Два главных структурных комплекса складчатых областей. Итак, несмотря на дискуссионность некоторых положений, совокупность многих данных однозначно свидетельствует в пользу того, что латеральное выжимание – реально существующий факт. Возможность этого явления следует учитывать как в геокинематических реконструкциях, так и при анализе динамических причин формирования структурного рисунка коллизионных поясов.

Возникающие в процессе сжатия структурные формы складчатых областей коллизионного происхождения следует объединять в два основных парагенезиса, или комплекса структур: комплекс вертикального выжимания и комплекс горизонтального (латерального) выжимания (рис. 28). Каждый из них включает определяющие (главные) и побочные элементы, связанные, соответственно, с первичным и вторичным ("кинематогенным", по определению Л. М. Расцветаева) сжатием; первые из них являются индикаторами структурного комплекса, вторые, хоть их присутствие в данном комплексе необходимо, могут тем не менее входить и в парагенезисы другого происхождения.

Определяющие элементы комплекса структур вертикального выжимания – продольные надвиги и шарьяжи и ассоциирующие с ними складки; побочные – возникшие при вторичном вертикальном сжатии неглубокие наклонные сбросы, обычно поперечные простиранию орогена. Встречаются также покровы, образующиеся при отжимании пород со свода растущего в результате горизонтального сжатия глубинного поднятия [Лукьянов, 1984, 1991]. Определяющие элементы комплекса горизонтального выжимания – продольная линейность

метаморфических толщ [Милеев, 1977] и сдвиги; на участках раздавливания напротив блоков-штампов последние ориентированы продольно и по диагонали к коллизионному поясу, а в остальных местах могут обладать различными простираниями, в том числе – поперечными к последнему, а также изгибаться в плане. Наиболее характерный побочный элемент парагенезиса – дугообразные в плане складчато-надвиговые зоны, возникающие в результате вторичного горизонтального сжатия. Они располагаются как поперек, так и вдоль коллизионного пояса, но в последнем случае выдвинуты вбок по сдвигам, в результате чего возникает раздув последнего в плане. В тылу структурных дуг, независимо от их ориентировки, присутствуют впадины растяжения, образовавшиеся на местах отрыва выжатых масс.

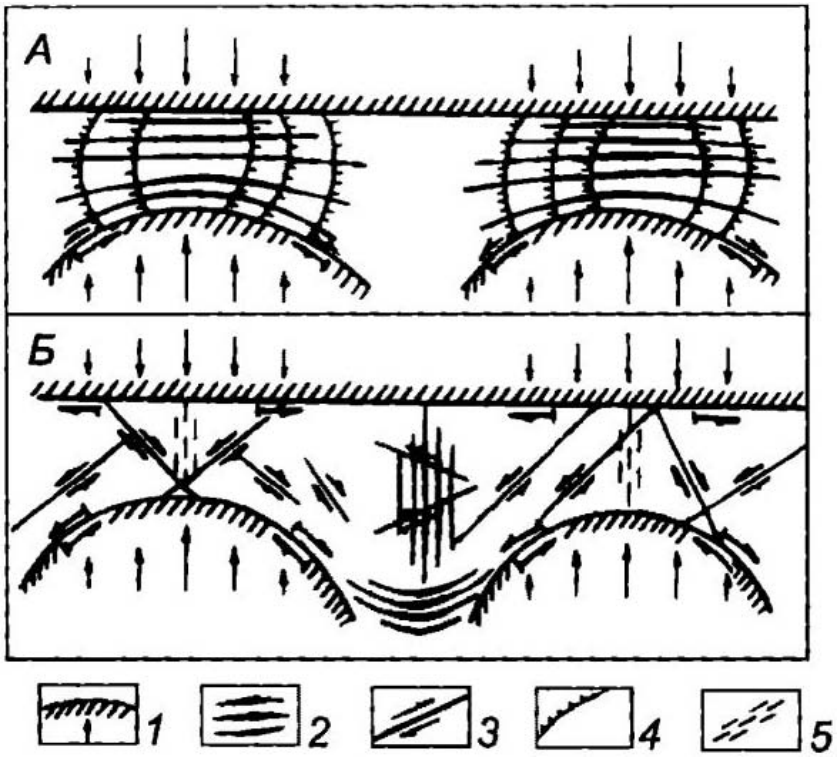


Рис.28. Два главных комплекса структур, возникающих при горизонтальном сжатии орогенных поясов (план) [Кинг, 1981]

А – при вертикальном выжимании, *Б* – при горизонтальном выжимании

1 – деформирующие блоки, стрелки указывают направление и относительную величину действующих сил; *2* – структуры горизонтального сжатия и вертикального растяжения (складки и надвиги); *3* – структуры горизонтального сдвига, черточка на окончании стрелок указывает активно перемещающееся крыло сдвига; *4* – поверхностные структуры вертикального сжатия и горизонтального растяжения (неглубокие сбросы), бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла; *5* – глубинные структуры горизонтального растяжения и вертикального сжатия (глубинные сбросы и раздвиги)

3.6. Выводы

Изучение сдвиговой тектоники и морфологии поперечных складок Южно-Каспийского региона, а также беглое сопоставление с регионами сходного строения позволяют сделать следующие выводы.

1. При сжатии коллизионных поясов может происходить не только вертикальное выжимание коровых масс, приводящее к возникновению региональных надвигов, "главной" продольной складчатости и самого орогена, но и его выжимание по латерали вдоль пояса в геодинамические убежища ("азили") – места ослабленного сжатия. Возможность этого явления необходимо учитывать как в геокинематических реконструкциях, так и при анализе динамических причин формирования структурного рисунка коллизионных поясов.

2. В результате регионального выжимания и сгруживания материала в тектонических азилях формируется своеобразный комплекс структур: сдвигов, поперечных складчатых виргаций, раздувов орогенных поясов. Эти структурные элементы разнообразны по морфологии, глубинности заложения и по конкретным условиям возникновения, но имеют следующие непременные особенности: а) расположение в промежутках между участками столкновения блоков; б) парагенетические соотношения структур сжатия со сдвигами; в) дугообразная форма складчатых зон, свидетельствующая о существенной роли горизонтального пластического течения при их возникновении. В совокупности эти элементы образуют характерные структурные рисунки, способствующие диагностике явления.

3. Поскольку латеральное выжимание возможно лишь при неравномерном распределении нагрузки вдоль деформируемого объема, сам факт существования этого явления согласуется с мобилистическим представлением о том, что сжатие орогенных поясов обусловлено дифференцированным горизонтальным перемещением литосферных блоков.

4. Явления вертикального и латерального выжимания представляют собой различные формы одного и того же процесса утолщения земной коры при сжатии коллизионных поясов. Однако, если при первой из них кора утолщается особенно интенсивно, то при второй она расчленяется на чередующиеся участки относительного утонения или утолщения коры.

Глава 4

АНАЛИЗ СТРУКТУРНЫХ РИСУНКОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВНУТРЕННЕЙ ГЕОКИНЕМАТИКИ КОЛЛИЗИОННЫХ ПОЯСОВ:
методические аспекты

4.1. Вводные положения

В предыдущем разделе было показано, что явление латерального выжимания в Южно-Каспийском регионе характеризуется своим определенным структурным рисунком (поперечные складчатые зоны, обрамленные сдвигами), который помогает установить сам факт подобной деформации. Это, в свою очередь, позволяет поставить вопрос несколько шире: а какие вообще могут встречаться структурные рисунки, связанные с теми или иными неоднородными деформациями и перемещениями в пределах складчатого пояса? И, что для нас особенно важно, – какие именно структурные рисунки характеризуют движения, происходящие при рассматриваемом нами процессе? Как, в частности, выделить продольные, поперечные и вращательные перемещения внутри складчатого пояса, а также деформации (в горизонтальной плоскости): выжимания – нагнетания – аккумуляции, вдавливания жесткого штампа в пластичную среду и т. д.

4.1.1. Содержание понятия "структурный рисунок"

В современной геологической литературе термин "структурный рисунок" используется в двух не всегда одинаковых смыслах. В одном значении – это определенная совокупность структурных форм, обладающих характерным геометрическим образом (в плане) и общностью генезиса. Именно в таком значении данный термин используется в настоящей работе. Другое его понимание, особенно широко распространенное в зарубежной литературе, является более широким: здесь в качестве структурного рисунка ("structural pattern") обычно имеют в виду некую интегральную картину, которую образуют линейные элементы строения складчатых поясов – складки, маркирующие горизонты, разрывы – и которая формировалась не обязательно одновременно, в течение одной фазы складчатости, но и при наложении нескольких, сильно разновозрастных фаз. Как видно, подобное понимание рассматриваемого термина имеет скорее описательный, но никак не генетический (в отличие от первого подхода) смысл. В русских работах наиболее подходящими эквивалентами являются понятия "структурный план" или "структурный узор" ("узор простираний").

Метод анализа структурных рисунков (если их понимать в первом из вышеупомянутых значений) впервые начал разрабатываться группой сотрудников Геологического института Академии наук СССР под руководством А. В. Пейве [Буртман, Лукьянов, 1963; Лукьянов, 1965, 1991; Лукьянов, Щерба, 1972; Расцветаев, 1973, 1987 а, б; Суворов, 1968; Трифонов, 1967; и др.]. В течение уже целого ряда лет он занимает прочное место в кругу других структурно-геологических методов. Характерные геометрические сочетания структур позволяют угадывать

не только их морфологические черты или кинематический тип (сдвиг, надвиг и др.), но и некоторые особенности механизма деформации.

А. В. Лукьянов [1965, 1991], в публикациях которого данный метод получил наиболее подробное обоснование, определяет структурный рисунок как "устойчивое, упорядоченное в пространстве сочетание одновозрастных парагенезисов структур" [Лукьянов, 1991, с. 17]. Это определение является достаточно емким: оно позволяет применять разные подходы и решать на основе метода широкий спектр задач.

Так, можно, например, выделять характерные геометрические или морфологические сочетания структурных элементов – такие, как "конский хвост", "ёлочка", "ромб" [Лукьянов, 1991; Лукьянов, Щерба, 1972], X- или λ-образные рисунки [Расцветаев, 1973], "коленчатый вал" [Копп и др., 1964] и т. д. При этом каждое из таких сочетаний будет соответствовать определенной деформационной обстановке. Так, рисунки типа "эшелон" и "ромб" характеризуют зоны горизонтального сдвига, а "конский хвост" и "ёлочка" – участки, где происходит компенсация сдвиговых перемещений сжатием или растяжением. Сложные трапециевидные или синусоидальные в плане ("коленчатый вал") сочетания сдвигов и надвигов соответствуют одноосному сжатию, сопровождающемуся растяжением во всех направлениях в пределах плоскости $\sigma_1 - \sigma_2$, и т. д.

Наряду с этими видами структурных рисунков, характеризующими, в целом, горизонтальные движения земной коры (и связанные с этим напряжения), выделяются рисунки, возникающие и при вертикальных перемещениях: "петельчатый" и "купольно-троговый", связанные, соответственно, с вулканами и гранито-гнейсовыми куполами [Лукьянов, 1991; Лукьянов, Щерба, 1972].

Подобный подход, дающий возможность выделить самые главные черты деформационной обстановки (сжатие, сдвиг или растяжение, горизонтальные или вертикальные перемещения), развивается в работах А. В. Лукьянова и его последователей [Лукьянов, 1965, 1991; Лукьянов, Щерба, 1972; Расцветаев, 1966, 1973; Трифонов, 1967, 1976; и мн. др.].

Л. М. Расцветаев сделал удачную попытку систематизации структурных рисунков, связанных с такими особенностями механики деформации, как скалывание, течение, расплющивание, вращение и др. [Расцветаев, 1987 б].

Можно полагать, что структурные рисунки способны нести информацию и о таких обычных для складчатых поясов видах горизонтальных движений, как продольное, поперечное, а также вращательное (по отношению к ориентировке складчатой зоны) перемещения, о разных кинематических формах изгиба в горизонтальной плоскости, о выжимании и нагнетании, о согласованных перемещениях целых ансамблей блоков.

Именно этот аспект применения рассматриваемого метода, именуемый нами "геокинематическим" (так как он находится в основе составления геокинематических карт любого масштаба), и будет рассматриваться в настоящей главе. Он требует специализированного изучения сдвигов. Помимо собственных данных автора, здесь использовались и результаты предшествующих исследователей: Э. Клооса, А. Кэра, С. Кэри, А. В. Лукьянова, В. С. Милеева, П. Молнара, А. В. Пейве, А. И. Суворова, П. Таппонье, Р. Фройнда, Г. Хесса и др. Ссылки на них будут приводиться по мере характеристики конкретных структурных рисунков.

Перед тем, как двинуться дальше, отметим, что понятие "структурный рисунок" (в вышеупомянутом генетическом смысле) будет здесь использоваться в двух контекстах: а) для обозначения ассоциаций структур, связанных с каким-либо определенным геокинематическим механизмом или типом перемещений

(например, структурный рисунок выжимания, вращения и т. д.) и б) для характеристики комплекса генетических структурных рисунков какой-либо территории (структурный рисунок ... региона).

4.1.2. Два кинематических вида сдвигов

При анализе кинематики сдвиговых перемещений возникает проблема пространства для удлиняющихся по горизонтали объемов горных масс. Если за координату принять простирание складчатой зоны, возможны два альтернативных варианта их размещения (рис. 29, 30): а) изгиб складчатой зоны и б) ее продольное удлинение. В реальной геологической обстановке может наблюдаться и сочетание этих двух видов сдвиговых деформаций. Как видно на рисунках, сдвиги, участвующие в том или ином виде деформации, прежде всего различаются по характеру подворота смещаемых элементов: в первом случае он попутный смещению, но при этом уменьшает амплитуду самих сдвигов, а во втором, наоборот, увеличивает амплитуду горизонтального смещения разрывов.

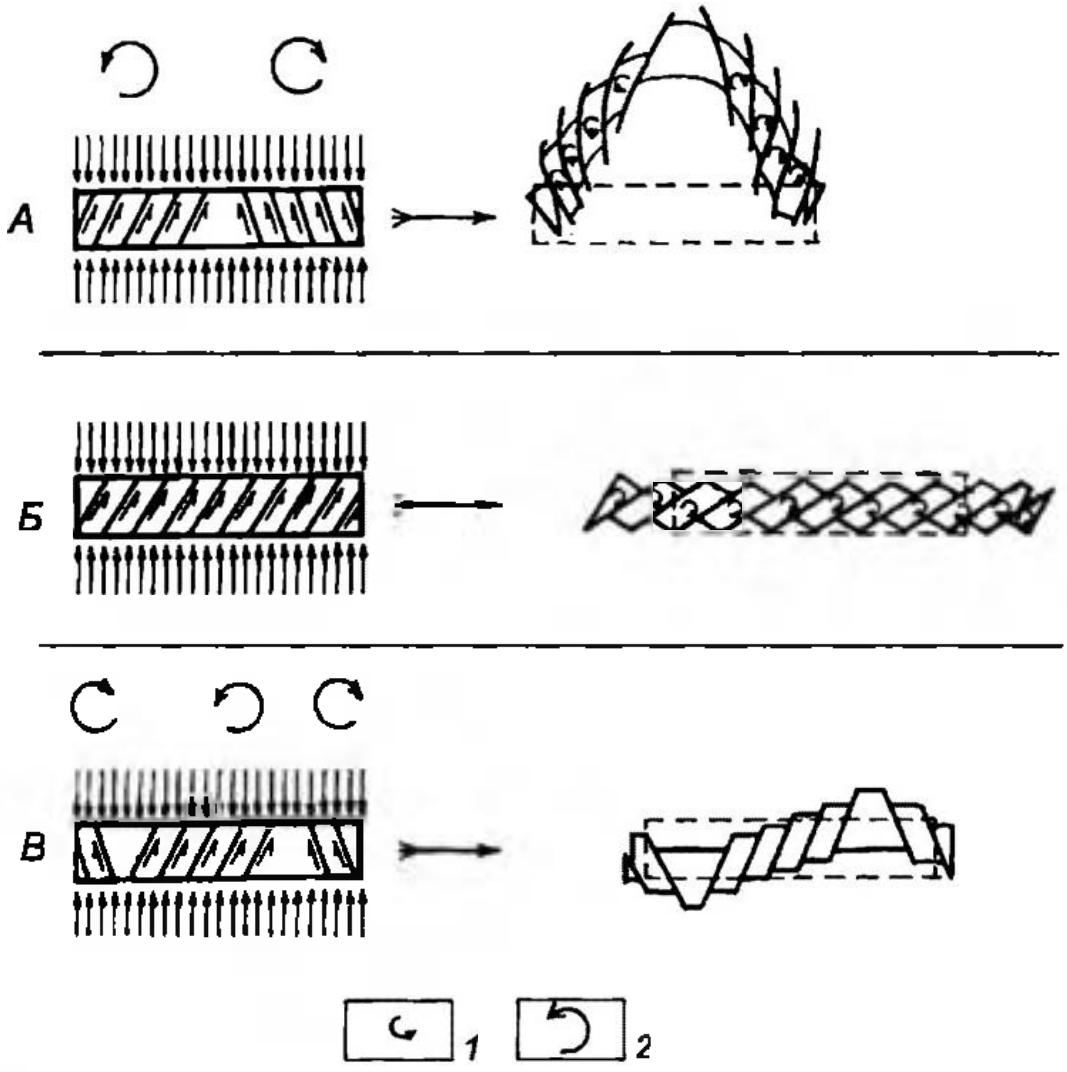


Рис.29. Два кинематических вида сдвиговой деформации, различающейся по направлению перемещения масс относительно ориентировки складчатого пояса. Геометрическая модель, план

А – поперечное выдвигание (синтетические подвороты по диагональным сдвигам); *Б* – продольное удлинение (антитетические подвороты по диагональным сдвигам); *В* – комбинация поперечного выдвигания и продольного удлинения (отсутствие подворота)

1 – направления ротации отдельных блоков; *2* – направление более общих поворотов систем блоков

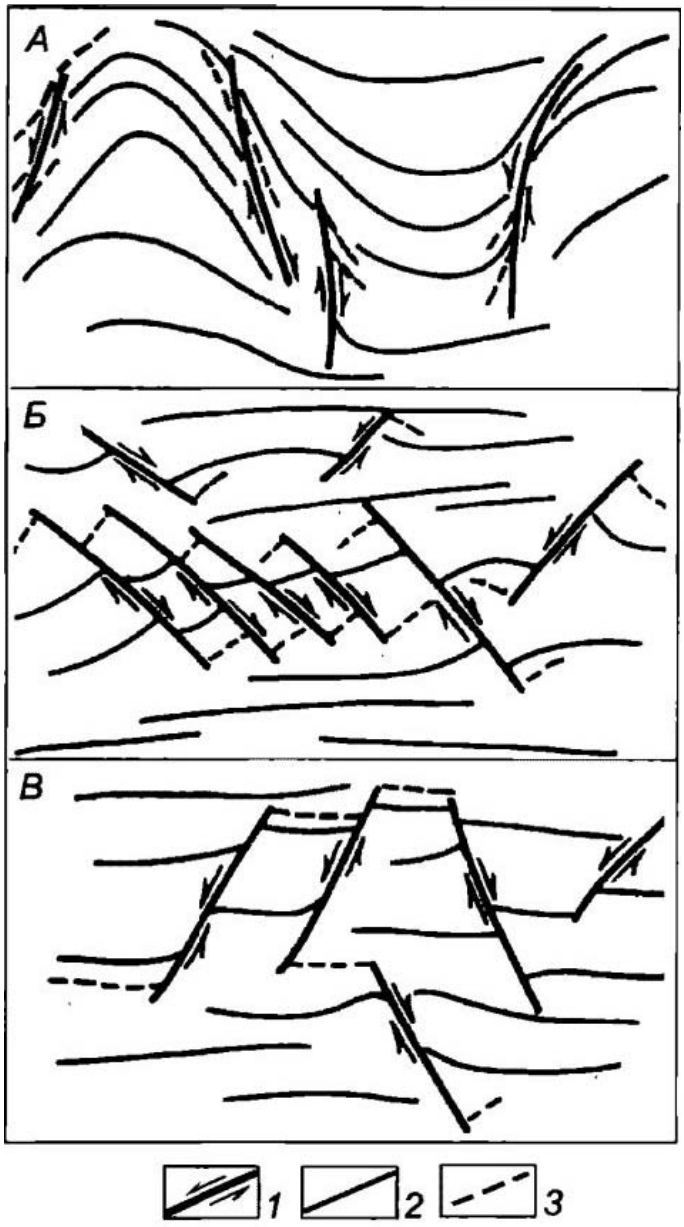


Рис.30. Типовые структурные рисунки, возникающие при разных кинематических видах сдвиговой деформации (плаи)

А – поперечное выдвигание; *Б* – продольное удлинение; *В* – комбинация поперечного выдвигания и продольного удлинения

1 – сдвиги; *2* – оси досдвиговых складок и других субвертикальных тектонических элементов; *3* – линии простирания присдвиговых структур сжатия

Еще Г. Клоос обратил внимание на то, что встречаются две разновидности сбросов, согласных наклону слоя: увеличивающие и уменьшающие угол падения последнего. Они были названы этим исследователем соответственно "синтетическими" и "антитетическими" [Cloos, 1928]. С тех пор данные термины широко используются для обозначения разрывов с противоположным характером вращения крыльев: в первом случае подворот является попутным смещению, но при этом уменьшает амплитуду самого разрыва (иными словами, происходит волочение крыльев), а во втором, наоборот, увеличивает амплитуду. Подобное понимание данных терминов позволило многим авторам применять их не только по отношению к сбросам, но также к взбросам и надвигам. Так, разворот к вертикальному положению систем надвиговых чешуи в процессе скучивания считается антитетическим, а подгибание к горизонтали лежачего крыла шарьяжа - синтетическим [Паталаха, 1981; Ярошевский, 1981; Breddin, 1970; и др.].

Очевидно, нет никаких причин не применять подобную терминологию и для сдвигов (см. рис. 29, 30), только смещаемые элементы в данном случае – это не слои, а осевые плоскости складок и другие субвертикальные элементы структуры [Копп, 1991 б]. Это уже было сделано Р. Уилкоксом и его соавторами [Wilcox et al., 1973], только в несколько ином контексте: синтетические и антитетические сдвиги сопоставляются соответственно с R- и R_1-сколами зон простого сдвига [Freund, 1974;Tchalenko, Ambraseys, 1970; Wilcox et al., 1973]. В первом приближении такая трактовка терминов соответствует вышерассмотренной, так как среди прочих признаков два типа сколов Риделя отличаются и направлением вращения крыльев. Вместе с тем, реальные сдвиги далеко не всегда являются элементами строения более крупных зон скашивания (простого сдвига), и поэтому первоначальное, клоосовское, понимание смысла данных терминов, характеризующее только направление подворота крыльев разрывов, представляется автору более конкретным и всеобъемлющим.

Если анализировать деформацию более или менее крупного объема, включающую сразу целую группу сдвигов, то легко можно видеть, что для обоих рассмотренных случаев она существенно различается. Синтетические сдвиги стремятся изменить ширину складчатой зоны путем ее изгиба (см. рис. 29, *А*), а антитетические – удлинить ее по простиранию (см. рис. 29, *Б*). Соответствующие виды деформации складчатой зоны мы именуем для краткости "поперечным выдвиганием" и "продольным удлинением".

Следовательно, определение типа сдвиговых подворотов дает чрезвычайно важную информацию для расшифровки внутренней кинематики складчатых зон. Однако сделать это можно далеко не всегда, так как в реальной геологической обстановке, во-первых, подвороты по сдвигам могут вообще отсутствовать (происходит как бы сложение двух разнонаправленных подворотов – см. рис. 29, *В*; 30, *В*), а во-вторых, способны возникать связанные с горизонтальным смещением присдвиговые складки, накладывающиеся на смещаемые структуры и искажающие их ориентировку. Относительно второго случая можно, однако, опираясь на известный принцип совместимости деформаций [Белоусов, 1985], постулировать, что в зоне сдвига в первую очередь будут возникать системы присдвиговых складок, совместимые с направлением поворота крыльев. Так, при антитетическом вращении приоритетное развитие получат складки, ориентированные поперек сдвигов и обычно приуроченные к их окончаниям [Буртман, Лукьянов и др., 1963; Копп, 1979; Расцветаев, 1966, 1973], а при синтетическом – те группы присдвиговых структур сжатия [Moody, Hill, 1956], которые простираются слегка косо или субпараллельно линии сместителя.

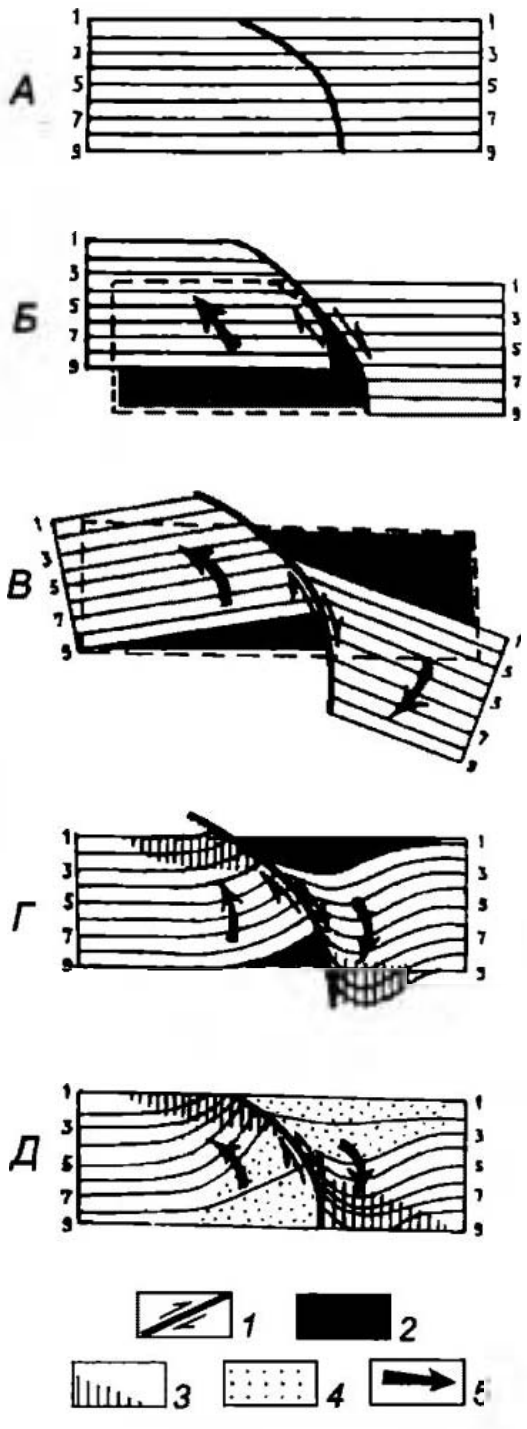


Рис.31. Характер деформации крыльев изогнутого в плане сдвига – принципиальная схема (план)

А – исходное состояние; *Б, В* – смещение жестких блоков: *Б* – без вращения, *В* – с вращением; *Г,Д* –затухающее по простиранию вращательное смещение: *Г* – геометрическая модель, *Д* – типовой структурный рисунок

Воображаемые додеформационные маркеры, первично продольного простирания: *1* – сдвиг; *2* – зияния; *3* – перекрытия; *4* – растяжение в тылу сдвигаемых крыльев; *5* – направления смещения блоков

Довольно часто в геологической обстановке встречаются сдвиги, крылья которых испытывают подвороты противоположного знака (рис. 31, *В–Д*; см. также рис. 59): одно (в данном случае – левое на рис. 31) – антитетический подворот, а второе – синтетический. Необходимое условие для этого – плавная изогнутость в плане линий сместителей, позволяющая блокам вписаться в поворот. Такого

рода сдвиги, по существу, аналогичны листрическим сбросам и взбросам, хотя деформация здесь идет в иной плоскости. Однако далеко не все изгибы линий сместителей связаны с вращением крыльев. Как уже не раз было показано [Буртман, Лукьянов и др., 1963; Лукьянов, 1965, 1991; Christie-Blick, Biddle, 1985; Woodcock, Fischer, 1986; и мн. др.], при изломах линий разрывов в плане часто происходит изменение кинематики последних, если при этом сохраняется общее поле напряжений (переходы по простиранию сдвига во взбросо- или сбросо-сдвиг, см. рис. 31, *Б*). Различие этих видов изгиба линий сместителей требует весьма детального изучения их кинематики. Однако некоторые предварительные выводы в данном смысле можно сделать и по наблюдениям присдвиговых подворотов и формы в плане связанных со сдвигами структур сжатия и растяжения (см. рис. 31, *Г, Д*).

Диагностические признаки структур продольного и поперечного выдвигания обобщены в специальной таблице.

4.2. Структурные рисунки, возникающие при продольном удлинении участков складчатого пояса

Продольное удлинение складчатой зоны проявляется в наиболее сжатых ее участках, как правило, расположенных перед лобовой частью блоков-штампов. В механическом отношении это деформация чистого сдвига (в горизонтальной плоскости), при которой происходит разворот всех ориентированных диагонально материальных линий в сторону оси максимального растяжения. Линии же, параллельные главным осям напряжений, не поворачиваются. Поэтому тип структурного рисунка в существенной степени зависит от способа деформирования материала: если последний разрушается посредством скалывания, сопровождающегося формированием диагональных сдвигов, возникают характерные антитетические подвороты структурных элементов и другие признаки вращения. Если же удлинение происходит за счет возникновения поперечных раздвигов или путем тектонического течения вдоль плоскостей, параллельных оси растяжения ("продольное горизонтальное расплющивание" В. С. Милеева [1977]), явные признаки вращения будут отсутствовать.

4.2.1. Структурные рисунки, образуемые вращающимися диагональными сдвигами

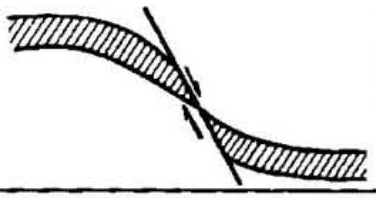
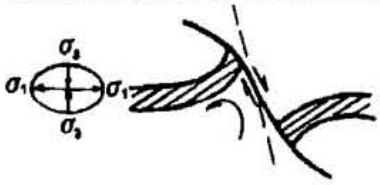
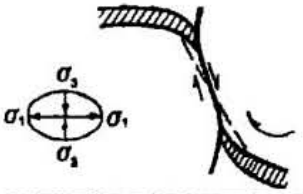
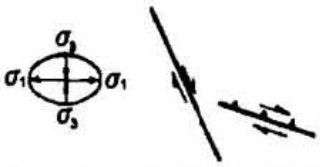
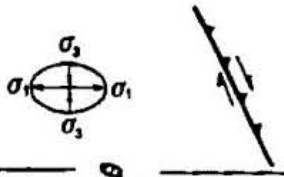
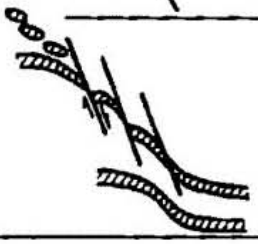
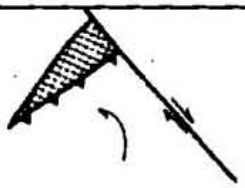
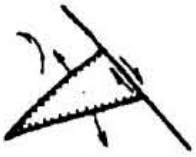
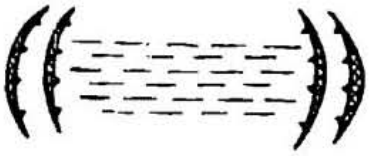
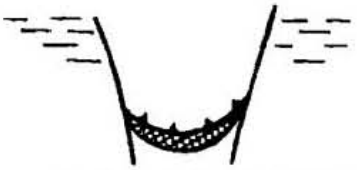
Поворот при деформации разрывов и ограничиваемых ими блоков в сторону оси растяжения – факт, уже достаточно широко известный. Это явление моделировалось в лаборатории [Гептнер, 1970; Hoeppener et al., 1969]. На вращение собственно сдвигов впервые обратил внимание Э. Клоос [Cloos, 1955]. Затем это явление было обстоятельно изучено Р. Фройндом на примере ряда регионов мира [Freund, 1970, 1974; Ron et al., 1984]. Появились и соответствующие палеомагнитные данные [Bazhenov, 1987; Carter et al., 1987; Ron et al., 1984].

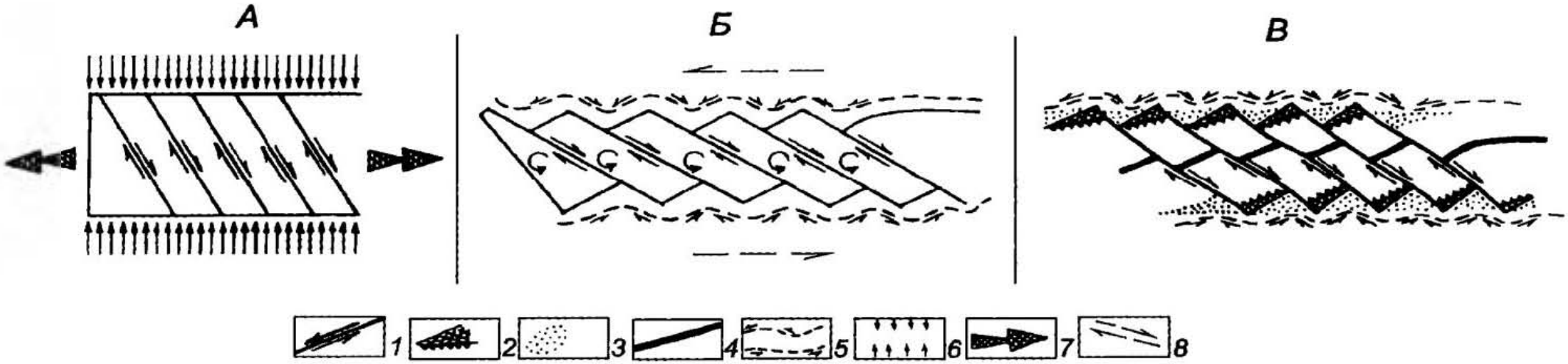
Надежный признак всех видов структурных рисунков, возникающих при подобном вращении блоков, – это антитетические подвороты структур (рис. 32; см. таблицу). Кроме того, амплитуда сопряженных со сдвигами структур сжатия убывает при удалении от разрывов; если же возникают структуры растяжения, то они, напротив, раскрываются к сдвигам. Следует заметить также, что при вращении вытянутых в плане блоков должен возникать эффект эксцентриситета (см. пунктирную линию на рис. 32, *Б, В*), который может способствовать

Сравнение диагностических признаков структур продольного удлинения

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ	ТИПЫ СТРУКТУРЫ ПРОДОЛЬНОГО
Форма в плане соответствующего участка складчатой зоны	Приблизительно прямолинейная
Способ подворота первично продольных элементов в крыльях сдвигов	Антитетический (подворот увеличивает амплитуду сдвига)
Направление подворота линий сдвигов по отношению к главным осям напряжений и их результирующая форма в плане	Линии сместителей разворачиваются в сторону оси растяжения
Наличие или отсутствие сжатия поперек сдвигов	Присутствует локально
Морфология зоны сдвига (в связи с типом разрушения)	Чаще — хрупкие разрывы, выраженные узкими, четко очерченными линиями
Изменение на площади амплитуды структур сжатия, компенсирующих сдвиговое перемещение	Величина горизонтального сокращения максимальна около сдвига
Изменение на площади амплитуды структур растяжения, компенсирующих сдвиговое перемещение	Структуры растяжения раскрываются к сдвигу
Ориентировка и местоположение присдвиговых складок по отношению к линии сдвига	Складки поперечной — диагональной ориентировки приурочены к окончаниям сдвига
Ориентировка (по отношению к генеральному структурному плану) структур сжатия, компенсирующих деформацию в целом	Поперечная

и поперечного выдвигания, возникающих при сжатии складчатого пояса

СТРУКТУР		
УДЛИНЕНИЯ	СТРУКТУРЫ ПОПЕРЕЧНОГО ВЫДВИГАНИЯ	
	Изогнутая	
	Синтетический (подворот уменьшает амплитуду сдвига)	
	Линии сместителей разворачиваются в сторону оси сжатия	
	Присутствуют повсеместно	
	Обычно — вязкие разрывы, выраженные широкими зонами и способные замещаться флексурами и зонами кулисных складок	
	Величина горизонтального сокращения увеличивается по мере удаления от сдвига	
	Структуры растяжения раскрываются от сдвига	
	Складки имеют близкую к линии сдвига ориентировку и приурочены к его зоне	
	Продольная	


А
Б
В
1
2
3
4
5
6
7
8

формированию небольших сдвигов обратного знака. Более подробно значение этого эффекта будет анализироваться позже, в связи с проблемой пространства для вращающихся блоков.

Здесь будет рассмотрено два вида структурных рисунков вращения. Первый из них образуется при хрупком разрушении, когда деформируемый объем делится на узкие блоки, ограниченные сдвигами одного и того же знака (вторая из двух сопряженных систем сдвигов при этом выражена слабо). Ломтевидные блоки согласованно поворачиваются наподобие стопки книг или костяшек домино ("механизм домино"). Второй вид структурных рисунков возникает при пластической деформации крыльев вращающихся сдвигов, когда обе их сопряженные системы представлены приблизительно равноправно ("механизм мегабудинажа").

Согласованное вращение узких жестких блоков ("механизм домино"). Подобная деформация обстоятельно рассмотрена Э. Клоосом и, особенно, Р. Фройндом [Cloos, 1955; Freund, 1970, 1974]. В результате этой деформации возникает система сдвигов одного знака, что позволяет блокам вращаться согласованно, наподобие стопки книг, и не теряя при этом своей внутренней жесткости. Существует уже целый ряд примеров подобного рода. Для хорошо изученного района Калифорнии (рис. 33) Э. Клоос [Cloos, 1955] предположил наличие поворота сдвигов и ограничиваемых ими блоков в результате субмеридионального сжатия – главным образом по сильному увеличению (по сравнению с теоретическим углом скалывания) угла между сопряженными левыми и правыми сдвигами. Палеомагнитные исследования подтвердили факт существования поворотов, которые для левых сдвигов достигали 35–40° [Cartr et al., 1987]. Р. Фройндом и его коллегами вращение блоков доказано для зон крупных сдвигов: Элпайн в Новой Зеландии, Систанского в Восточном Иране и Левантинского [Freund, 1970, 1974; Ron et al., 1984].

Весьма вероятно проявление подобного вида деформации в Копетдагском мегантиклинории, о чем уже имеются соответствующие высказывания в литературе, в том числе и основанные на палеомагнитных данных [Космическая информация в геологии, 1983 – раздел И. В. Ананьина; Bazhenov, 1987]. В нашу задачу входит, однако, рассмотрение лишь структурно-геологического аспекта вопроса. В предшествующей главе мы уже разбирали проблему горизонтального выдавливания осадков из Копетдагского пережима в сторону Южно-Каспийской впадины. Однако это делалось только на материале Юго-Западной Туркмении и Южно-Каспийской впадины, образующих область сгруживания выжатого материала. Там отмечалось, что для более полного обоснования продольного перетока деформируемых масс требуется доказать его существование в самом выжиме, т. е. на Центральном Копетдаге. Попытаемся это сделать в настоящем разделе.

←

Рис.32. Продольное удлинение участка складчатой зоны за счет однонаправленного поворота системы ломтевидных блоков (механизм "домино") – принципиальная схема (план)

А – до деформации; *Б* – после деформации; *В* – типовой структурный рисунок

1 – сдвиги; *2* – надвиги и другие структуры сжатия (ширина соответствует относительной величине горизонтального сокращения); *3* – области растяжения или ослабленного сжатия; *4* – додеформационный маркер первично продольного простирания; *5* – воображаемые материальные линии, отражающие пилообразную конфигурацию первично прямых линий после деформации (стрелки соответствуют направлениям локальных перемещений, связанных с возникновением выступов и зияний); *6* – направление горизонтального сжатия деформируемого объема; *7* – направление латерального выжимания масс; *8* – направление сопутствующего данной деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости

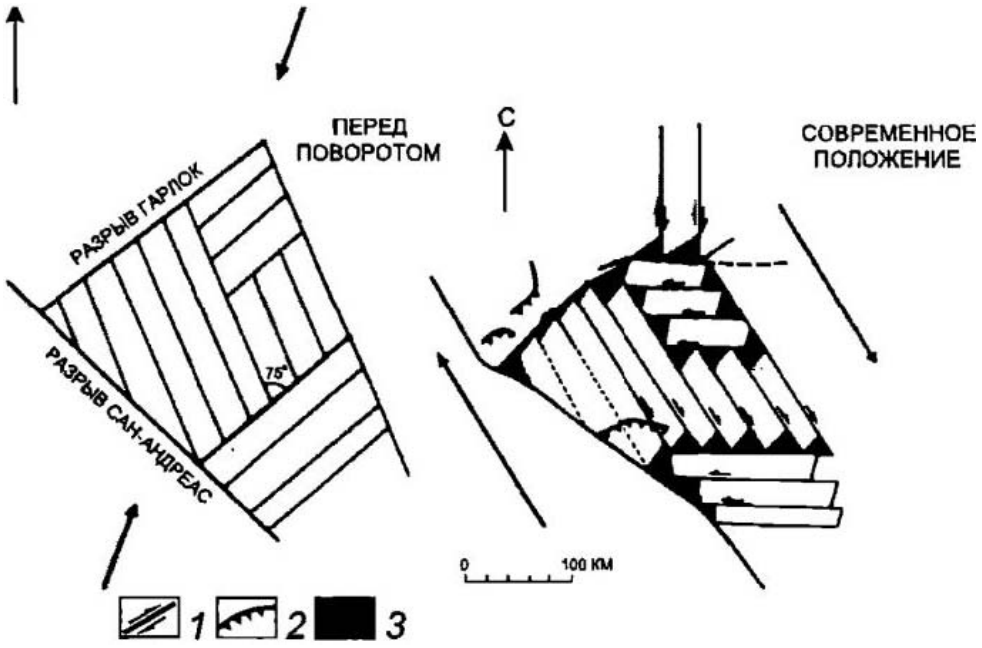


Рис.33. Модель деформации блока Мохаве в Калифорнии [Carter et al., 1987]

1 – сдвиги; *2* – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *3* – зияния между повернувшимися блоками

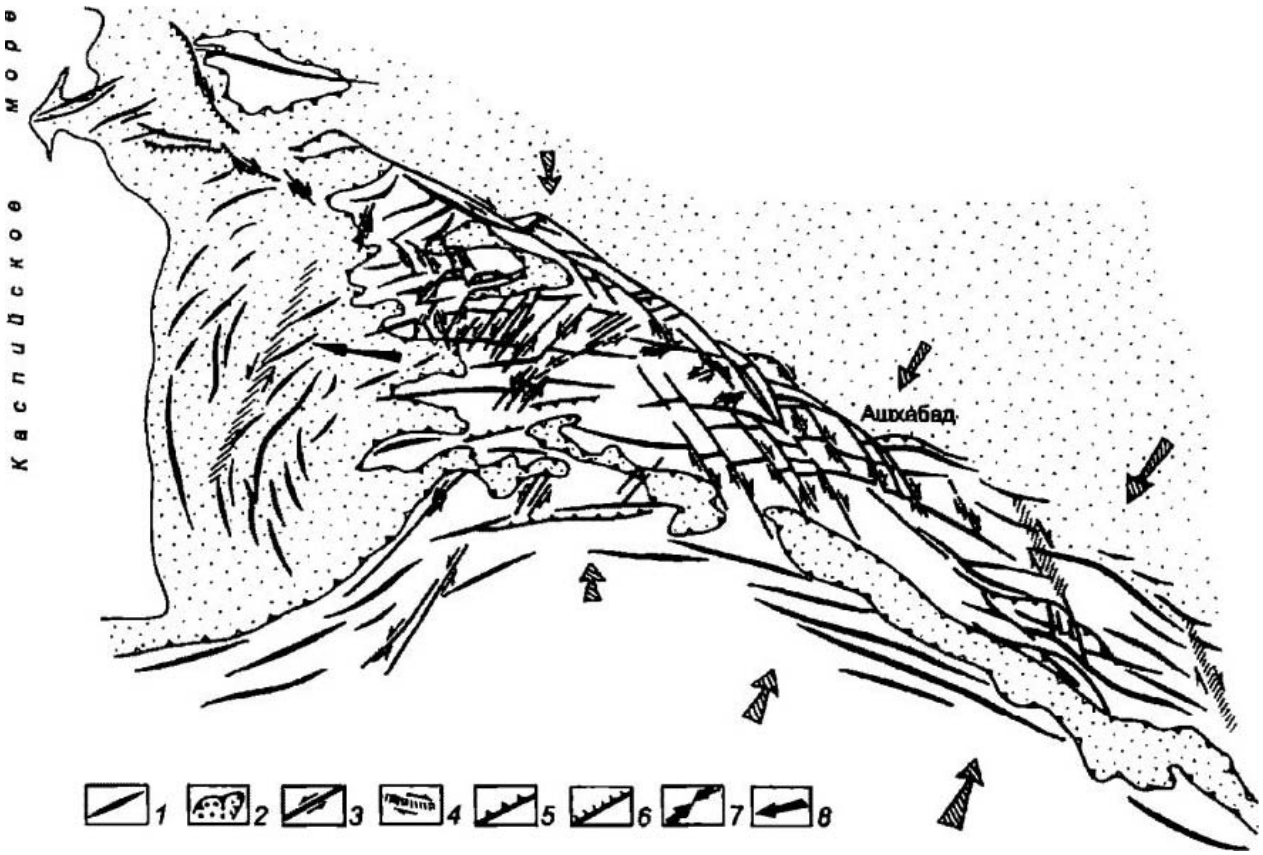


Рис.34. Структурная схема Копетдагского мегантиклинория

1 – оси складок; *2* – орогенные впадины; *3* – сдвиги; *4* – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; *5* – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей); *6* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); *7* – направление горизонтального сжатия; *8* – направление латерального выжимания масс

Копетдагская складчатая система представляет собой пучок крупных линейных складок (рис. 34) северо-западного простирания, в большей мере сжатый на востоке, а к западу раскрывающийся и выполаживающийся. Восточная граница Копетдага существенно более резкая, она находится на простирании крупной правосдвиговой зоны к востоку от Лутского блока Центрального Ирана. Все это можно связывать с предполагаемым вращением последнего против часовой стрелки [Сборщиков, 1979]. На западе в области сочленения с Эльбурсом складки Южного Копетдага заворачивают к юго-западу, образуя выпуклую к северу дугу.

Копетдаг разделен на узкие ромбовидные блоки частой системой сдвигов: на востоке – правых, на западе – левых. Подобное симметричное расположение сдвигов разного знака на флангах Копетдагской дуги прежде всего рождает предположение об ее изгибе в плане в результате поперечного выдвигания. Подобная точка зрения высказывалась многими исследователями, начиная с В. Н. Огнева. Однако ситуация здесь не так проста, как это кажется с первого взгляда. Прежде всего, разноименные сдвиги несколько различаются по возрасту: правые, заложившись в миоцене, резко активизировались в позднем плиоцене – квартере, а левые плиоценом запечатаны, но зато возникли, возможно, уже в раннем миоцене [Ятченко, 1966]. Правда, в течение какого-то срока (рубеж миоцена–плиоцена) обе системы сдвигов сосуществовали. Далее, левые сдвиги, хотя и находятся на простирании более заметного западного изгиба Копетдагской дуги, имеют на порядок меньшие амплитуды по сравнению с правыми (1–2 и 7–10 км, соответственно). Наконец, обе системы сдвигов различаются и способом компенсации: если правые на севере сопряжены с надвигами, то левые переходят в сбросы или оперяются мелкими сдвигами. Если бы структурная дуга изгибалась в результате поступательного перемещения к северо-востоку, обе системы фланговых сдвигов на севере заканчивались бы структурами сжатия.

Все эти факты приводят к предположению, что наблюдаемая ситуация не может быть объяснена без допущения определенной роли деформации продольного удлинения с поворотами блоков вокруг вертикальной оси. Существует и ряд других аргументов в пользу подобной зрения.

1. Увеличенный угол между левыми и правыми сдвигами в месте их сопряжения. Как известно, теоретически двойной угол скалывания должен составлять 90°. Однако из-за наличия внутреннего трения в породах он на самом деле гораздо меньше (порядка 60–70°) [Гзовский, 1975; Гептнер, 1970; Freund, 1974; Hoeppener et al., 1969]. Здесь же, как хорошо видно на карте, двойной угол скалывания достигает 90° и более. Соответственно уменьшается угол между направлением сдвигов и структур сжатия.

2. Антитетические подвороты осей складок, особенно хорошо заметные к юго-западу от Ашхабада, где складки принимают широтное – северо-восточное простирание.

3. Амплитуда надвигов максимальна в точке сочленения с правыми сдвигами, а по удалении от них постепенно затухает.

4. Важное соображение общего порядка: если Копетдагская дуга возникла только в результате поступательного перемещения к северу, в ее фронтальной части присутствовали бы грандиозные надвиги с амплитудой в несколько десятков километров. Однако ничего подобного здесь нет и, как показано В. Н. Крымусом [1966] и Л. М. Расцветаевым [1966], во фронте Копетдага резко преобладают правосдвиговые перемещения. В то же время, как уже рассматривалось нами выше, аномальное сжатие присутствует к западу от Копетдага, но оно

имеет широтную ориентировку и поэтому скорее связано с его продольным удлинением, нежели с поперечным выдвиганием [Копп, 1979].

На основании комплекса рассмотренных данных можно сделать следующие геокинематические выводы. В неогене-квартере в результате перемещения к северу и поворота против часовой стрелки Аравийской плиты и блока Центрального-Восточного Ирана Копетдаг был сильно пережат на востоке и стал поэтому растекаться к запад-северо-западу. Основным механизмом продольного удлинения явился поворот против часовой стрелки узких блоков, ограниченных правыми сдвигами. Изгиб западного фланга Копетдагской структурной дуги логично связывать именно с этим механизмом, а не с поступательным перемещением к северу. Это не исключает, конечно, того, что в позднем миоцене – начале плиоцена изгиб мог наращиваться по левым сдвигам, с возможным поворотом по часовой стрелке.

Одним из факторов, благоприятствующих приоритетному развитию только одной из двух систем сопряженных сдвигов, является осложненность сжатия компонентой простого сдвига в горизонтальной плоскости (см. рис. 32). В связи с этим отмечалось, что группы (домены) [1] вращающихся сдвигов принадлежат к зонам влияния более крупных сдвигов противоположного знака [Carter et al., 1987; Freund, 1974; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Wilcox et al., 1973]. Так, в приведенных выше примерах левые сдвиги блока Мохаве, которые повернулись особенно сильно, принадлежат к зоне грандиозного правого сдвига Сан-Андреас, обеспечивавшего скашивание в широкой полосе. Вращение по часовой стрелке левых сдвигов в данном случае совместимо с вращением всей территории в целом. Домен малоамплитудных левых сдвигов Западного Копетдага надстраивает группу центрально-копетдагских правых сдвигов.

Пластическая деформация и изгиб трапециевидных и ромбовидных блоков (механизм мегабудинажа). Гипотеза Э. Клооса – Р. Фройнда хорошо объясняет как группировку одноименных сдвигов в виде обособленных доменов, так и некоторые особенности их взаимного расположения. Однако, как отмечает и сам Р. Фройнд [Freund, 1974], она неприменима для того случая, когда в деформируемом объеме одновременно возникают не одна, а две равного значения системы сопряженных сдвигов – так как разделяемые ими блоки уже не могут оставаться жесткими и претерпевают внутреннюю деформацию. Если представить себе идеализированный конус скалывания, возникший около точки сочленения разноориентированных сколов, то видно, что при сжатии он должен сплющиваться (рис. 35). Рассмотрим подробнее данную ситуацию, которой до сих пор не уделялось должного внимания.

Характер деформации, происходящей в точке сочленения двух разноименных одновозрастных сдвигов, показан на рис. 36. Прямоугольный брус (рис. 36, *А–Б*), символизирующий субвертикальный тектонический элемент, в процессе сжатия разделяется сопряженными сдвигами разного знака на три блока. При повороте между крайними блоками высвобождается некоторое пространство, куда как бы проседает центральный клин, изгибаясь при этом. В результате образуются линзовидные или миндалевидные блоки (см. рис. 36, *В–Д*), которые последовательно удлиняются и утоняются в процессе деформации. На выпуклой стороне линзы, перекрывающей прежнюю границу блока, возникает дополни-

---

[1] В структурной геологии домен – область проявления более или менее однородной деформации. Термин часто применяется для обозначения групп разрывов одного кинематического типа и знака смещения. Близкие по значению термины "блок" или "зона" не могут его заменить. Блок монолитен, а внутри домена все деформируется; зона же имеет узкую линейную конфигурацию, тогда как домен обладает произвольной формой.

тельное сжатие, и здесь может сформироваться дугообразная складчатая зона. На вогнутой, наоборот, появляются аномальные растягивающие напряжения, способные привести к образованию впадины (см. рис. 36, *Г–Д*). Меняются напряжения и вдоль изгибающегося клина: в нижней ("южной") его части развивается продольное сжатие, а наверху (на "севере") – концентрируется продольное растяжение.

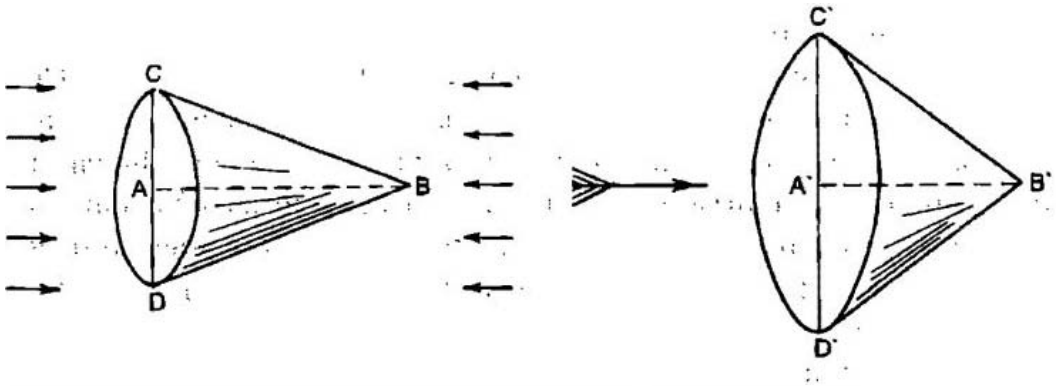


Рис.35. Идеализированный конус скалывания, расплющивающийся в результате сжатия

Пояснение см. в тексте

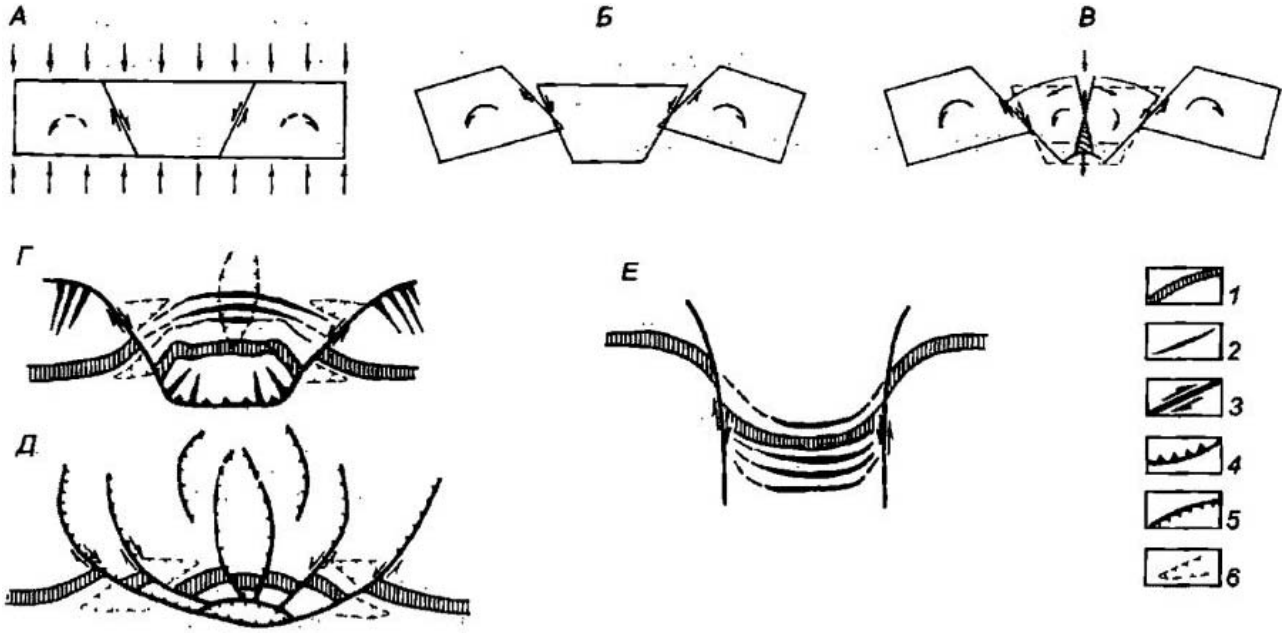


Рис.36. Продольное удлинение участка складчатой зоны за счет разнонаправленных поворотов блоков (механизм мегабудинажа в горизонтальной плоскости) – принципиальная схема, (план)

А – до деформации; *Б, В* – после деформации: *Б* – без пластической деформации блоков, *В* – с пластической деформацией блоков; *Г, Д* – типовые структурные рисунки, формирующиеся в обстановке: *Г* – транспрессии, *Д* – транстенсии; *Е* – типовой структурный рисунок ороклина, возникающего при поперечном выдавливании участка складчатой зоны (для сравнения)

1 – додеформационный маркер, первично продольного простирания; *2* – сосдвиговые складки; *3* – сдвиги; *4* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *5* – сбросы и раздвиги (бергштрихи – по падению сместителей); *6* – локальные клинораздвиги в тылу смещаемых блоков

Конкретный облик возникающего при этом структурного рисунка в существенной мере зависит от особенностей поля деформаций. Как известно, собственно сдвиговая деформация встречается локально. Гораздо чаще вдоль короткой оси эллипсоида деформаций присутствует некоторое дополнительное горизонтальное укорочение (сдвигово-надвиговый парагенезис структур) или удлинение (сдвигово-раздвиговый парагенезис). Соответствующие деформационные обстановки известны в литературе под названием "транспрессия" и "транстензия" [Harland, 1971]. При транспрессии (см. рис. 36, *Г*) находящийся между сдвигами клиновидный блок зажат между соседними блоками. Проталкиваясь через них, он оказывает давление на стенки, отгибая их попутно движению. Здесь, таким образом, может уменьшиться размер антитетического подворота крыльев сдвига, либо даже возникнуть синтетический подворот. В наибольшей мере это характерно для острия клина, где недостаток пространства возрастает. Формирующаяся благодаря антитетическим подворотам структурная дуга из-за этого может быть осложнена "ушами" по краям. Если же клин находится в обстановке транстензии (см. рис. 36, *Д*), подвороты везде носят ярко выраженный антитетический характер, и структурная дуга между сдвигами имеет плавную конфигурацию. Здесь, вероятно, в наибольшей мере сможет проявиться и растяжение в тылу дуги. Справа (см. рис. 36, *Е*) для сравнения показана структурная дуга, ограниченная сопряженными синтетическими сдвигами, т. е. характерная для обстановки поперечного выдвигания. Как видно, она имеет совершенно другой облик.

Перед тем, как перейти к анализу геологических примеров, иллюстрирующих вышерассмотренный тип сдвиговой деформации, наглядности ради отметим, что нечто подобное, но только в вертикальном разрезе, зафиксировано для ряда образовавшихся при горизонтальном растяжении грабенов (рис. 37). Так, в тыловодужных бассейнах Западного Средиземноморья на сейсмических профилях повсеместно видны своеобразные антиклинальные вспучивания в основании грабенов и сильно задранные "плечи" последних. То и другое обусловлено антитетическими подворотами крыльев листрических сбросов и не могло образоваться без вращения (выполаживания) последних при поперечном им горизонтальном растяжении.

Сдвиговые структурные рисунки такого типа присутствуют в областях наибольшего пережима и скучивания коры. Возникающий здесь отток деформируемого материала в обе стороны по латерали способствует возникновению симметричных систем разноименных сдвигов.

Наглядный пример подобного рода демонстрирует новейшая структура региона Центральной Азии (рис. 38), которая, как это ныне признано многими учеными, возникла в результате внедрения жесткого Индостанского индентора в Евразию. В результате работ целого ряда исследователей (В. С. Буртман, В. Б. Вонгаз, А. В. Лукьянов, В. И. Макаров, П. Молнар, В. Н. Огнев, А. В. Пейве, С. В. Руженцев, А. И. Суворов, П. Таппонье, В. Г. Трифонов, С. И. Шерман и мн. др.) здесь обнаружены многочисленные крупные сдвиги с амплитудами до десятков и даже сотен километров. Новейшие подвижки по этим разрывам начали происходить в разное время, однако все они были активны в позднемиоцен-четвертичную эпоху, и поэтому с генетической точки зрения можно анализировать всю совокупную картину новейших разрывных нарушений. Чрезвычайно важно подчеркнуть, что по многим разрывам, развивающимся в неогене и выраженным в смещениях структур, фациальных зон и особенностях структурного рисунка, движения того же знака происходили и в позднечетвертичное время (данные А. В. Лукьянова, В. И. Макарова, В. Г. Трифонова).

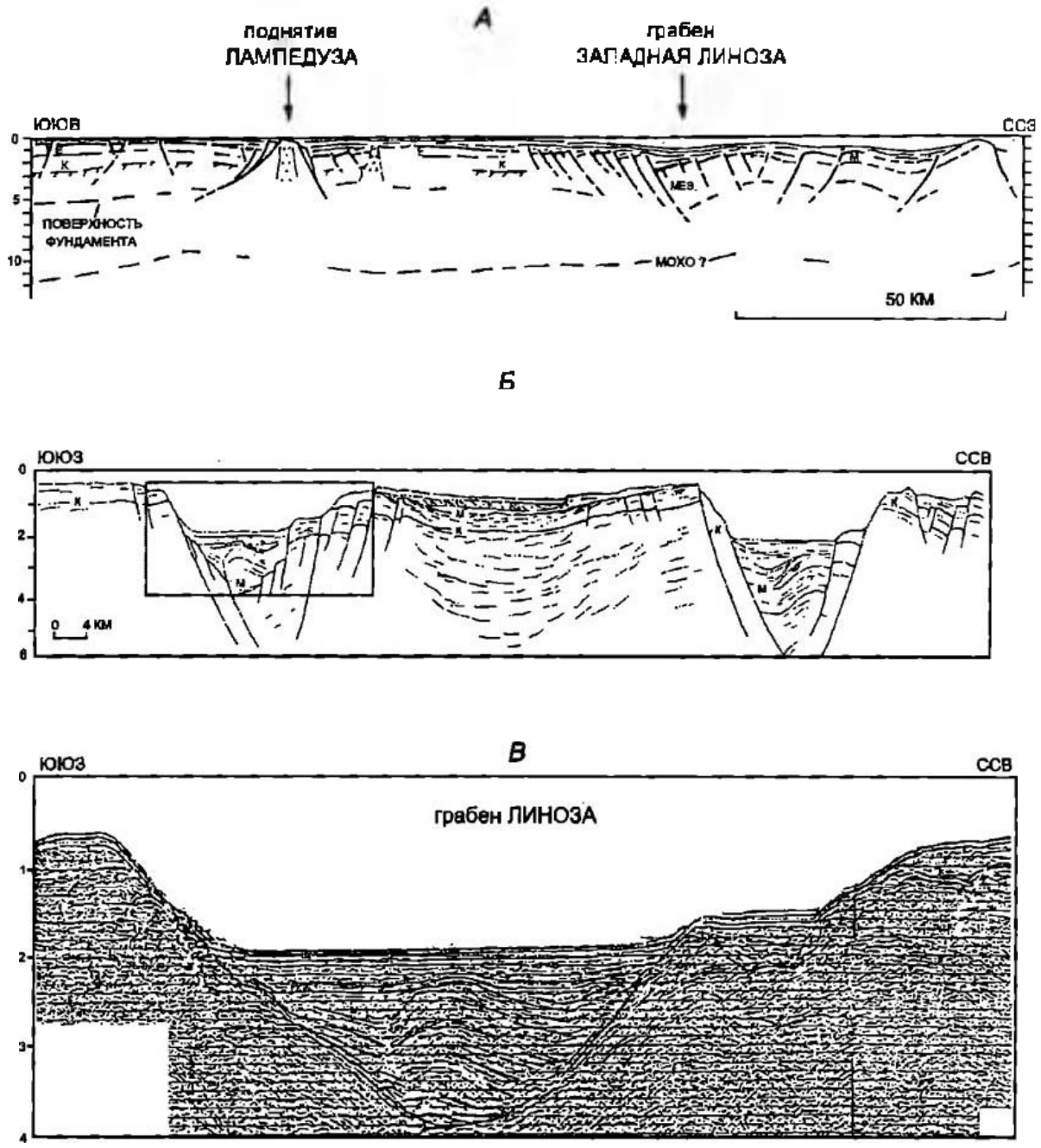


Рис.37. Антитетические подвороты сейсмических горизонтов на крыльях листрических сбросов (Тунисско-Сицилийский шельф Средиземного моря)

А, Б – геолого-геофизические разрезы по профилям: *А* – поднятие Лампедуза – грабен Западная Линоза [Grasso et al., 1993, рис.5], *Б* – грабен Линоза – грабен Мальта; *В* – мигрированный сейсмический разрез грабена Линоза [Catalano et al., 1993, рис.7]

Пояснения см. в тексте

Это свидетельствует о постоянстве (в первом приближении) позднекайнозойского поля напряжений.

Левые и правые сдвиги пространственно разобщены. Правые, северо-западного простирания, располагаются на западе региона: на северном продолжении левосдвиговой зоны западного фланга Индостана. Левые надстраивают такую же правостороннюю зону на восточном фланге последнего. Таким образом, здесь, в первом приближении, проявляется уже упоминавшаяся выше закономерность, согласно которой группы одноименных сдвигов концентрируются в широких зонах скашивания противоположного знака. Уже одно это обстоятельство в данном случае может косвенно свидетельствовать о наличии антитетического вращения сдвиговых разрывов Центральной Азии.



Рис.38. Структурная схема Центральной Азии

1 – линии простирания складок; *2* – сдвиги; *3* – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; *4* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *5* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); *6* – орогенные впадины; *7* – офиолиты; *8* – направления перемещения масс; *9* – оси растекания; *10* – область проявления сдвиговой деформации в варианте транспрессии; *11* – то же, в варианте транстензии

Крупнейшие сдвиги: Ал – Алтынтагский, ПК – Памиро-Каракорумский, ТФ – Таласо-Ферганский

Ось растекания, разделяющая домены разноименных сдвигов, приурочена к месту наибольшего внедрения Индостанского блока-индентора. Точнее, здесь можно наметить две более частные оси, одна из которых проходит между Таласо-Ферганским и Алтынтагским сдвигами, а другая – к югу от оз. Байкал. Угол встречи разноименных симметричных сдвигов, ограничивающих клиновидные блоки, составляет до 110°. Это заметно (на 30–40°) превышает обычное экспериментальное значение (65–70°) двойного угла скалывания и свидетельствует о развороте сдвигов в сторону оси максимального растяжения. На структурной схеме видны антитетические подвороты структурных линий, выраженные подчеркиванием поперечных к сдвигам направлений структур сжатия. Наконец, хорошо проявляется пластическая деформация (в плане) клиновидных блоков,

ярким выражением которой является выпуклая к северу Тянь-Шаньская дуга с Таримской впадиной в тылу. Подобный изгиб клиньев скорее всего возник в результате раздвижения и поворота в стороны соседних блоков.

Таким образом, совокупность приведенных данных свидетельствует о наличии продольного (субширотного) удлинения региона Центральной Азии в обе стороны – к западу и востоку. Это согласуется с выводами П. Молнара и П. Таппонье [Tapponier, Molnar, 1976] о внедрении Индостана в Евразию, полученными другим методом.

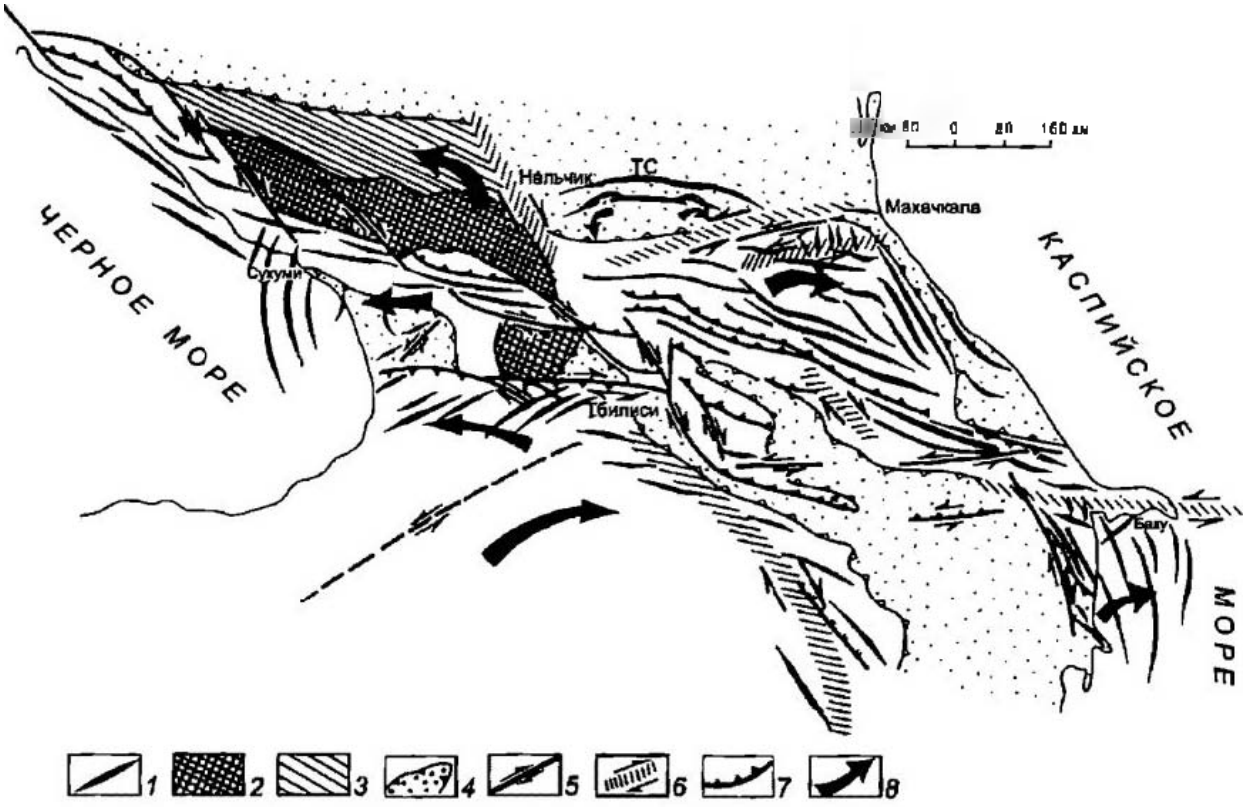


Рис.39. Структурная схема Большого Кавказа

1 – линии простирания складок; *2* – кристаллическое ядро Большого Кавказа; *3* – Северо-Кавказская моноклиналь; *4* – орогенные впадины; *5* – сдвиги; *6* – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; *7* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению смесителей); *8* – направления перемещения масс

ТС – Терско-Сунженская антиклинальная зона

По существу, сходный структурный рисунок наблюдается и в районе Кавказского синтаксиса (рис. 39), расположенного перед местом максимального внедрения Аравийской плиты в складчатый пояс. Здесь, главным образом в последние годы [Башелеишвили, 1985; Копп, 1979, 1982, 1989; Копп, Курдин, 1980; Короновский, 1994 а, б; Курдин, 1987, 1991; Никитин, 1987; Расцветаев, 1973, 1980, 1989], обнаружен ряд протяженных сдвиговых зон, которые хоть и замаскированы покровно-складчатыми деформациями, вместе с тем, проявляются в кулисности складок, наличии горизонтальных флексур, структур "конского хвоста" и др. Эти зоны обычно простираются под небольшим (20–30°) углом к генеральному структурному плану и местами принимают даже почти продольную ориентировку; поперек них часто развиваются складки и надвиги. Перечисленные факты свидетельствуют о транспрессионном варианте сдвиговой деформации (о чем говорит и парагенезис сдвигов со структурами сжатия), либо о

развороте разрывов в процессе раздавливания и последующем наложении на них структур сжатия, либо о том и другом одновременно.

По типу проявления сдвиговой деформации (в данном случае со сжатием) Большой Кавказ существенно отличается от региона Центральной Азии (к северу от Гималаев и Тибета), где сдвиговое поле напряжений выражено в чистом виде либо взаимодействует со сбросовым полем. Сдвиги Большого Кавказа формировались в позднем миоцене – квартере приблизительно одновременно (хоть и с некоторым запаздыванием) со складчатостью ограничиваемых ими зон и блоков. Так, левые сдвиги западного ограничения Дагестанского клина имеют предакчагыльский возраст, а параллельные им сдвиги Кобыстана и Куринской впадины деформируют верхнеплиоценовые, а местами и четвертичные отложения.

В Центральной части Большого Кавказа намечается ось растекания, выраженная сменой правых сдвигов левыми. Те и другие расходятся в разные стороны от места наибольшего пережима (деформационной шейки?) Большого Кавказа. К окончаниям крупных сдвигов приурочены пучки поперечных складок, сильно сжатые около этих разрывов и постепенно погружающиеся по удалении от них – признак антитетического вращения соответствующих крыльев. Имеется здесь и своего рода "Тянь-Шань" – дугообразно изогнутая Терско-Сунженская антиклинальная зона, которой, судя по наличию "ушей" по краям, несколько не хватало пространства для полного проседания в открывающийся сфенохазм. Пережимы Большого Кавказа в сочетании с признаками поворота и изгиба блоков обрисовывают своего рода структуру мегабудинажа в горизонтальной плоскости. Продольное удлинение мегантиклинория компенсируется возникновением на его периклиналях симметричных зон поперечных складок.

Проблема пространства для поворачивающихся блоков. Эффект эксцентриситета. При антитетическом вращении блоки (независимо от того, рассматривается ли система сдвигов одного знака, сопряженные сдвиги разного знака или одиночный сдвиг) стремятся вдавиться своими углами в окружающее пространство (см. рис. 32). Воображаемая материальная линия, ориентированная поперек оси максимального сжатия, в этих местах будет приподыматься, а рядом опускаться (см. рис. 32, *Б, В*). Следовательно, каждый поворачивающийся блок представляет собой эксцентрик, преобразующий вращательное движение в поступательное. Избыток масс, скапливающихся в мешающих повороту выступах блоков, частично "оседает" в виде надвигов и других структур сжатия, амплитуда которых постепенно убывает по удалении от сдвига. Сопряженные с выступами межблоковые зияния благоприятны для образования структур растяжения. Такой способ компенсации горизонтального перемещения (переход сдвига в надвиг или раздвиг), который вслед за А. И. Суворовым [1968] часто именуют "динамопарой", установлен повсеместно. Однако возможно и рассасывание сопряженных выступов и зияний за счет перемещений только в горизонтальной плоскости. Оно происходит следующими способами.

1. Возникает попутное повороту дугообразное *листрическое искривление линии сместителя*. Оно может быть первичным – связанным с циклоидальной формой максимальных касательных напряжений. На реальных геологических примерах это было показано Дж. Каммингсом и П. Молнаром и П. Таппонье [Cummings, 1976; Tapponier, Molnar, 1976]. Однако кривизна линии сместителя способна увеличиться и в процессе деформации. Это наглядно продемонстрировано Р. Фройндом [Freund, 1974] посредством сравнения со слоями, проскальзывающими на крыле складки (рис. 40–I). Подобный методический подход представляется весьма продуктивным, так как он позволяет, используя

известные геометрические особенности складчатых изгибов разного типа, выяснить зависимость целого ряда параметров сдвигов (форма в плане сместителя, амплитуда смещения, угол поворота крыльев и т. д.) от знака деформации вдоль длинной оси эллипсоида (рис. 40–II).

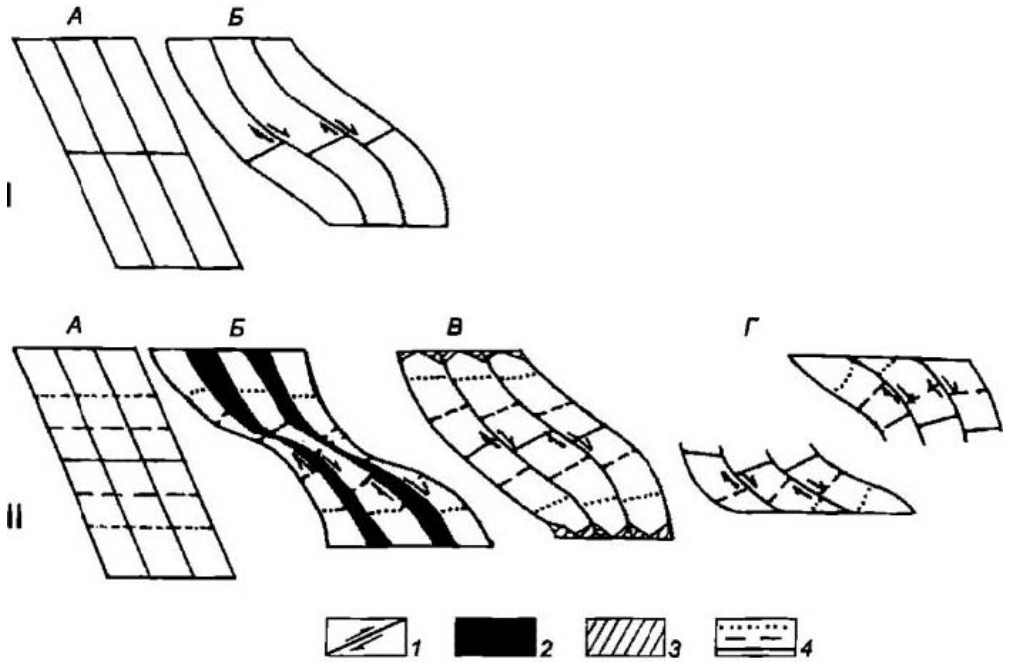


Рис.40. Додеформационный изгиб линий сдвигов (аналогия со складками). Принципиальные схемы (план)

I – постепенное затухание амплитуды сдвигов [Freund, 1974]: *А* – до деформации, *Б* – после деформации; II – зависимость особенностей плановой конфигурации сдвигов от знака напряжений вдоль оси σ_1 – оси растяжения (наименьшего сжатия): *А* – до деформации, *Б* – продольный изгиб (растяжение вдоль оси σ_1); *В* – концентрический изгиб (нулевое напряжение вдоль оси σ_1), *Г* – пластическая деформация в ядре концентрической или диапировой складки (сжатие вдоль оси σ_1)

1 – сдвиги; *2* – зияния; *3* – перекрытия; *4* – воображаемые додеформационные маркеры, первично продольного простирания

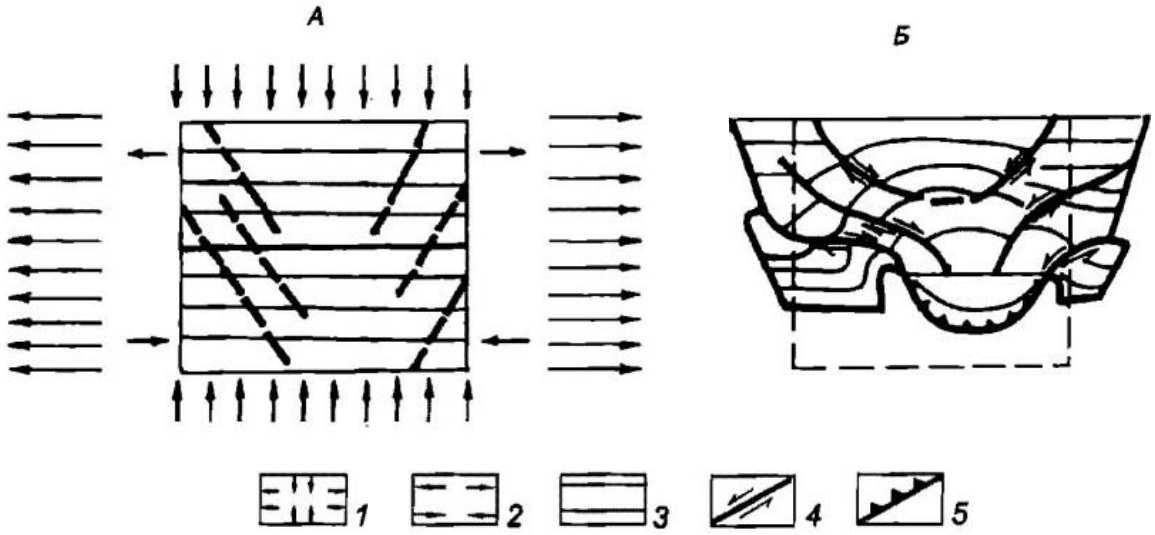


Рис.41. Принципиальная схема зависимости плановой конфигурации сдвигов и подворота их крыльев от знака напряжений вдоль оси растяжения (план)

А – до деформации; *Б* – после деформации

1 – направления осей σ_3 и σ_1; *2* – знак дополнительных напряжений вдоль оси σ_1; *3* – воображаемые додеформационные маркеры, первично продольного простирания; *4* – сдвиги; *5* – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей)

Проведенный нами геометрический анализ позволяет сделать следующие выводы.

а. Полный сопряженный (направленный в две противоположные стороны) изгиб может развиваться лишь при отсутствии каких-либо дополнительных напряжений вдоль длинной оси эллипсоида (деформация собственно сдвига, без дополнительных сжатия или растяжения), символизируемом складкой концентрического типа (см. рис. 40–II, *В*). Если же деформация вдоль длинной оси эллипсоида сопровождается заметным растяжением, что характерно для транстензии (подобная складка – см. рис. 40–II, *Б*) или, напротив, сжатием (ситуация транспрессии – ядро концентрической складки, см. рис. 40–II, *Г*), линия сдвига может выгнуться лишь в одну сторону. Плавного затухания сдвигов на их обоих концах уже не получится, и хотя бы на одном из них горизонтальное перемещение в существенной мере будет компенсироваться деформациями в вертикальной плоскости: в первом случае возникновением сбросов и раздвигов, во втором – структур сжатия.

б. Одноименные сдвиги, развивающиеся в одном и том же поле напряжений, но при этом в разных обстановках транспрессии или транстензии, изгибаются в разные стороны, навстречу друг другу.

в. Амплитуды сдвигов при отсутствии дополнительных напряжений по длинной оси эллипсоида лимитируются шириной блоков (или зоны динамического влияния разрывов) и величиной угла поворота [Freund, 1974]. Однако при переходе к транстензионной области амплитуды могут резко возрасти за счет пластического течения по продольным ("запад-северо-западного простирания" на данном рисунке) отрезкам листрических сдвигов.

г. Величина вращения крыльев максимальна для обстановки транспрессии, однако знак подворота здесь меняется в широком диапазоне – от антитетического на продольных отрезках разрывов до синтетического – на поперечных (см. также рис. 41).

д. Поперечное укорочение деформируемого объема уменьшается в сторону транстензионной области.

Рассмотренные особенности кинематики сдвиговой деформации в разных структурных обстановках автор попытался суммировать на специальной схеме (рис. 41). Если сравнить показанные на ней особенности деформационного изгиба линий сдвигов с известной геометрией траекторий максимальных касательных напряжений при сжатии [Cummings, 1976; Tapponier, Molnar, 1976], можно увидеть их несомненное сходство. Это лишний раз подтверждает справедливость полученной картины.

Отмеченные особенности фиксируются и в реальной геологической обстановке. Так, в пределах рассмотренного выше региона Центральной Азии (см. рис. 38) видно выгибание навстречу друг другу сдвигов района Монголии и Прибайкалья, с одной стороны, и Памиро-Тибетской области – с другой. За счет этого характер сочленения разноименных сдвигов на севере и юге рассматриваемого региона прямо противоположен: на севере они в совокупности образуют плавные, выпуклые к югу дуги, а на юге обладают выпуклостью к северу и сочленяются гораздо более резко, под острым углом. В промежуточной области крупные сдвиги (Таласо-Ферганский и Алтынтагский) обладают характерными двойными изгибами сместителей. В районе Памира и Тибета наблюдается довольно прихотливый рисунок структурных линий, где около сдвигов прослеживаются не только антитетические, но и синтетические подвороты крыльев. Таким образом, структурный рисунок региона неплохо соответствует аналитическому (см. рис. 41).

Так, опираясь только на особенности плановой конфигурации сдвигов и структурных линий, не привлекая никаких данных об ассоциирующих структурах сжатия и растяжения (хотя на практике это, разумеется, делать необходимо), можно в данном случае легко прийти к выводу, что в южной части территории Центральной Азии (Памир, Южный Тибет, Гималаи) сдвигообразование шло в обстановке транспрессии, на севере (Байкал, Монголия) – транстензии, а в пограничной зоне (Тянь-Шань, Куньлунь) – горизонтального сдвига в узком смысле этого слова. Транспрессионный стиль деформации около края Индостанской плиты говорит о недостатке пространства и, тем самым, подтверждает вероятность ее внедрения в Евразию.

2. Рассасывание избытка масс, который создается около опережающего крыла сдвига, способно происходить за счет расщепления сдвига на несколько веерообразно расходящихся ветвей (рис. 42–44). Впервые возможность подобной деформации была теоретически и экспериментально доказана Дж. Андерсоном, однако примеры для сдвигов были получены позже Дж. Чиннери и Р. Фройндом [Chinnery, 1966; Freund, 1974]. Морфология сдвиговых вееров в первую очередь зависит от двух причин: 1) от того, одно или оба сразу крыла сдвига испытывают активное перемещение в пространстве и 2) от характера вращения крыльев – анти- или синтетического.

Полный, или двусторонний (раскрытый в обе стороны), веер оперяющих разрывов должен возникать в том случае, когда синхронно смещаются два соседних ромбовидных блока или сразу целый ансамбль (см. рис. 42, *А* и 43, *А*). Если же, как это часто бывает, смещение относительно соседней условно неподвижной среды испытывает одиночный блок (или крыло разрыва), формируется односторонний веер оперяющих нарушений (см. рис. 43, *Б, В*). В случае одновременного антитетического вращения системы блоков наподобие стопки книг возникновение полного веера следует ожидать при нулевом или очень малом дополнительном напряжении вдоль длинной оси эллипсоида (обстановка собственно сдвига – см. на рис. 41, 42), тогда как при транспрессии или транстензии он будет односторонним. Расщепление в плане (особенно в форме одностороннего веера) демонстрируют многие крупные сдвиги: Левантинский, Северо-Анатолийский, Мукуро-Чаманский и мн. др.

Полный и неполный веера могут быть сопоставлены, соответственно, со структурными рисунками "елочка" и "конский хвост" [Лукьянов, 1991; Лукьянов, Щерба, 1972]. Однако образующие их веерообразно расходящиеся разрывы 2-го порядка, по А. В. Лукьянову, являются не сдвигами, а взбросами (надвигами) или сбросами, что характерно для ситуации поступательного (но не вращательного) относительного смещения крыльев. В нашем же случае, где вращательная компонента относительного смещения последних обязательна, оперяющие разрывы являются прежде всего сдвигами. Однако и здесь легко можно представить себе ситуацию, когда сдвиговое перемещение сочетается со взбросовым (см. рис. 43, *Б*) или сбросовым (см. рис. 43, *В*). Соответствующие односторонние веера сдвигов можно именовать транспрессионными и транстензионными. Как видно, полный веер (см. рис. 43, *А*) состоит из транспрессионного и транстензионного вееров, сложенных вместе.

Конфигурация сдвиговых ветвей, изображенная на рис. 43, характерна только для антитетического вращения крыльев главного разрыва. Последнее наиболее легко будет происходить, если вращающиеся блоки приобретут плавное закругление на концах, и в этом случае сдвиговые ветви будут очень плавно отгибаться от линии магистрального разрыва.

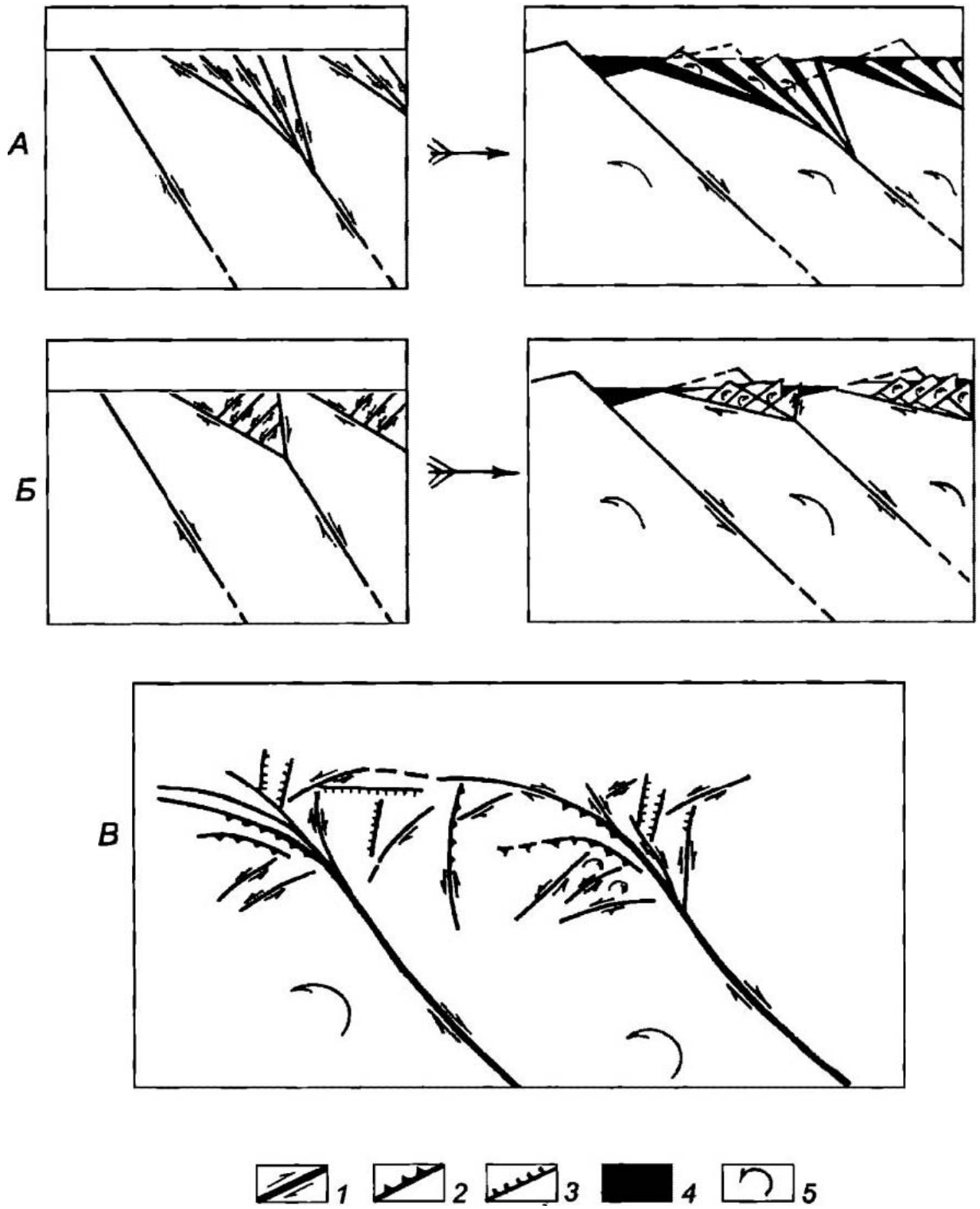


Рис.42. Рассеивание сдвигового смещения за счет оперения основного разрыва малоамплитудными сдвигами

А,Б – геометрические схемы, план: *А* – веерообразное расщепление сместителя [Chinnery, 1966; Freund, 1974], *Б* – возникновение мелких сдвигов противоположного знака; *В* – обобщенный структурный рисунок области затухания сдвига

1 – сдвиги; *2* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *3* – сбросы и раздвиги (бергштрихи – по падению сместителей); *4* – зияния; *5* – направления ротации блоков

Для сравнения разберем, как должна быть направлена кривизна сдвиговых ветвей тогда, когда разделенные главным разрывом блоки не испытывают сильного вращения, а, напротив, смещаются поступательно. Такая ситуация характерна для трансформных разломов, в том числе внутриконтинентальных, и для обстановки поперечного выдвигания участка складчатой зоны. Здесь уже нет

необходимости возникновения закругленного окончания блока и конфигурация сдвиговых ветвей определяется только направлением смещения последнего: независимо от того, в каком квадранте – сжатия или растяжения – находится данная сдвиговая ветвь, ее изгиб всегда направлен в сторону смещения опережающего крыла сдвига (см. рис. 44).

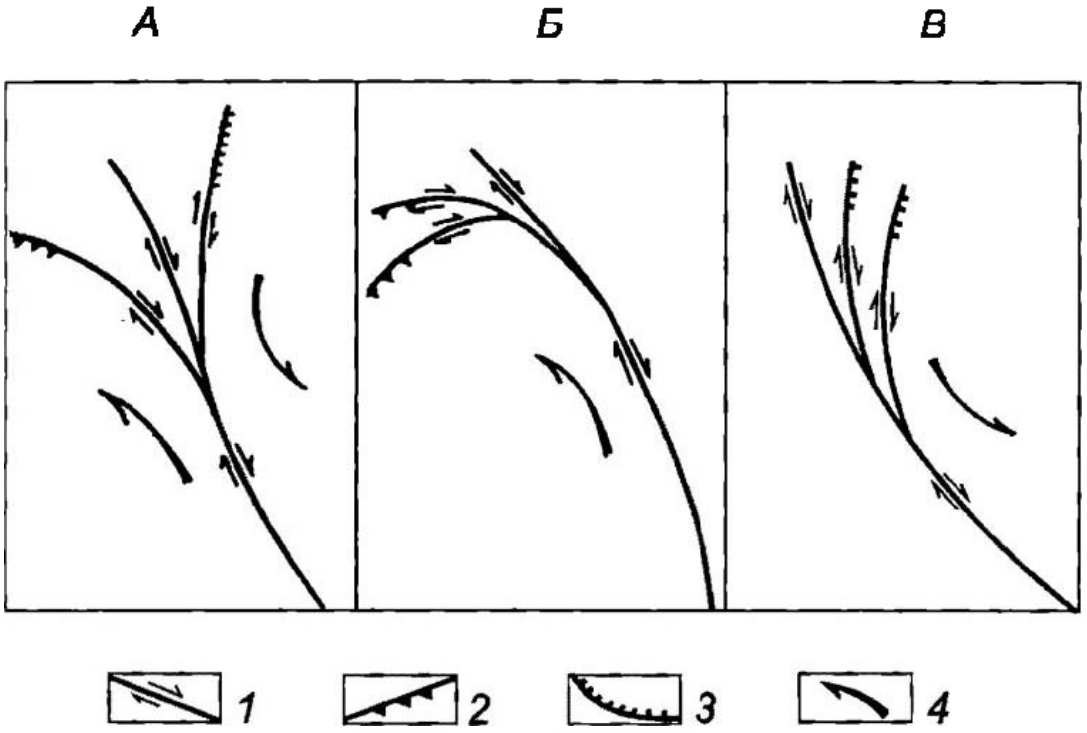


Рис.43. Типовые структурные рисунки, связанные с веерами оперяющих сдвигов (план)

Веера: *А* – полный, *Б* – транспрессионный, *В* – транстензионный

1 – сдвиги; *2* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *3* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); *4* – направления ротации блоков (стрелки изображены только на активно вращающихся крыльях сдвигов)

Данную закономерность, которую автору удалось установить при изучении сирийского сегмента Левантинского трансформного разлома [Копп, 1997, в печати], легче всего объяснить изменением знака вращения крыльев сдвига: если вдоль его главной трассы оно является синтетическим (увеличивающим общую амплитуду смещения), то в области затухания оно может быть уже только антитетическим – уменьшающим амплитуду, но зато позволяющим деформации рассредоточиться вширь. Именно в таком рассеянии деформации прежде всего и заключается смысл любого сдвигового веера. Сообразно знаку вращения крыльев приспосабливается и конфигурация разветвляющихся линий сдвигов: в квадранте сжатия они будут постепенно отклоняться от простирания магистрального разлома, а в квадранте растяжения – резко причленяться под крутым углом. В результате их выпуклость в плане всегда будет направлена в сторону смещения.

Опираясь на представление о веерообразном расщеплении линий сдвигов в местах затухания, легко перейти к анализу дуплексов – весьма важных элементов сдвиговой тектоники. Как известно, термин "дуплекс" (duplex), широко распространившийся в последние годы, используется для обозначения деформаций на участках коленообразного искривления разрыва (или, что то же, кулисного сочленения двух разрывов того же знака) – как правило, взброса или надвига. При этом в качестве структур дуплекса обычно принято считать домены малоамплитудных разрывов того же знака, что и основной разрыв (например, два

крупных субгоризонтальных надвига соединены взбросами и надвигами 2-го порядка). Морфология сдвиговых дуплексов была обстоятельно рассмотрена Н. Вудкоком и М. Фишером [Woodcock, Fischer, 1986]. Здесь мы остановимся только на единственном аспекте – зависимости возникновения данного вида структур от наличия и знака вращения крыльев сдвигов (рис. 45). Как известно, изгибы сместителей разрывов любого геолого-кинематического типа могут быть двоякого рода. В первом случае (рис. 45, *А*, внизу) на участке *б–в* излом сдвига *а–б–в–г* компенсируется сжатием ("constraining bend", или задерживающий изгиб), во втором (см. рис. 45, *А*, вверху) на изломе $б^{I}–в^{I}$ сдвига $а^{I}–б^{I}–в^{I}–г^{I}$ – растяжением ("releasing bend", или освобождающий изгиб).

Если относительное смещение крыльев сдвигов лишено какой-либо вращательной компоненты (т. е. они двигаются в строго параллельных, хоть и противоположных направлениях – см. рис. 45, *А*), в зоне изгиба будут проявляться, соответственно, только взбросо-надвиговые и сбросо-раздвиговые деформации без какого-либо участия сдвигов. То же – и при синтетическом вращении крыльев (см. рис. 45, *Б*), только здесь в большей степени реализуются деформации сжатия поперек сдвигов, в особенности на задерживающих изгибах, тогда как связанные с освобождающими изгибами зияния ("пулл-апарты" – "pull-apart basins") будут в некоторой мере захлопываться. Совсем иное дело, если крылья разрывов, целиком или по крайней мере около изгиба, способны антитетически поворачиваться (см. рис. 45, *В, Г*). В этом случае сдвигаемые крылья как бы обтекают препятствие и, более того, сам изгиб испытывает антитетическое вращение в сдвиговой зоне. Соответственно, два главных кулисно расположенных сдвига будут соединены сдвигами меньшего размера, образующими дуплексы. Последние плавно изогнуты: в виде буквы S (правые сдвиги при задерживающем и левые – при освобождающем изгибах, как это и показано на рис. 45, *В, Г*) и в виде буквы Z (в случае обратных соотношений).

Сдвиговый характер составляющих дуплексы небольших разрывов не исключает, разумеется, того, что последние могут иметь и существенную взбросовую или сбросовую компоненту

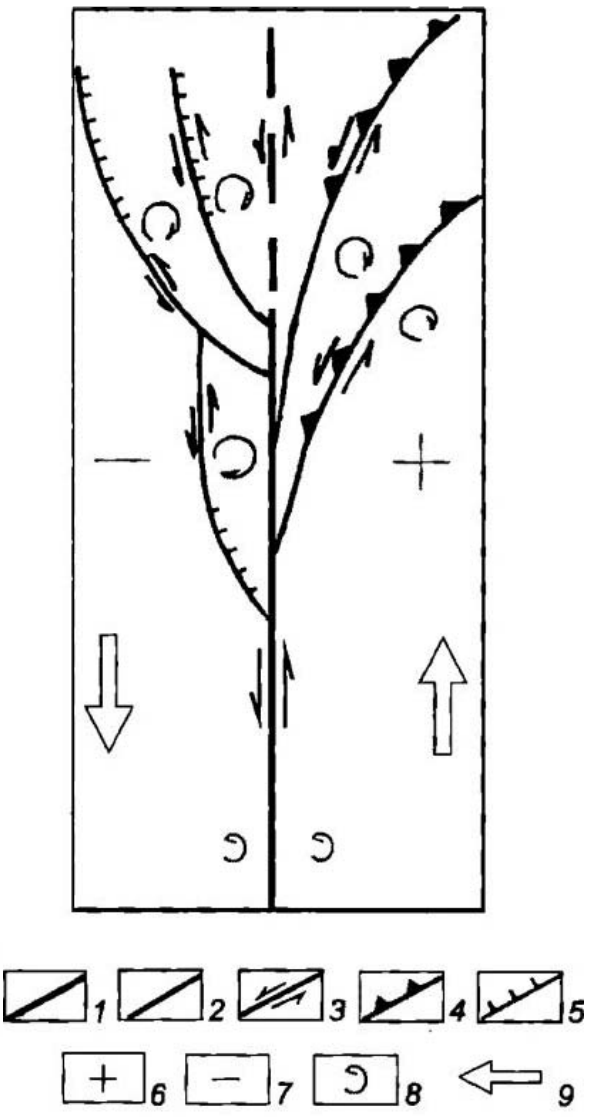


Рис.44. Веерообразное расщепление сдвига у его окончания: структура линии (геометрическая схема, план)

Отдельные ветви веера дугообразно изогнуты – с выпуклостью, направленной в сторону смещения соответствующего крыла основного сдвига

1 – разломы 1-го порядка; *2* – разломы 2-го порядка; *3* – сдвиги; *4* – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *5* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); *6* – квадрант сжатия; *7* – квадрант растяжения; *8* – направление поворота блоков вокруг вертикальной оси; *9* – направление смещения крыла основного сдвига

– в зависимости от характера изгиба главного сдвига. Каждый дуплекс следует рассматривать как результат сложения вееров двух кулисных основных сдвигов: транспрессионных вееров – при изгибе задерживающего типа и транстензионных – при освобождающем изгибе. Веерообразное расщепление разрывов здесь, как и в вышерассмотренных случаях, позволяет рассредоточить деформацию на участке частичного затухания сдвигов. На рис. 45, *Г* показаны асимметричные дуплексы, образовавшиеся из-за существенного превышения амплитуды одного из кулисно сочлененных сдвигов 1-го порядка.

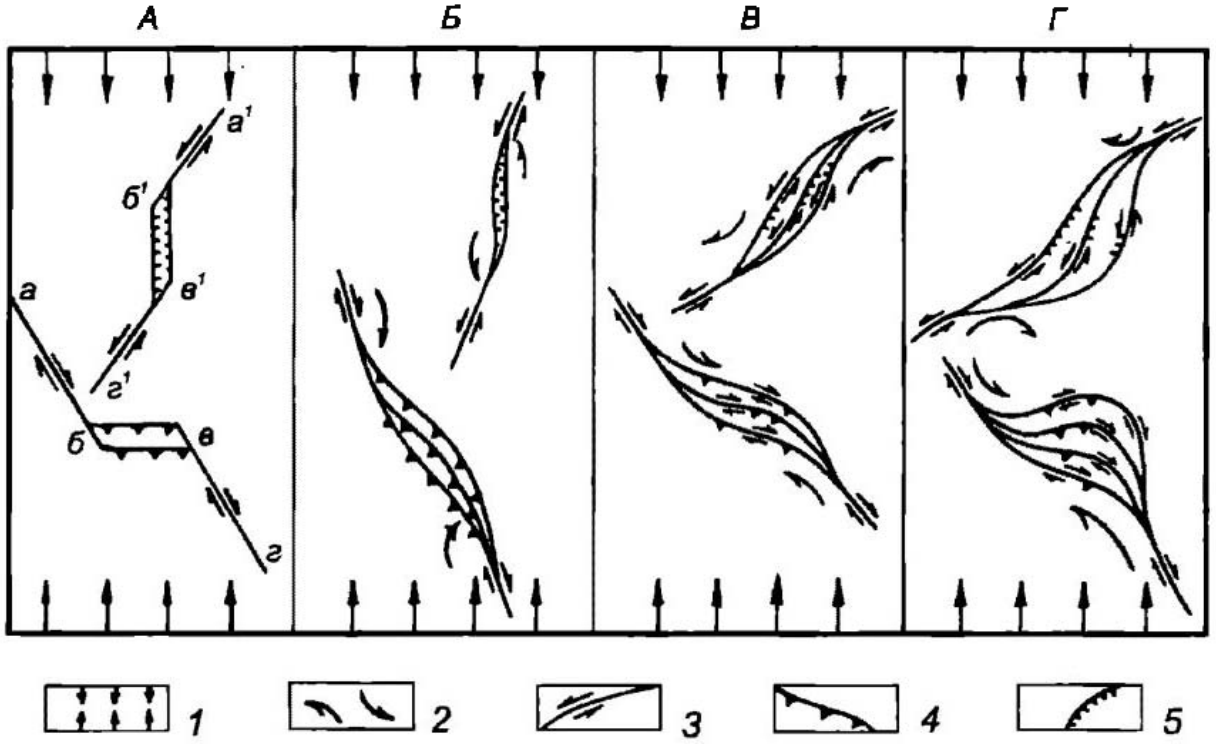


Рис.45. Типовые структурные рисунки, связанные с изломами сдвигов и их кулисным расположением (план). Внизу – обстановка транспрессии, вверху – обстановка транстензии

А – поступательное движение крыльев; *Б* – синтетическое вращение крыльев; *В, Г* – антитетическое вращение крыльев (сдвиговые дуплексы); *В* – амплитуда смещения не меняется вдоль всей линии коленчато изогнутого сдвига, *Г* – амплитуда смещения изменяется вдоль последней

1 – направление горизонтального сжатия; *2* – направление поворота крыльев; *3* – сдвиги; *4* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *5* – сбросы и раздвиги (бергштрихи – по падению сместителей)

Некоторые примеры сдвиговых дуплексов будут приведены в гл. 5. Несколько забегая вперед, отметим, что к категории сдвиговых дуплексов следует, хотя бы частично, относить такие крупные мегаструктуры, как Байкальский рифт (транстензионный дуплекс между двумя кулисными левыми сдвигами субширотного простирания) и Тибетское плато (асимметричный транспрессионный дуплекс, сочленяющий Памиро-Каракорумский правый сдвиг с более крупным Семангку-Сагайнским). В том и другом из указанных мест дуплексная деформация сочетается либо с горизонтальным расширением (Байкал), либо с горизонтальным укорочением (Тибет). Однако и там, и там разрывы, соединяющие сдвиги 1-го порядка (сбросы в Прибайкалье, взбросы и тектонические швы в Тибете) имеют сдвиговую составляющую; в плане они S-образно изогнуты.

3. Наконец, можно высказать предположение, что в ликвидации возникающего на углах блоков градиента масс участвуют и небольшие антитетические сдвиги обратного знака (см. рис. 42, *Б*). Сходные вещи уже

отмечались, например, для грабенов, внутри которых крупный сброс часто сопряжен с малоамплитудными встречными сбросами [Ярошевский, 1981], и для структур поддвигового типа, где глубинный шарьяж обусловливает выжимание направленных к поверхности встречных надвигов [Белостоцкий, 1978; П. Гамкрелидзе, И. Гамкрелидзе, 1977; Ярошевский, 1981; Breddin, 1970]. Небольшие встречные сбросы возникают в моделях складок поперечного изгиба [Гзовский, 1975; Гзовский, Ма Цзинь, 1962, рис. 6], в местах, где начинали затухать и рассеиваться ограничивавшие штамп субвертикальные разломы. Как видно на рис. 42, *Б*, подобный способ компенсации сдвига, как и при возникновении веера, сопровождается некоторым расширением его зоны. Поскольку малоамплитудные сдвиги обратного знака поворачиваются в противоположную сторону, такая деформация может пойти либо при синтетическом вращении крыльев главного разрыва, либо при рассредоточенности смещения в широкой зоне простого сдвига.

Выше этот вопрос уже обсуждался и приводились некоторые примеры (см. рис. 31–34).

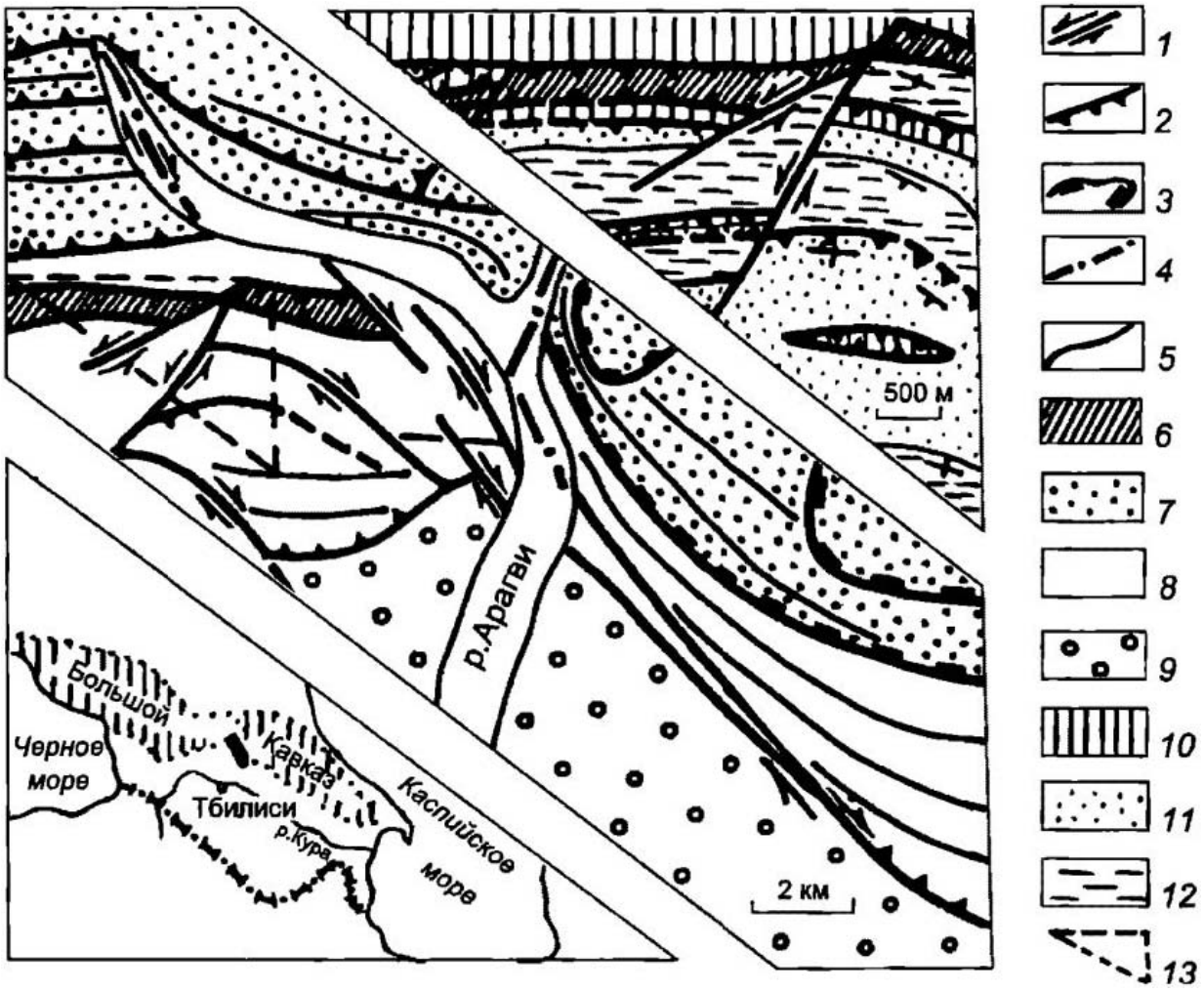


Рис.46. Строение области северного затухания Восточно-Карталинской правосдвиговой зоны южного склона Большого Кавказа (геологические карты)

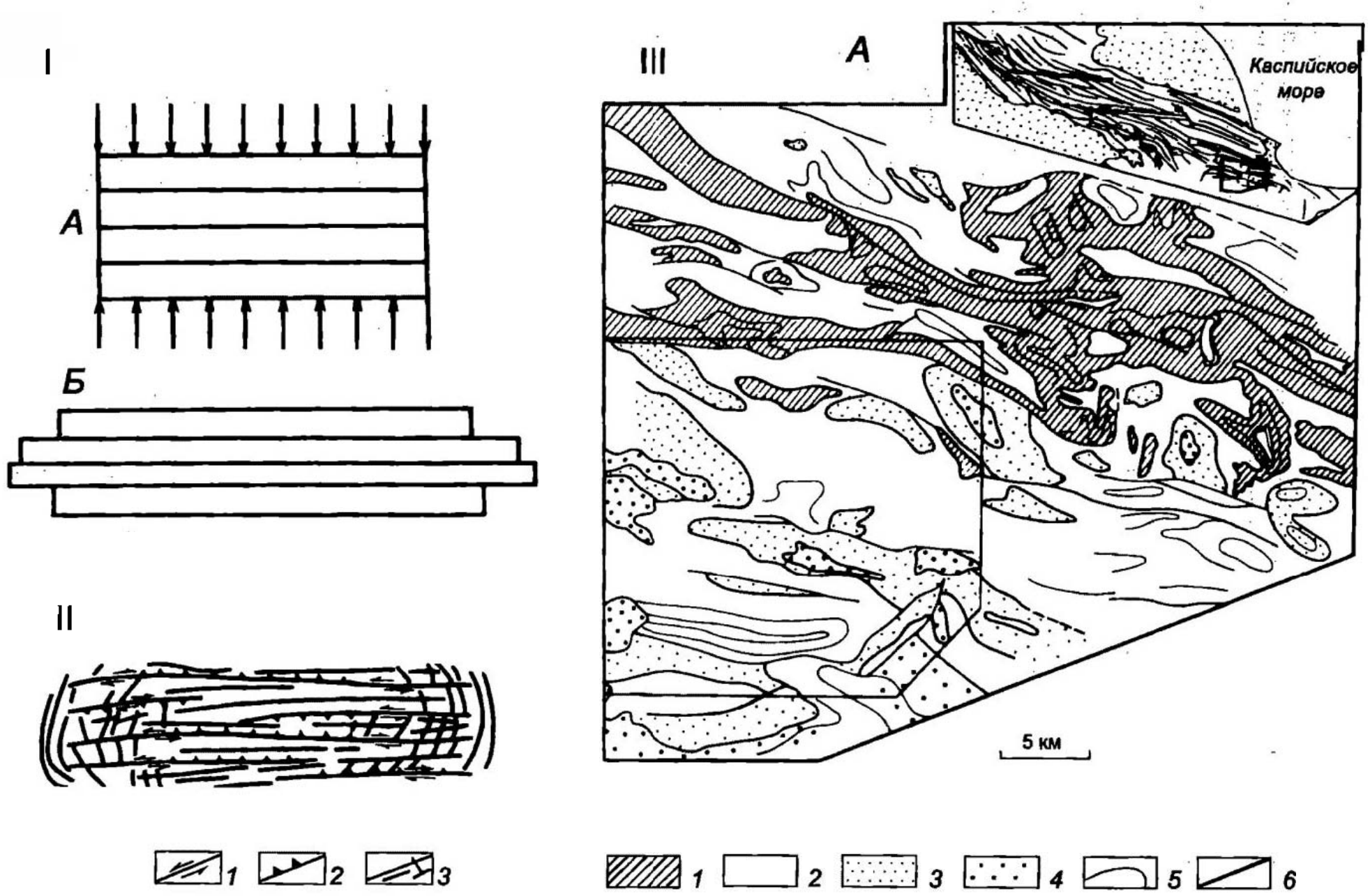
1 – сдвиги; *2* – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению смесителей); *3* – покровы; *4* – разрывы, запечатанные четвертичными отложениями; *5* – оси складок и маркирующие горизонты; *6* – нижнеюрские отложения чехла Грузинской глыбы; *7* – меловой флиш; *8* – флиш и дикий флиш палеогена; *9* – молассы неогена; *10* – сланцеватые глины верхней части среднего эоцена (ильдоканская свита); *11* – карбонатный флиш верхнего эоцена (надильдоканская свита); *12* – сланцеватые глины верхнего олигоцена – нижнего миоцена (майкопская серия); *13* – граница участка, изображенного на врезке вверху справа

В строении участков затухания конкретных разрывов могут отразиться все эти сложные особенности (см. рис. 42, *В*). В качестве примера (рис. 46) можно привести северное окончание одной из правосдвиговых зон Восточного Закавказья – той, которая с востока ограничивает Карталинскую впадину и в данном районе проходит вдоль долины р. Арагви (зона надстраивает к северу Сагурамо-Чатминскую правосдвиговую зону [Расцветаев, 1973]). В восточном крыле сдвига находится Алисисгорский покров флиша. Вероятно, его локализация обусловлена тем, что данное крыло переместилось к югу, попутно общему движению масс. На западном фланге покрова наблюдается параллельный сдвигу синтетический подворот осей складок. В западном крыле сдвига, смещавшемся навстречу региональной вергентности, отмечается явный недостаток пространства, выраженный сильным сжатием. В результате последнего оказался выведенным на земную поверхность тектонический клин нижнеюрских пород основания чехла Грузинской глыбы (так называемая Юрская, или Коринтская, чешуя), надвинутый как на молассы, так и на находящийся севернее флиш. Здесь же отмечаются аномальные для южного склона Большого Кавказа северовергентные взбросо-надвиги. Западное крыло сдвига повернуто антитетически: вместо регионального запад-северо-западного простирания здесь структуры ориентированы широтно и даже с некоторой тенденцией заворота к восток-северо-востоку. Фиксируемая таким образом деформация продольного удлинения, очевидно, связана с недостатком пространства в данном крыле сдвига. Основная правосдвиговая зона веерообразно расщепляется; кроме того, в ее сильно сжатом западном крыле присутствует серия небольших левых сдвигов, которые также могли способствовать частичному рассасыванию избытка масс (см. рис. 46, врезка).

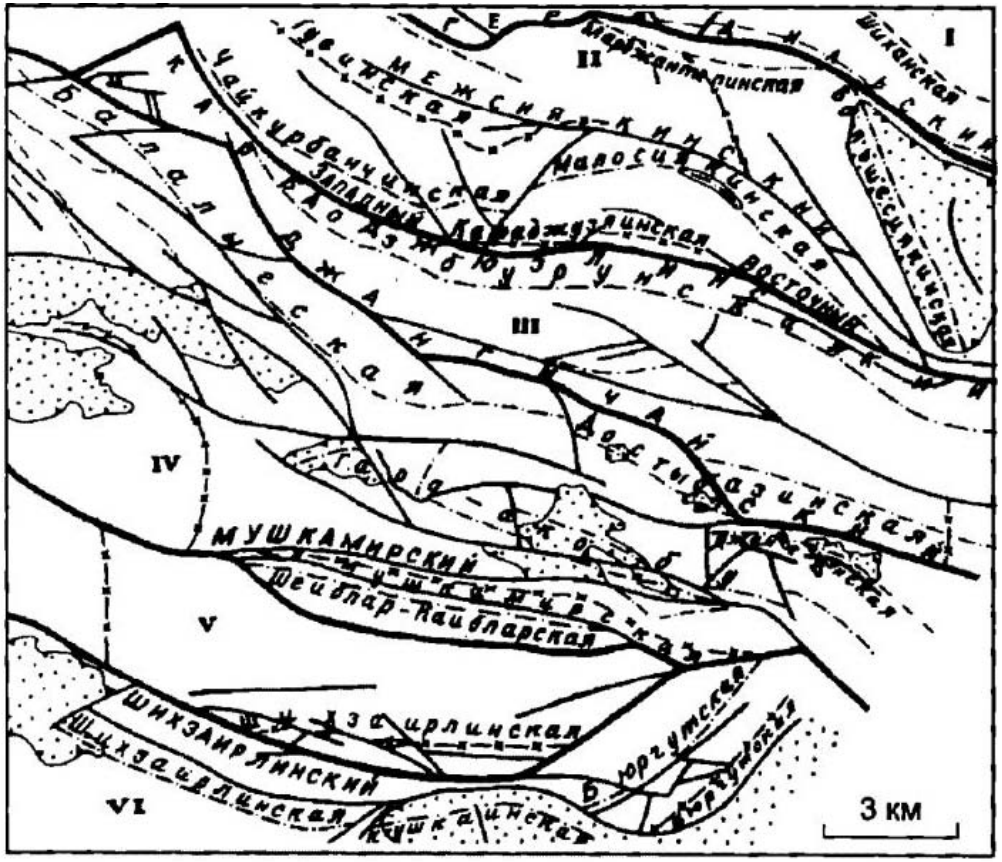
4.2.2. Структурный рисунок, образованный расплющиванием блоков между продольными разрывами со сдвиговой компонентой смещения

Весьма важным в данном аспекте представляется изученный В. С. Милеевым [1977] механизм "продольного горизонтального расплющивания" с транспортом по плоскостям, параллельным оси растяжения. Важно отметить: если расплющиванию равномерно подвергается весь массив пород, что возможно при метаморфизме (а В. С. Милеевым рассматривалась именно такая ситуация), то оно выразится только в формировании линейности на уровне минеральных зерен или включений и поэтому не будет заметно в макро- и мегаструктурном рисунке. По В. С. Милееву, гораздо больше в последнем проявляются структуры, связанные со сгруживанием выжатого материала – крутые периклинали складок продольного горизонтального расплющивания, а также другие поперечные структуры сжатия.

Представляется, что более выразительный структурный рисунок может возникнуть, если расплющивание и течение пород происходят неоднородно – с разной скоростью в блоках, разделенных продольными разрывами (рис. 47–I). Сдвиговая компонента перемещения вдоль последних (естественно, она должна сочетаться с взбросо-надвиговой, так как нарушения расположены поперек оси максимального сжатия) может фиксироваться как в кулисном расположении складок, так и в новообразовании компенсационных поперечных структур сжатия. При таком автономном течении блоков те из них, которые расплющиваются в большей степени (из-за высокой пластичности, расположения в осевой части тектонического потока и т. д.), подвержены особенно сильному смятию на торцах. Поперечные структуры сжатия, компенсирующие продольное удлинение, в таких местах могут сильно выгибаться в сторону течения (рис. 47–II).


I
А
Б
II
III
А
Каспийское море
5 км
1
2
3
1
2
3
4
5
6

Б



В



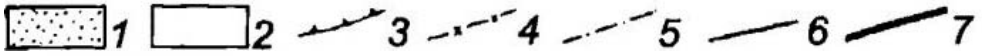




Рис.47. Подрисуночную подпись см. на стр. 114

Пример подобной деформации (рис. 47–III) можно привести из уже рассмотренной нами в гл. 3 территории – для полосы южного склона Большого Кавказа в пределах Северного и Центрального Кобыстана (Азербайджан). Флишево-глинистые осадки верхнего мела – палеогена смяты здесь в линейные складчатые зоны запад-северо-западного – широтного простирания, разделенные весьма протяженными, длиной до 50 км и более, продольными разрывами – взбросами и надвигами с преимущественно южной вергентностью. Для некоторых участков последних (Герадильский, Шихзаирлинский надвиги и др.) доказано наличие существенных (не менее 3 км) покровных перекрытий [Григорьянц, 1982; Мирчинк, Шурыгин, 1972; Аллахвердиев и др., 1977].

В западной части Кобыстана, в районе сел. Астраханка и г. Шемаха (за пределами рис. 47), продольные складки собраны в тесно сжатый пучок; здесь же присутствует один из крупнейших покровов региона – Астраханский. К востоку (в пределах рис. 47) эта виргация немного раскрывается, что сопряжено с появлением резко выраженных небольших поперечных складок, наложенных на структуры общекавказского простирания. Характерно, что почти все они торцово сочленены с продольными разрывами, никак не продолжаясь в их противоположных крыльях. По удалении от сместителей поперечные складки погружаются, но если близко проходит следующий продольный разрыв, соседние поперечные складки и флексуры могут сливаться в перемычки, насквозь пересекающие лентовидные продольные блоки. Указанные особенности чрезвычайно характерны для присдвиговых складок [Буртман, 1968; Буртман, Лукьянов и др., 1963; Копп, 1979; Лукьянов, 1965; Расцветаев, 1966, 1973], и поэтому приходится допустить, что продольные взбросо-надвиги имеют и компоненту смещения по простиранию.

Выше (3.3) было показано, что в пределах южного склона Юго-Восточного Кавказа среди двух возможных систем сдвигов существенно преобладают левосторонние (см. рис. 13, 14). Однако данный вывод справедлив только в первом приближении, при переходе же к более крупному масштабу рассмотрения здесь проявляются более сложные пространственные соотношения сдвигов разного знака.

Так, в пределах Шихзаирлинского участка, детально изученного в этом отношении Н. Н. Курдиным и автором (см. рис. 47), наиболее достоверные признаки левостороннего сдвигания наблюдаются для Джангичайского и Мушкамирского продольных разрывов. На западном отрезке первого из них отмечено

←

Рис.47. Продольное удлинение участка складчатой зоны, происходящее без вращения блоков, за счет течения в горизонтальной плоскости (механизм продольного горизонтального расплющивания)

I – геометрическая модель: *А* – до деформации, *Б* – после деформации

II – типовой структурный рисунок: *1* – сдвиги и разрывы со сдвиговой компонентой смещения; *2* – разрывы горизонтального сжатия (надвиги, взбросы, тектонические швы); *3* – оси складок

III – региональный пример: *А* – геологическая карта складчатой зоны Центрального Кобыстана (Юго-Восточный Кавказ): *1* – мел; *2* – палеоген; *3* – миоцен; *4* – плиоцен; *5* – маркирующие горизонты; *6* – разрывы. На врезках: вверху справа – схема расположения района, внизу слева – местоположение Шихзаирлинского участка. *Б,В* – строение Шихзаирлинского участка: *Б* – схема тектонического районирования: *1* – плиоценовый структурный этаж; *2* – мел–миоценовый структурный этаж; *3* – граница структурных этажей; *4* – оси антиклиналей; *5* – оси синклиналей; *6* – разрывы; *7* – границы тектонических зон. Тектонические зоны: I – Юртандагская антиклинальная, II – Сиякинская синклинальная, III – Джангинская антиклинальная, IV – Ахудагская синклинальная, V – Шихзаирлинская антиклинальная, VI – Шейтаидская синклинальная; *В* – структурная карта: *1* – стратоизогипсы по подошве среднего миоцена (*а* – проведенные через 500м, *б* – проведенные через 100м); *2* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *3* – сдвиги; *4* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей)

левостороннее смещение небольшой антиклинали север-северо-западного простирания. Северное продолжение этой складки также смещено влево небольшими оперяющими сдвигами, субпараллельными основному разрыву. В зоне Мушкамирского продольного разрыва сдвинута на 1–1,5 км влево ось Мушкамирской антиклинали. Около некоторых продольных разрывов, в частности Геродинъского надвига, наблюдается левокулисное расположение складок.

Все рассмотренные продольные разрывы с левосторонней компонентой перемещения сконцентрированы в основном на севере рассматриваемого участка. При переходе же к его южной половине появляются правые сдвиги. По наиболее крупному здесь Шихзаирлинскому разрыву в правостороннем направлении смещено западное крыло Бюргутской антиклинали северо-восточного простирания. На западе разрыв расщепляется на серию небольших правых сдвигов, в совокупности смещающих ось Шихзаирлинской антиклинали на 1–1,5 км.

Таким образом, левые и правые сдвиги оконтуривают блок (с несколько расплывчатыми широкими границами), переместившийся в восточном направлении. Кроме конфигурации сдвигов, об этом свидетельствует и наличие дугообразно выпуклой к востоку системы поперечных складок (Бюргутская антиклиналь, Большесиякинская синклиналь и др.), которую логично связывать с компенсацией горизонтального перемещения.

Обращают на себя внимание следующие особенности ориентировки и пространственного расположения сдвигов разного знака: 1) крупные правые и левые сдвиги практически параллельны друг другу, а также генеральному структурному плану территории (широтное – запад-северо-западное простирание); 2) небольшие сдвиги (часто они оперяют более крупные сдвиги того же знака или, реже, встречаются самостоятельно) обнаруживают гораздо больший разброс простираний: правые ориентированы от север-северо-западного до широтного направления, левые – от северо-восточного до запад-северо-западного; 3) иногда по некоторым признакам (ориентировка присдвиговых складок, направление волочения крыла) можно предполагать, что вдоль разных участков одного и того же продольного разрыва происходили сдвиговые смещения разного знака.

Совокупность всех этих фактов не позволяет для анализа данной деформационной обстановки напрямую использовать гипотезу скалывания Дж. Андерсона – А. Пека. Указанные особенности ориентировки сдвигов могли возникнуть либо при сильном повороте сдвигов в процессе деформации, либо при расплющивании и течении пород в сторону меньшего сжатия, либо при том и другом одновременно. Следует заметить, что, если для небольших сдвигов механизм вращения вокруг вертикальной оси совершенно не исключен (и об этом могут свидетельствовать наблюдавшиеся иногда антитетические подвороты осей складок), то приложить его к объяснению генезиса крупных продольных разрывов, длительно развивавшихся в течение позднего миоцена–квартера [Мирчинк, Шурыгин, 1972; Хаин, 1950; Шатский, 1951; Шихалибейли, 1956] и в целом параллельных столь же древнему структурному плану, уже, на наш взгляд, практически невозможно.

В любом случае для реализации как вращения блоков, так и их растекания между продольными разрывами требуется длительно действующее в одном и том же направлении горизонтальное сжатие. Кроме того, для второго из этих явлений необходима повышенная способность пород к пластической деформации. Отметим, в данной связи, что главная область концентрации поперечных складок Северного и Центрального Кобыстана приурочена к полосе выхода пластичных глинисто-флишевых осадков мела и палеогена, разделяющей зоны более "компетентных" пород: карбонатов и метаморфизованных глинистых сланцев

юры Шахдагской и Тфанской зон на севере и известняково-песчано-конгломератовых моласс – на юге. При этом наиболее сложные структуры пересечения (Кублядаг-Кабандагский узел – см. рис. 20, *А*) находятся на простирании осевой линии предполагаемого тектонического потока, проходящей по центру полосы пластичных пород.

Сходные с вышеописанными (однако гораздо меньшего масштаба) признаки течения пород по субпараллельным сдвигам фиксировались автором и в грузинской части флишевой зоны южного склона Большого Кавказа: на Гомборском хребте, где в зоне шарьяжа текут глины свиты кинта (эоцен–олигоцен), и к западу от Алисисгорского покрова (глины ильдоканской свиты среднего эоцена).

4.2.3. Обстановки, способствующие продольному удлинению участков коллизионного пояса, и их диагностика

Среди причин, способствующих деформации продольного удлинения, важнейшими представляются две: изгиб складчатой зоны в плане и ее поперечное укорочение (чистый сдвиг в горизонтальной плоскости), обусловливающее латеральное выжимание материала в тектонические убежища (рис. 48). В том и другом случае главная ось растяжения расположена вдоль складчатой зоны, что способствует развитию структур удлинения.

Главное отличие деформаций изгиба и выжимания в горизонтальной плоскости заключается в разной степени новообразования структур. При изгибе складчатой зоны (см. рис. 48, *А*) заключенные между антитетическими сдвигами отрезки этой зоны испытывают лишь поворот вокруг вертикальной оси. Когда же удлинение развивается в связи с латеральным выжиманием (см. рис. 48, *Б–Д*), обязательно формируются компенсирующие его новообразованные структуры сжатия и растяжения. Выжимание и изгиб в горизонтальной плоскости обычно развиваются совместно, и можно наметить несколько переходных ступеней, по мере возрастания роли того или другого из них (см. рис. 48, *А–Д*).

В зависимости от степени развитости выделяются следующие типы латерального выжимания: полублоковый (крыльевой), блоковый и расплющивания. Наиболее примитивное полублоковое выжимание (см. рис. 48, *Б, В*) обеспечивается смещением одного крыла сдвига и, соответственно, быстро сходит на нет по удалении от последнего. В зоне тектонической денудации (выжимания в узком смысле) остается раскрывающаяся к сдвигу тыловая впадина либо другие структуры растяжения, а зона аккумуляции выжатого материала представлена новообразованными структурами сжатия, также затухающими по удалении от разрыва. Подобную динамопару тектонических элементов могут иллюстрировать, например, Ферганская впадина и Чаткало-Кураминское поднятие в юго-западном крыле Таласо-Ферганского разлома или же Ходжакалинская синклиналь и зона поперечных складок Северо-Западного Копетдага около Главного Копетдагского разлома. Поскольку в обоих приведенных примерах выжимание обеспечивается сдвигом лишь с одной стороны, оно не приобретает больших масштабов и обязательно сопряжено с изгибом и общим вращением (в данном случае, против часовой стрелки).

Если же выжимаемый блок ограничен сдвигами с двух флангов (блоковый тип выжимания – см. рис. 48, *В, Г*), латеральное выжимание может происходить вне связи с изгибом в горизонтальной плоскости. В этом случае оно достигает значительных размеров, так как клиновидные блоки двигаются уже по двум "рельсам" вместо одного. В областях тектонической аккумуляции здесь формируются протяженные структуры сжатия, соединяющие оба фланговых сдвига.

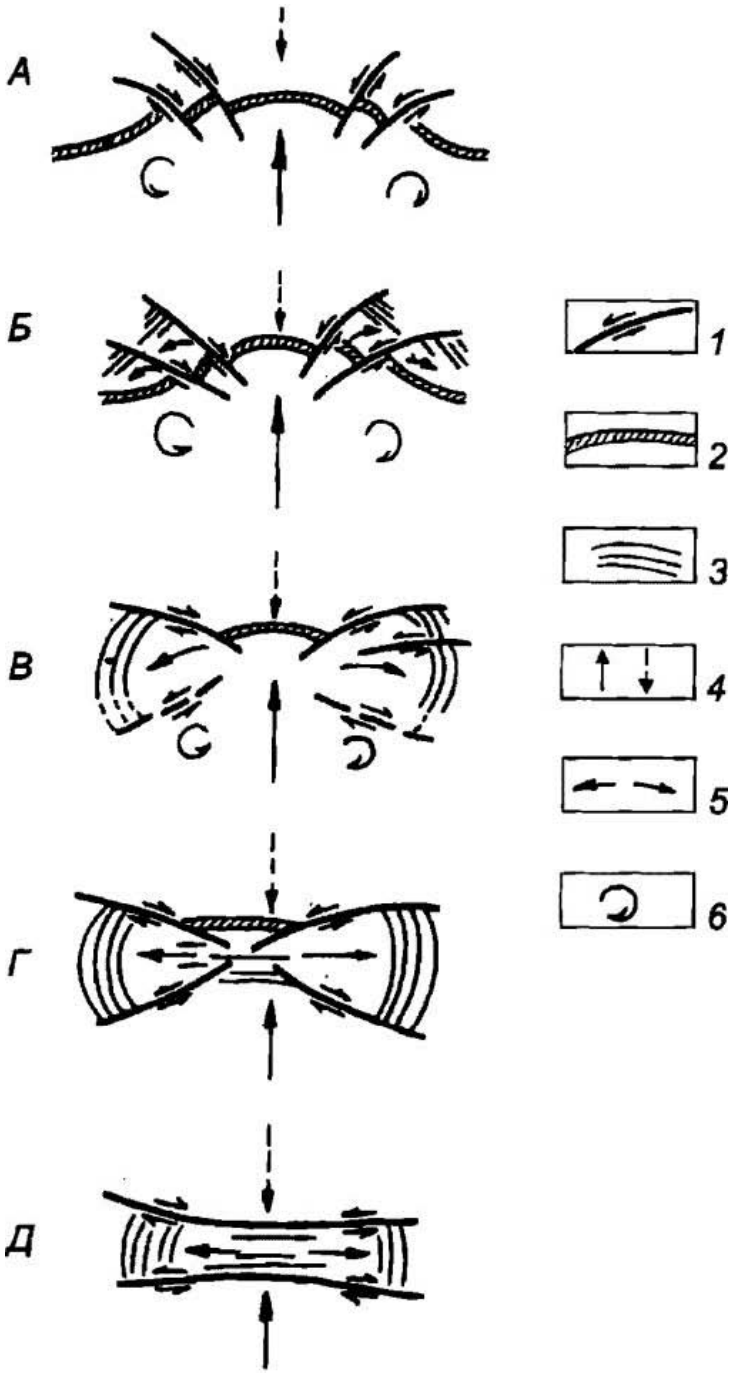


Рис.48. Зависимость структурного рисунка удлиняющейся по горизонтали складчатой зоны от соотношения компонент выжимания и изгиба в горизонтальной плоскости. Принципиальная схема (план)

А – изгиб в чистом виде; *Б* – изгиб с выжиманием полублокового, или крыльевого, типа; *В* – то же, переход к блоковому типу выжимания; *Г,Д* – выжимание в чистом виде: *Г* – выжимание клиновидных жестких блоков, *Д* – пластическое выжимание (продольное горизонтальное расплющивание)

1 – сдвиги; *2* – доскладковый маркер, первично продольного простирания; *3* – соскладковые структуры сжатия; *4* – направление горизонтального сжатия (сплошной стрелкой показано активное, прерывистой – реактивное усилие); *5* – направления латерального выжимания масс; *6* – направления регионального поворота флангов ороклина

Если амплитуда одного из последних несколько больше (см. рис. 48, *В*), выжимание сопровождается некоторым вращением в горизонтальной плоскости. В структуре это выражено прежде всего в большем смятии около этого сдвига. Именно так образовались, как я пытался показать в гл. 3, поперечные складки Южно-Каспийской впадины. Латеральное выжимание там было сопряжено с изгибом дуг Малого Кавказа и Копетдага, что добавило вращательную компоненту движения.

Наконец, наиболее продвинутый тип латерального выжимания, рассматривавшийся в предыдущем разделе, происходит в связи с расплющиванием деформируемого материала. Последнее развивается либо в пластичных породах, либо в областях особенно интенсивного сжатия. Можно предполагать, что именно этот тип деформации является господствующим в зонах значительного продольного удлинения, образующихся напротив гондванских микроконтинентов-инденторов (Северный Тибет, Тянь-Шань, Эльбурс, Большой Кавказ и др.).

4.2.4. Резюме

Анализ приведенного материала позволил выделить ряд структурных рисунков, связанных с продольными перемещениями внутри складчатых поясов. В местах концентрации сжимающих напряжений определяющим элементом этих структурных рисунков являются антитетические сдвиги, в процессе деформации поворачивающиеся в горизонтальной плоскости в сторону оси растяжения. Вращение фиксируется в соответствующих подворотах крыльев разрывов и в формировании специфических клинонадвиговых и клинораздвиговых структур, зарождающихся около сдвига (в районе его окончаний) и постепенно сходящих на нет по удалении от последнего. Способные возникать на окончаниях вращающихся сдвигов перекрытия и зияния могут, однако, рассасываться и в сдвиговом поле напряжений – путем изгиба (в плане) линий сместителей, а также образования мелких оперяющих сдвигов того же или обратного знака.

В определенных условиях (резкое увеличение сжатия или снижение вязкости пород) продольное перемещение может осуществляться и без поворота сдвигов и ограничиваемых ими блоков – посредством механизма продольного горизонтального расплющивания. В структурном рисунке подобная деформация будет видна только в том случае, если как-то проявится в плане сдвиговая компонента перемещения по продольным разрывам взбросо-надвигового и шовного типов.

Продольное удлинение складчатой зоны возникает в связи с ее изгибом в плане, либо выжиманием материала в стороны. Каждый из этих случаев характеризуется своим присущим ему структурным рисунком. При изгибе меняется лишь ориентировка отрезков складчатой зоны, а при выжимании формируются наложенные структуры сжатия и растяжения. В местах сгруживания выжатого материала продольное удлинение последнего вида компенсируется формированием поперечных структур сжатия и раздувов складчатого пояса.

4.3. Структурные рисунки, возникающие при поперечном выдвигании участков коллизионного пояса

4.3.1. Общая характеристика структур поперечного выдвигания

Участки утонения и продольного удлинения складчатых зон обязательно сопрягаются с их раздувами, которые формируются уже при поперечной компоненте перемещения. Эти структуры "поперечного выдвигания" имеют дугообразную или, во всяком случае, изогнутую форму, и их принято называть структурными дугами или ороклинами; с флангов дуги обычно ограничены попутными синтетическими сдвигами. Благодаря этим характерным признакам структуры поперечного выдвигания в целом узнаются легко по сравнению со

структурами продольного удлинения. Приведем, однако, и некоторые другие их диагностические критерии (см. таблицу).

Поскольку вращение противоположных крыльев сдвиговой зоны в данном случае является не расходящимся, как у антитетических сдвигов, а как бы встречным, это накладывает особый отпечаток на морфологию структурных рисунков.

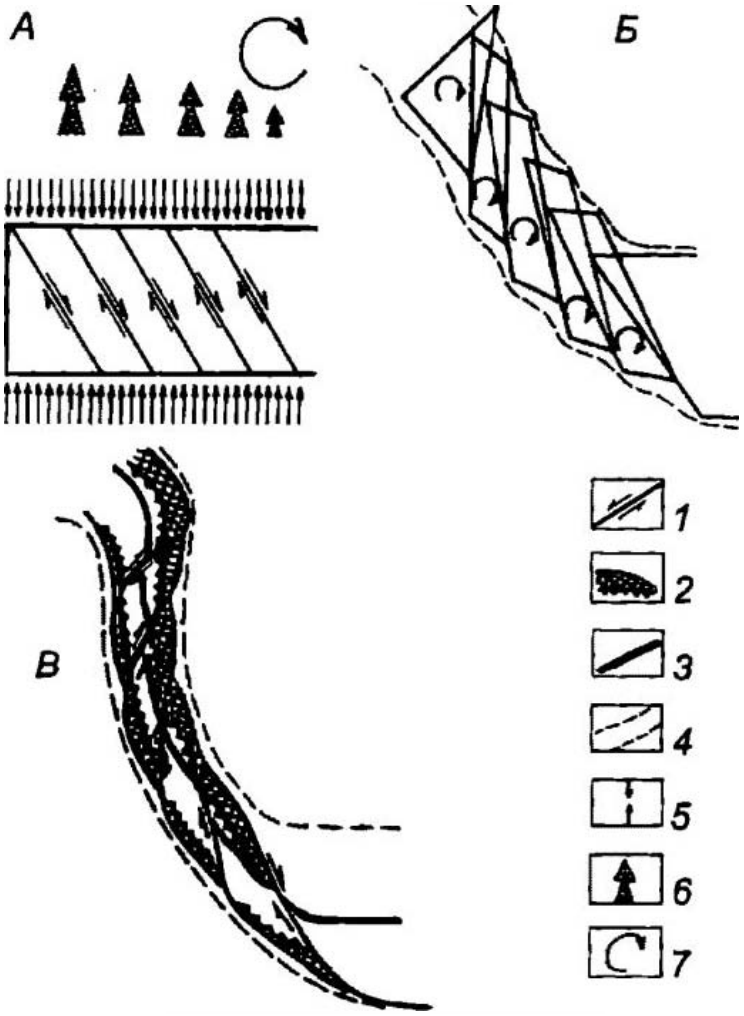


Рис.49. Строение фланговых сдвиговых зон, ограничивающих структуры поперечного выдвигания. Принципиальная схема (план)

А, Б – геометрическая модель: *А* – до деформации, *Б* – после деформации; *В* – типовой структурный рисунок

1 – сдвиги; *2* – надвиги и другие структуры сжатия (ширина контура соответствует относительной величине горизонтального сокращения, вершины залитых треугольников - по падению сместителя); *3* – сдвигаемый элемент первично продольного простирания; *4* – воображаемые материальные линии, отражающие конфигурацию первично прямых линий после деформации; *5* – направление горизонтального сжатия; *6* – направление тектонического транспорта (поперечного выдвигания), длина стрелки соответствует относительной скорости перемещения; *7* – направление вращения блоков и систем блоков

Во-первых, из-за перекрытия внешних участков дуги внутренними (находящимися на вогнутой ее стороне) возникает заметная компонента сжатия поперек самой зоны (рис. 49). Наличие этой компоненты, в свою очередь, предопределяет преимущественно вязкий тип деформации, способствующий возникновению широких зон скалывания, где соседствуют многочисленные сдвиги, надвиги, горизонтальные флексуры и эшелонированные гирлянды складок. Весьма обычным, обусловленным кинематикой деформации является здесь сочетание

сдвига со сжатием (обстановка транспрессии). Во-вторых, синтетические сдвиги в ходе деформации стремятся развернуться в сторону оси сжатия, т. е. поперек складчатого пояса; для антитетических же сдвигов, как было показано выше, проявляется прямо противоположное: они разворачиваются вдоль складчатого пояса – к оси растяжения. В третьих, по той же причине сопряженные со сдвигами структуры сжатия увеличивают свою амплитуду по мере удаления от них, и в этом же направлении раскрываются структуры растяжения (см. таблицу и рис. 49). В-четвертых, около синтетических разрывов преимущественно формируются субпараллельные им присдвиговые складки. Наконец, в-пятых, структуры сжатия, компенсирующие деформацию в целом, в данном случае будут ориентированы вдоль, а не поперек складчатой зоны.

В силу синтетического вращения блоков эффект возможного растяжения в тылу последних существенно снижается: каждое намечающееся зияние закрывается надвигом, сопряженным с соседним сдвигом (см. рис. 49). Что же касается вогнутой части дуг, то здесь наличие или отсутствие растяжения определяется их генезисом. Так, если выгибание дуги связано с ее гравитационным срывом с поднятия, сзади обязательно имеется область относительного утонения коры. Если же изгиб возник из-за давления жесткого блока, область растяжения может присутствовать лишь в тылу последнего, сама же складчатая зона с ней непосредственно не соприкасается. Все это не исключает, тем не менее, и в том и в другом случае возможности проявления достаточно сильного растяжения в выпуклой ("сводовой") части дуг, где сильное продольное удлинение связано с чисто геометрическими особенностями изогнутых структур.

Морфология структурных дуг в существенной мере зависит от направления тектонического транспорта (внутрь или изнутри складчатой зоны) и кинематики изгиба, который, как и для обычных складок в вертикальной плоскости, может быть продольным или поперечным, а также сопровождаться некоторым скашиванием (вращением) в горизонтальной плоскости.

4.3.2. Поддвиговые и надвиговые ороклины

В случае движения масс внутрь коллизионного пояса последний сужается и, соответственно, сжимается; подобное движение, обычно происходящее в форме поддвига, испытывает значительное сопротивление. Напротив, движение, направленное изнутри коллизионного пояса, т. е. к менее дислоцированным участкам, происходит гораздо свободнее и может реализовываться широкомасштабным надвиганием. Последнее увеличивает ширину коллизионного пояса, но при этом несколько снижает эффект его общего сжатия. Соответственно следует разделять ороклины поддвигового и надвигового типов (рис. 50).

Поддвиговые ороклины (рис. 50, *А*). Формируются в условиях резко увеличивающегося скучивания и недостатка пространства во фронтальной части, на вогнутой стороне обычно имеют неправильные угловатые очертания. По направлению к внешней стороне изгиба неровности сглаживаются. Сложная гофрировка в тылу дуг, в существенной мере возникшая из-за продольного изгиба в горизонтальной плоскости, связана с реактивным откатом головных частей пододвигающегося блока из зоны столкновения в менее смятый и более погруженный передовой прогиб. Туда же направлена и генеральная вергентность, и лишь на выпуклой стороне изгиба она меняется на противоположную. Помимо дивергентного поперечного профиля, о повышенном горизонтальном сжатии свидетельствуют высокая амплитуда орогенного воздымания и метаморфизм высоких давлений. Скапливающийся перед фронтом избыток масс обязательно приводит к их выжиманию вбок по сдвигам.

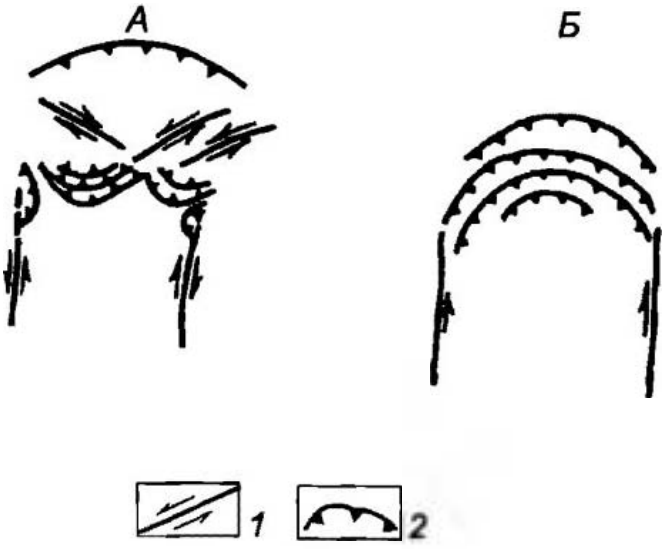


Рис.50. Типовые структурные рисунки ороклинов поддвигового (*А*) и надвигового (*Б*) типов. Принципиальные схемы (плаи)

1 – сдвиги; *2* – надвиги и другие структуры сжатия (вершины треугольников – по падению смесителей надвигов)

Надвиговые ороклины. Имеют принципиально иной механизм формирования (см. рис. 50, *Б*). Возможность их свободного перемещения по поверхности Земли в сторону тектонических азилей определяет следующие специфические черты их строения: плавность изгиба; местами – сильная вытянутость в направлении течения; отсутствие признаков недостатка пространства на вогнутой стороне (напротив, здесь часто развиваются структуры растяжения); ослабленное сжатие во фронтальной части, но зато резкое увеличение степени надвигания; единообразная вергентность – в сторону течения; формирование структур отслаивания коры и поверхностного срыва; отсутствие во фронтальной части крупных сдвигов, свидетельствующих о латеральном течении материала.

Примеры поддвиговых и надвиговых ороклинов. Те и другие обычно сопряжены, и различия их структурного рисунка легче всего проявляются при сравнении соседних направленных в разные стороны дуг. Характерные примеры поддвиговых и надвиговых ороклинов присутствуют в складчатых системах обрамления Индостана. Классическим образцом поддвигового ороклина является здесь грандиозная дуга Кветта-Гималаи-Ассам (Периндийская), обрамляющая Индостанский осколок континентальной коры на Индо-Австралийской плите и с флангов ограниченная попутными сдвиговыми зонами. Дугой этот изгиб можно называть только условно, ибо он имеет прихотливую, изобилующую острыми входящими углами форму, будучи осложнен серией гораздо более правильных дуг (Гималаи, Сулеймановы горы и др.) с изгибом в противоположную сторону. Судя по плавной форме этих дуг и наличию выдержанной южной вергентности, они имеют надвиговую природу. В тылу некоторых дуг, например, Гималайской [Burchfiel, Royden, 1985; Tonglin Han et al., 1984] присутствуют выраженные продольными и поперечными сбросами тыловые зоны растяжения – следы срыва грандиозных мегашарьяжей.

Охарактеризованные особенности Периндийского ороклина, его осложненность передвигавшимися в обратном направлении надвиговыми дугами более высоких порядков, интенсивное сжатие во фронтальной части, выразившееся в формировании высочайшего горного сооружения Гималаев и Тибета и проявление в его фронтальной части аномальной северной вергентности (Памир) – наглядное проявление в структурном рисунке существенного недостатка пространства перед фронтом структурной дуги, связанного с поддвиговой природой последней. Об этом же говорит и наличие в выпуклой части изгиба крупных диагональных сдвигов (Таласо-Ферганский, Джунгарский, Алтынтагский и др.), которые обеспечивали продольное растяжение и выжимание материала из области скучивания [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1976].

Совершенно другую морфологию имеют сопряженные с Периндийским Макранский (см. рис. 52, *А*) и Зондский ороклины. Плавный изгиб в сторону

движения, отсутствие признаков обратного "отката" материала и недостатка пространства свидетельствуют об их свободном вытягивании субпараллельно поверхности Земли. Степень горообразования во фронтальных частях обоих ороклинов сильно уступает таковой в Гималайско-Тибетском регионе, зато резко увеличивается надвигание, выраженное единообразной вергентностью, попутной изгибу структурной дуги. Так, по существу, вся складчатая область Макрана представляет собой перемещенный на несколько сотен километров к югу шарьяж фанерозойского чехла. В разрезе последнего имеются высокопластичные комплексы, обеспечивавшие тектоническое скольжение: эвапориты кембрия и офиолиты верхнего мела.

4.3.3. Структурные рисунки, образующиеся при разных видах изгиба в горизонтальной плоскости

Необходимо отметить, что термин "изгиб" в отношении подобных деформаций требует оговорок, так как в реальной обстановке, особенно при анализе мегаструктуры, не всегда удается найти досдвиговые деформационные маркеры. Формирующиеся же в процессе перемещения сосдвиговые структуры часто закладываются первично искривленными в зонах сдвигов. Вероятно, больше подошло бы здесь определение В. В. Эза [1985] "поперечное воздействие", однако

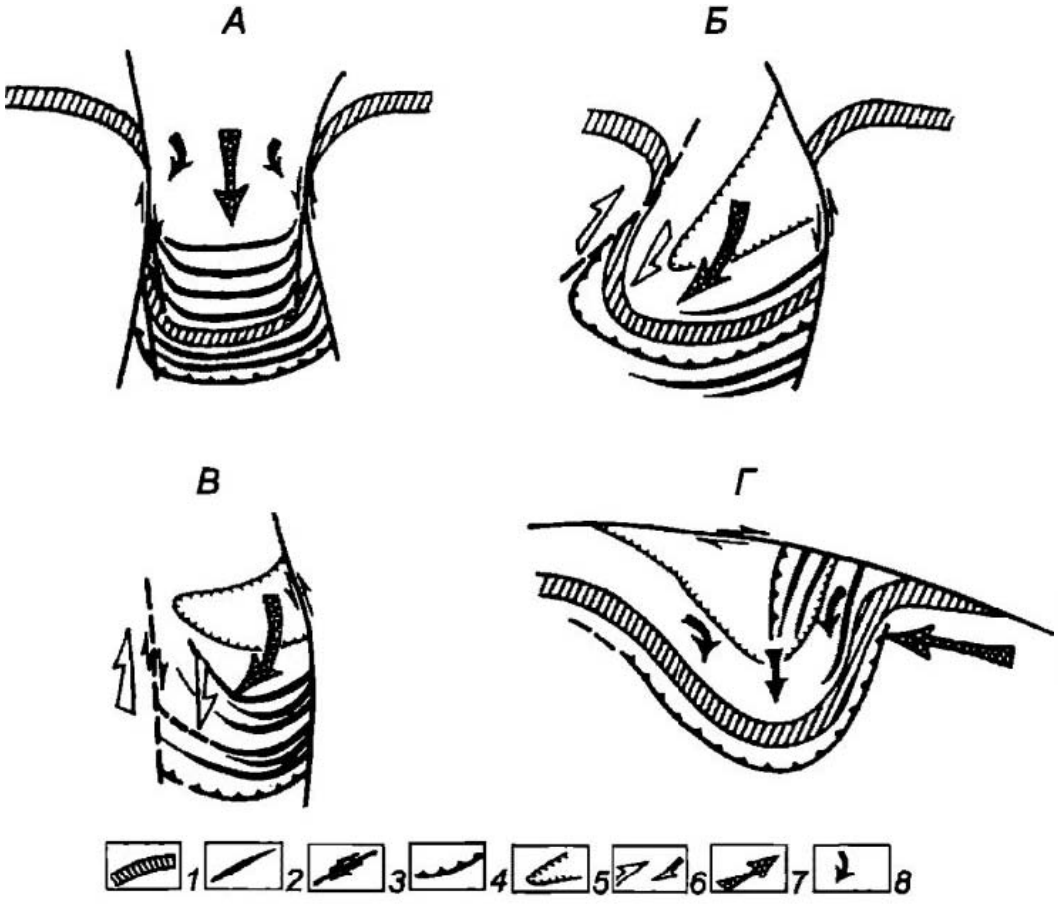


Рис.51. Типовые структурные рисунки ороклинов, возникающих при разных формах изгиба в горизонтальной плоскости (план)

А – поперечный изгиб в горизонтальной плоскости; *Б,В* – поперечный изгиб, осложненный вращением в горизонтальной плоскости: *Б* – изгиб досдвигового, первично прямолинейного элемента, *В* – новообразование сосдвиговых складок; *Г* – продольный изгиб в горизонтальной плоскости

1 – досдвиговый маркер; *2* – сосдвиговые складки; *3* – сдвиги; *4* – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей); *5* – орогенные впадины, возникшие в результате растяжения и проседания участков коры; *6* – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; *7* – направления усилий, создающих ороклины; *8* – направления локальных поворотов блоков

учитывая, что искривление первоначально прямых элементов все-таки происходит (хотя его амплитуда, как правило, существенно меньше видимой кривизны дуги), мы сохраним широко распространенный термин "изгиб".

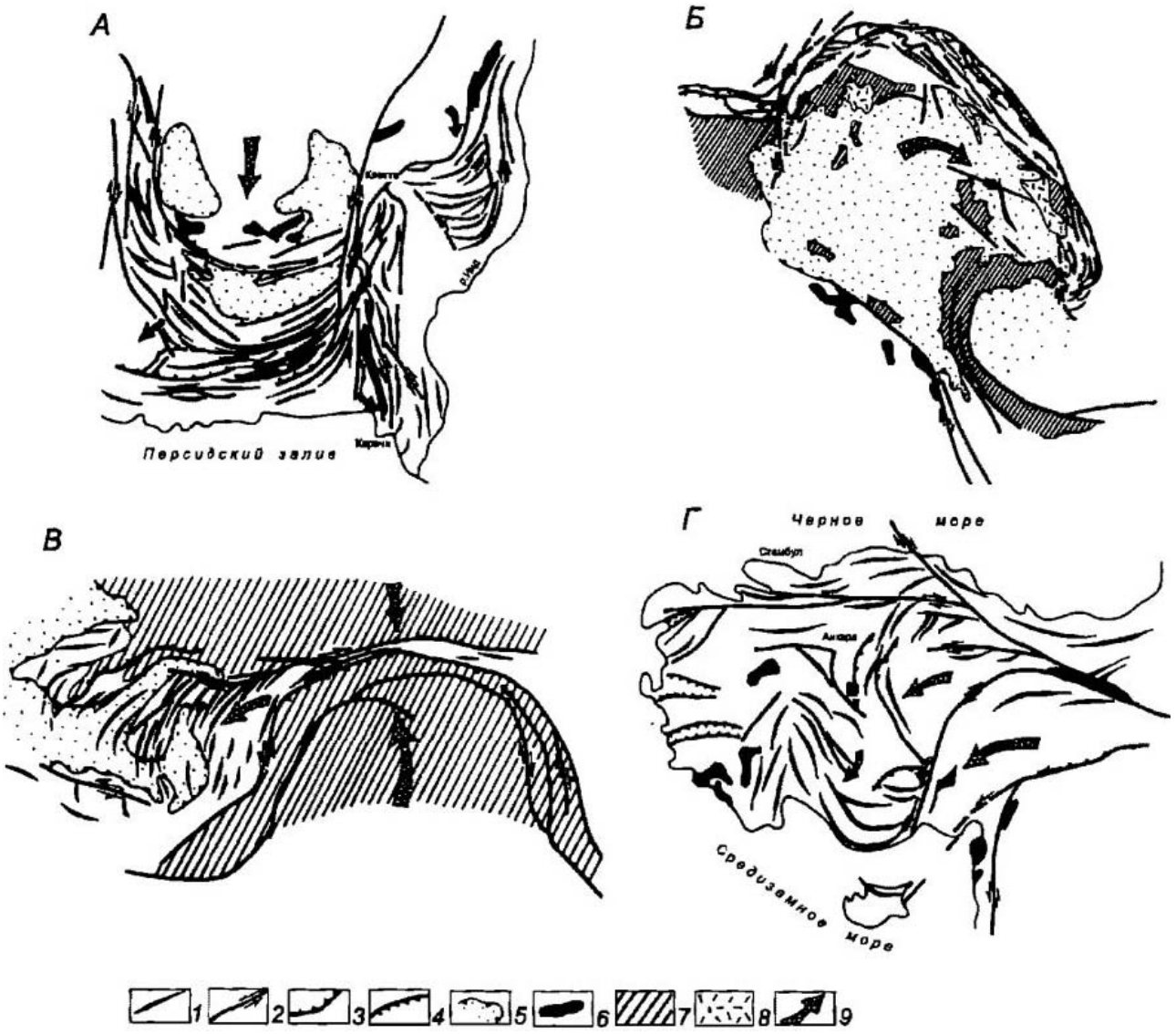


Рис.52. Примеры ороклинов, сформировавшихся при разных формах изгиба в горизонтальной плоскости

А – Макранская складчатая система; *Б* – Карпаты; *В* – Таджикская виргация; *Г* – дуги Таяра

1 – оси складок; *2* – сдвиги; *3* – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей); *4* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); *5* – орогенные впадины; *6* – офиолиты; *7* – крупные мегаскладки основания; *8* – области проявления орогенного вулканизма; *9* – направления усилий, создающих ороклины, и направления движения блоков

Поперечный изгиб в горизонтальной плоскости. Еще со времен работ Э. Аргана [1935], Г.Хесса [Hess, 1948], Г. Д. Ажгирея [1960] поперечный изгиб в горизонтальной плоскости – наиболее часто рассматриваемый в литературе вариант образования структурных дуг. Это два примерно равноамплитудных синтетических сдвига (или широких зон скашивания), обрамляющих зону сжатия (рис. 51, *А*). Характерный пример структур такого рода – упоминавшийся Макранский ороклин (рис. 52, *А*). Он с флангов ограничен двумя широкими (до 100–150 км), сложно построенными зонами простого сдвига, в которых амплитуда отдельных разрывов составляет до нескольких десятков километров [Freund, 1970], а их суммарный эффект достигает 400–500 км. Обе зоны сжаты

в поперечном направлении и приподняты. Со сдвигами ассоциируют субпараллельные им надвиги. Линии сдвигов вдоль флангов ороклина стремятся изогнуться от диагонального до поперечного (к складчатому поясу) простирания. Так, сместитель крупного Чаманского левого сдвига выгнут в виде выпуклой к западу дуги, простирание которой меняется от северо-восточного на севере до меридионального на юге. Сдвиги, надстраивающие Чаманский разлом дальше к югу, ориентированы уже в север-северо-западном направлении. Практически сходную конфигурацию имеют сдвиги в пределах Систанской правосдвиговой зоны на западном фланге структурной дуги.

Итак, в строении Макранского ороклина проявляются многие признаки структур поперечного выдвигания (см. таблицу). Кроме того, очевидно, что движение масс было направлено к югу и имело надвиговую, а не поддвиговую природу. Надвиг и изгиб к югу структурной дуги, вероятно, сопровождались растяжением в ее тылу. Это подтверждается формированием глубоких молассовых впадин – Харанской и Хамун-и-Машкельской, разделенных Чагайской вулканической зоной; кроме того, здесь широко распространены землетрясения со сбросовым механизмом в очаге [Chandra, 1984].

Согласно плейттектоническим расчетам, в районе Макрана и Зондского архипелага идет поддвиг океанической коры под континент Евразии: Аравийской плиты в первом случае и Индо-Австралийской – во втором [Казьмин и др., 1987; Сборщиков, 1988; Сборщиков и др., 1981; McKenzie, Sclater, 1971; Mattauer, 1986; и мн. др.]. Результаты изучения структурных рисунков, ни коим образом не противореча этим выводам, добавляют новый элемент геокинематики: встречное надвигание континентальной коры Евразии на океаническую кору.

Поперечный изгиб с вращением в горизонтальной плоскости (см. рис. 51, *Б, В*). Этот вариант описан в литературе в меньшей степени[1] , хотя, на наш взгляд, именно он более всего распространен. В данном случае один из фланговых сдвигов имеет существенно большую амплитуду и антитетический облик, а второй остается синтетическим, либо вообще сходит на нет. Часто роль последнего играет широкая, рассеянная в пространстве зона скашивания. Облик ороклина при этом существенно зависит от соотношения процессов изгиба и новообразования структур.

В первом случае, когда доминирует изгиб уже существовавшей до сдвига складчатой зоны (см. рис. 51, *Б*), формируется в той или иной степени завернутая структурная петля. Такова, например, Карпатская петля (см. рис. 52, *Б*), которая, как это показал В. С. Буртман [1984], возникла в результате изгиба в плане первично прямолинейной зоны. На севере, в районе Венского бассейна, Судет и Западных Карпат, фланг петли сопровождается новейшими левыми сдвигами [Royden et al., 1983]. Их ориентировка с северо-запада на юго-восток Карпат меняется от северо-восточной до субширотной и далее северо-западной – т. е. в соответствии с вращением по часовой стрелке. На противоположном фланге дуги имеются и правые сдвиги (линии Тимок и Петрошани [Karagjuleva et al., 1980]), однако они имеют, по-видимому, меньшую амплитуду и, во всяком случае, почти согласны с простиранием дуги в данном месте. Можно поэтому полагать, что изгиб этого фланга Карпат происходил посредством вращения без существенного разрыва сплошности. Данная точка зрения подтверждается и палеомагнитным материалом, согласно которому [Баженов, Буртман, 1990] южное крыло дуги поворачивалось по часовой стрелке, северное – против. При этом область противочасового поворота (с углами 40–50°) на северном фланге охватывала

[1] Ряд интересных работ в данном направлении был опубликован А. Кэром [Cairc, 1977]

лишь узкую полосу, совпадающую с доменом левых сдвигов. Остальная же часть Карпатской петли вращалась по часовой стрелке, и угол поворота увеличивался к югу до 70–80°.

Представление о том, что поперечный изгиб Карпатской дуги сопровождался ее закручиванием по часовой стрелке, ранее высказывалось А. Кэром [Caire, 1977], П. Таппонье [Tapponnier, 1977] и В. Ярошевским [1981].

Структурные и палеомагнитные признаки такого рода деформации отмечаются и для ряда других дуг Альпийско-Гималайского пояса: Западно-Альпийской (поворот против часовой стрелки), Эгейской (по часовой стрелке) и др. Выходя за рамки рассматриваемого региона, можно предполагать, что сходную природу имеют Антильская и Южно-Антильская структурные дуги, также заметно завернутые в плане. Для первой из них доказано различие скоростей смещения по фланговым сдвигам (левые сдвиги северного края более мощные по сравнению с правыми южного края), что само по себе доказывает факт вращения по часовой стрелке. Этот факт и ряд других особенностей дали основание Ф. Шуберу отрицать наличие сколько-нибудь резкой южной границы Карибской микроплиты (эта граница выражена чрезвычайно широкой зоной синтетических правых сдвигов в Венесуэле [Schuber, 1981]

В случае интенсивного новообразования присдвиговых структур сжатия складки и надвиги зарождаются около антитетического сдвига, где они имеют наибольшую амплитуду и постепенно выполаживаются в противоположном направлении. В итоге образуются так называемые вынужденные виргации Э. Зюсса и Э. Аргана [1935] – складчатые пучки, в каком-либо месте (в данном случае около сдвига), сильно пережатые и расходящиеся по удалении от него в виде снопа.

Весьма характерный пример представляет Таджикская виргация (см. рис. 52, *В*), образовавшаяся в неогене в результате латерального выжимания мезозойско-кайнозойских пород из Памирского синтаксиса (см. гл. 3). Складки виргации заключены между двумя фланговыми сдвиговыми зонами (Гиссар-Илякской правосторонней на севере и Кух-и-Эльбурской левосторонней на юге) и подгибаются к последним, образуя выпуклые к западу дуги. Указанные признаки несомненно свидетельствуют в пользу искривления дугообразных складок в результате поперечного изгиба. Однако целый ряд факторов (лучшая выраженность и меньшая ширина северной, правосторонней, сдвиговой зоны по сравнению с сильно рассредоточенной в пространстве южной, левосторонней; большая пережатость складок Таджикской депрессии на севере и их постепенное погружение и веерообразное расхождение к югу; плановая асимметрия складчатых зон – южные крылья дуг как бы подгибаются в широкой полосе левых сдвигов, создавая впечатление накатывающейся гусеницы, указывают на то, что поступательное движение масс было осложнено закручиванием против часовой стрелки.

Палеомагнитные данные [Баженов, Буртман, 1990], однако, показывают наличие сильного (до 90°) вращения только в самой восточной части Таджикской депрессии около Памира. Замеры, сделанные на западе последней и на Юго-Западном Гиссаре, пока такового не устанавливают; может быть, это связано с общим затуханием перемещения по удалении от Памира или с ограниченной точностью метода, позволяющего фиксировать повороты с углом не менее 10°.

Двойниками Таджикской депрессии в отношении структурного рисунка являются поперечные складчатые зоны по обоим бортам Южно-Каспийской впадины: в Кобыстане и Западной Туркмении (особенно последняя). Для них можно предполагать дополнительное вращение по часовой и против часовой стрелки, соответственно, которое корреспондирует с изгибом находящейся южнее дуги

Эльбурса (см. гл. 3). К сожалению, представительные палеомагнитные данные для этой территории отсутствуют – из-за того, что большая часть складок погребена под уровнем Каспийского моря и под рыхлым покровом.

Необходимо отметить, что как в Таджикской депрессии, так и в обрамлении Каспийского моря существовали особо благоприятные условия для формирования сосдвиговых структур сжатия, так как и здесь и там могли возникать крупномасштабные срывы осадочных толщ: в первом случае – по верхнеюрским эвапоритам, а во втором – по глинам палеогена и, особенно, майкопской серии олигоцена–нижнего миоцена. Если бы не было этого условия, деформация может быть осуществлялась по первому пути – посредством образования завернутых структурных дуг типа Карпатской.

Характерно также, что во всех приведенных примерах знак вращения для вышеупомянутых виргаций (все они образовались в результате выжимания материала из синтаксисов орогенного пояса) совпадает с направлением вторичного изгиба соседних крыльев дуг Малого Кавказа, Копетдага и Памира. Очевидно, вращение крыльев этих мегадуг и предопределило некоторое закручивание потоков материала, выжатого их вершинами.

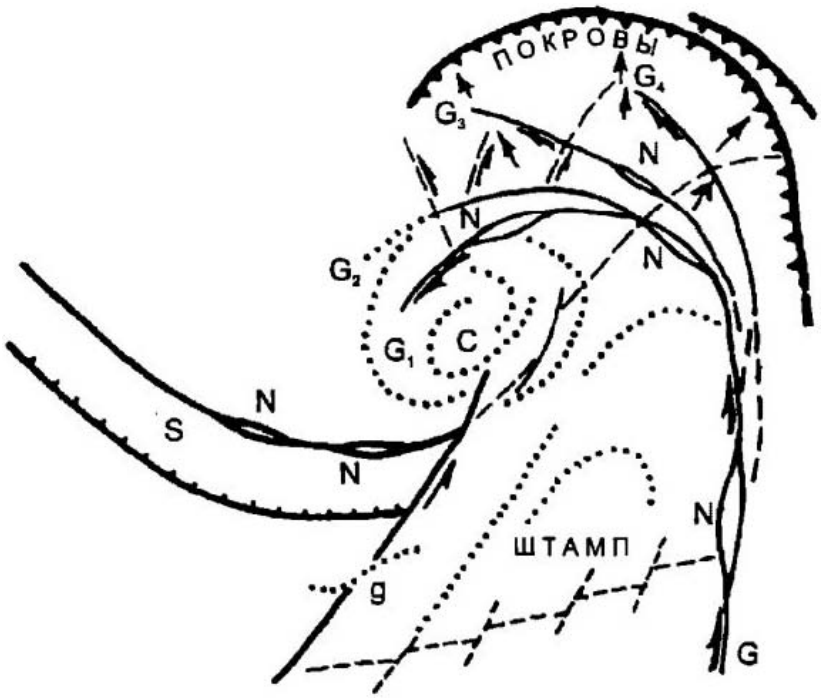


Рис.53. Типовой структурный рисунок зоны динамического влияния поворачивающегося штампа [Caire, 1977]

Пояснения см. в тексте

Структурный рисунок, связанный с деформацией изгиба в горизонтальной плоскости, рассмотрел А. Кэр [Caire, 1977]. Главными элементами этого рисунка (рис. 53) являются: 1) ограничивающие горизонтальную складку поперечного изгиба попутные сдвиги, один из которых (G), доминирует над другим (g); 2) на участке фронтального сжатия – покровы и две сопряженные системы сдвигов, одна из которых (G_1–G_4) преобладает; сдвиги последней системы способны оперять главный фланговый сдвиг G в виде веера (транспрессионного типа, по нашей терминологии); 3) на участке закручивания – депрессионные ячейки С (своего рода аналог воронок и других вихревых структур); 4) подвернутые вращающимся штампом структурные элементы (S). Наиболее протяженные сдвиги

осложнены "миндалинами" N (по современному определению, сдвиговыми дуплексами), которые играют роль челноков в передаче напряжений на расстояние.

Как видно, приведенная схема в некоторых отношениях существенно детальнее нашей (в особенности важный ее элемент – вихревые структуры С). Однако в ней не учтены такие существенные составляющие структурного рисунка вращения, как вынужденные виргации и погружающиеся от сдвигов структурные носы (гемиантиклинали).

Из приведенных А. Кэром примеров соответствующих структур в разных регионах выделим уже упоминавшиеся Карпаты (где роль системы G играют левые сдвиги западного фланга Карпат, С – Трансильванский "носик" Карпатской петли с одноименной впадиной , S – Балканиды, а также Альпы (G – Периадриатическая линия, С – Пьемонтский выступ Альп, включающий Западно-Альпийскую дугу и Инсубрийскую тыловую впадину, S – Северные Апеннины).

Продольный изгиб в горизонтальной плоскости (рис. 54; см. рис. 51, *Г*). На флангах подобной дуги сдвиги могут вообще отсутствовать, но зато совершенно обя-зательно наличие крупных продольных антитетических сдвигов в ее тылу, где они обеспечивают отслаивание изгибающейся литопластины от своего основания.

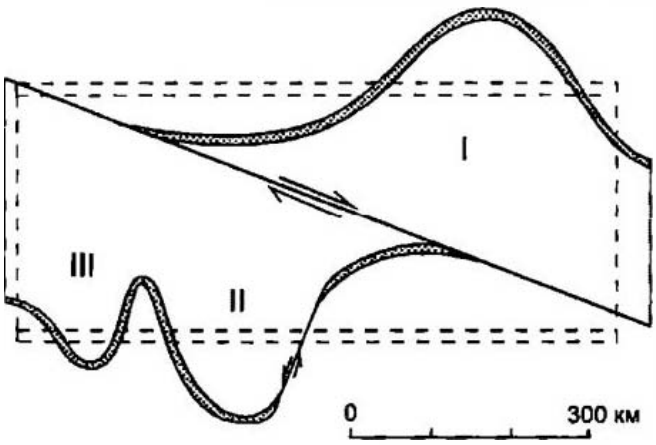


Рис.54. Геометрическая модель формирования структурного рисунка Анатолии (план) [Pavoni, 1961]

В центре рисунка схематически изображен пересекающий его по диагонали Северо-Анатолийский сдвиг. Правостороннее смещение по нему способствовало образованию горизонтальных складок продольного изгиба – структурных дуг Понта–Малого Кавказа (I), Западного Тавра (II) и Ликийского Тавра (III)

Ситуация продольного изгиба в горизонтальной плоскости хорошо доказана на макроуровне: в разных районах обнаружены так называемые горизонтальные складки, или аксоноклинали [Буртман, 1968; Копп, 1971 в; Лукьянов, 1965] (см. также 3.4 настоящей монографии) с крутым или даже вертикальным шарниром. На мегауровне все обстоит сложнее, так как не всегда удается установить сгибаемые досдвиговые элементы (напомним, что многие структурные дуги часто развиваются одновременно и в связи со сдвиговыми перемещениями).

Н. Павони предположил, что подобный генезис имеет дуга Западного Тавра (см. рис. 52, *Г*, 54), изогнувшаяся в результате смещения соответствующей части Анатолии по Северо-Анатолийскому правому сдвигу [Pavoni, 1961]. Логично при этом связывать межгорные впадины Центральной Турции с тем растяжением, которое должно возникнуть из-за отслаивания дальней части Анатолийской плиты от Понта.

В последующие годы появились, однако, факты, не укладывающиеся в предложенную Н. Павони схему. Прежде всего оказалось, что правосдвиговая амплитуда Северо-Анатолийского разлома не превышает 100 км [Sengor, 1979]. Этого недостаточно для того, чтобы Западно-Таврскую дугу можно было бы развернуть в прямолинейную продольную структуру. Либо она была уже изначально изогнута, либо ее искривление хотя бы отчасти происходило из-за поперечного, а не продольного изгиба. Кроме того, на флангах Западно-Таврской дуги присутствуют попутные сдвиги [Pavoni, 1961], которые более характерны для

поперечного, нежели продольного изгиба. Палеомагнитные данные указывают на противочасовое вращение южного крыла Северо-Анатолийского разлома [Буртман, 1984], однако характер распределения замеров может свидетельствовать как о продольном изгибе восточного фланга рассматриваемой структурной дуги, так и о вращении всей Анатолии в качестве жесткой плиты [Rotstein, 1984, 1985]. В любом случае установленные углы поворота (20–30°) существенно меньше угла, образуемого восточным крылом дуги с широтными структурами Понта (70–80°).

Гораздо определеннее устанавливается механизм продольного изгиба в горизонтальной плоскости (рис. 55, *Е,Ж;* см. рис. 64) для Гималайского ороклина. Оба его конца резко, а иногда под прямым углом упираются в крупные сдвиговые зоны обрамления Индостана: Киртар-Дарвазскую левостороннюю – на западе (см. рис. 56) и Семангку-Сагайнскую правостороннюю – на востоке (см. рис. 58, 64). На подходе к орогенному поясу эти сдвиговые зоны расщепляются в виде транспрессионных вееров, причем особенное развитие получают субширотные ветви сдвигов (левый сдвиг Кунар – к западу, правый По Чу – к востоку от Гималаев). В итоге сдвиговые зоны приобретают форму дуг, выпуклостью обращенных к северу. Соответственно, прилежащие к Индостану крылья сдвигов должны испытывать антитетическое вращение: по часовой стрелке – крылья левых сдвигов Пенджаба и против часовой – таковые правых сдвигов Ассама. Легко видеть, что это предполагаемое из плановой конфигурации сдвигов вращение корреспондирует с изгибом флангов Гималайской дуги. Можно предполагать, таким образом, что последняя искривлялась в результате отгибания ее концов к северу. При этом, судя по наличию уже упоминавшихся выше структур растяжения в тылу дуги, ее вершина испытала некоторое одновременное перемещение к югу – скорее всего из-за необходимости рассасывания избытка масс к северу от Гималаев и гравитационного затягивания в Предгималайский прогиб. С механизмом продольного изгиба согласуется и отсутствие каких-либо крупных синтетических сдвигов на флангах Гималайской дуги: по всему ее периметру происходит надвигание. Имеющийся на западе Памиро-Каракорумский сдвиг ответствен за изгиб восточного фланга Памира, в Гималаях же он имеет продольную ориентировку и скорее обусловливал выжимание и вращение Тибетского клина [Копп, 1991 в], нежели изгиб Гималайской дуги. Вторичность последнего надежно задокументирована палеомагнитными измерениями [Klootwijk, Nazirullah et al., 1981; Klootwijk et al., 1981, 1985].

Заметная продольная асимметрия Гималайской дуги, выраженная в смещении ее вершины к востоку и в большей "подвернутости" (в плане) ее восточного крыла (что подтверждается и палеомагнитными данными [Klootwijk et al., 1985], позволяет непосредственно по особенностям структурного рисунка предполагать более значительную амплитуду сдвиговой зоны восточного фланга Индостана по сравнению с таковой на его западном фланге (см. рис. 55, *Ж*). Это совпадает с имеющимися определениями скоростей и амплитуд перемещения по сдвигам Чаман и Сагайн, а также с плейттектоническими расчетами, свидетельствующими о постколлизионном вращении Индостана против часовой стрелки.

4.3.4. Структуры поперечного выдвигания в Сулеймано-Киртарском регионе

Механизмы продольного и поперечного изгиба, а также вращения в горизонтальной плоскости часто проявляются взаимосвязанно и совместно участвуют в создании облика одной структурной дуги. Весьма показательны в

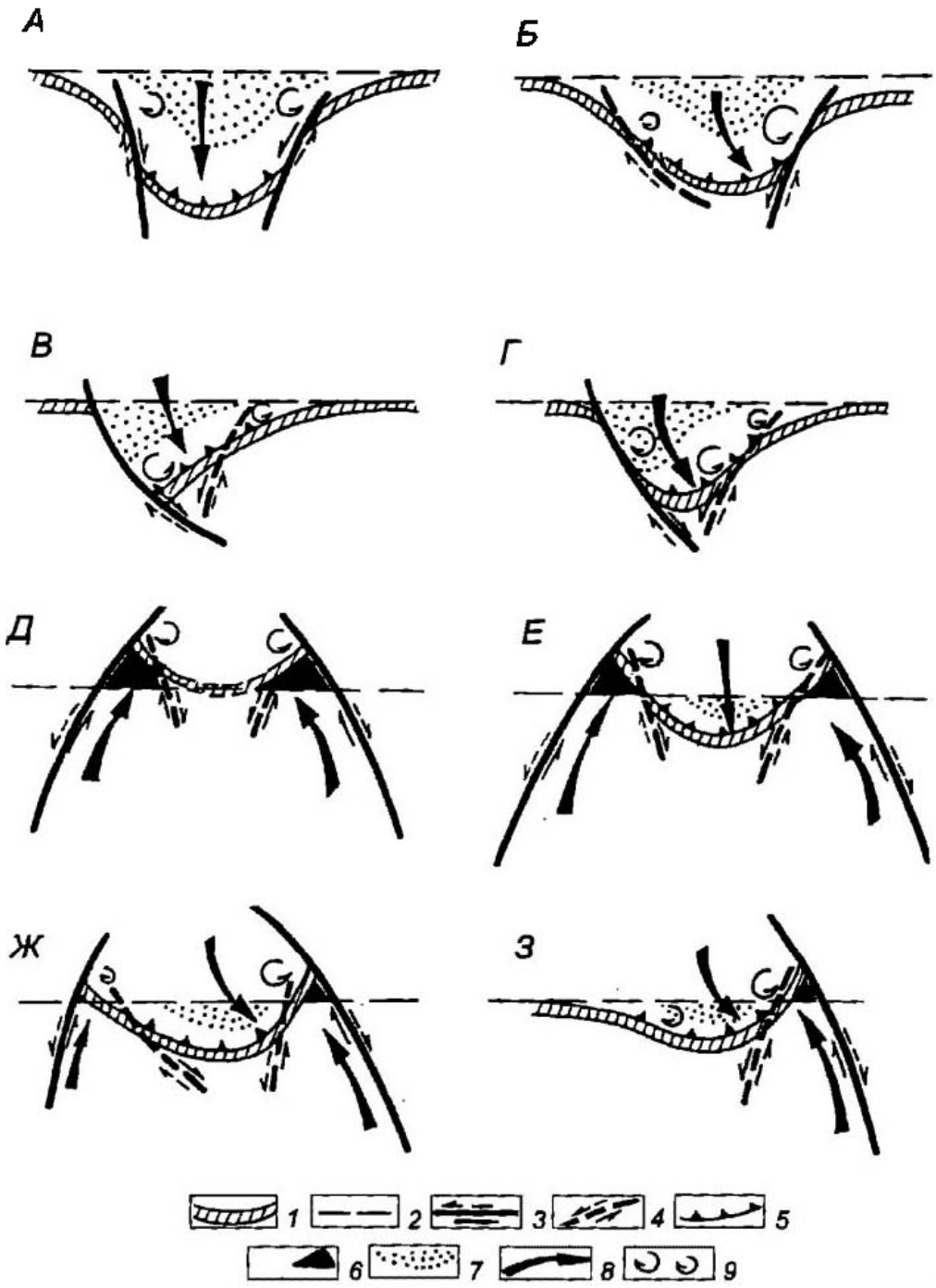


Рис.55. Типовые структурные рисунки ороклинов, сформировавшихся при выдвигании вперед замка либо при встречном подгибании флангов, в разных соотношениях того и другого. Принципиальные схемы (планы)

А–Г – выдвигание замка (поперечный изгиб в горизонтальной плоскости): *А* – поступательное перемещение по двум синтетическим сдвигам, *Б* – вращательное перемещение по единственному синтетическому сдвигу, *В* – вращательное перемещение по антитетическому сдвигу, *Г* – то же, с синтетическим подворотом 2-го порядка; *Д* – подгибание флангов по антитетическим сдвигам (продольный изгиб в горизонтальной плоскости); *Е–З* – то же, с выдвиганием замка: *Е* – поступательное перемещение замка (амплитуды граничных антитетических сдвигов приблизительно одинаковы), *Ж* – вращательное перемещение замка (амплитуды антитетических сдвигов заметно различаются), *З* – то же, при наличии единственного граничного сдвига

1 – досдвиговый маркер первично продольного простирания; *2* – условная линия, показывающая положение досдвигового маркера перед началом деформации; *3* – главные сдвиги, обусловливающие искривление ороклина; *4* – второстепенные сдвиги, образующиеся при волочении крыльев последнего (сплошные стрелки на *3* и *4* показывают активно смещающееся крыло сдвига); *5* – надвиги (вершины треугольников — по падению сместителей) и сопряженные с ними моновергентные асимметричные складки; *6* – участки перекрытия и повышенного горизонтального сжатия, где вероятно образование изоклинальных и веерообразных складок и ретрошарьяжей; *7* – орогенные впадины, возникшие в результате растяжения и проседания коры; *8* – направление и относительный размер смещения замков и флангов ороклинов; *9* – знак и относительный размер поворотов крыльев ороклинов

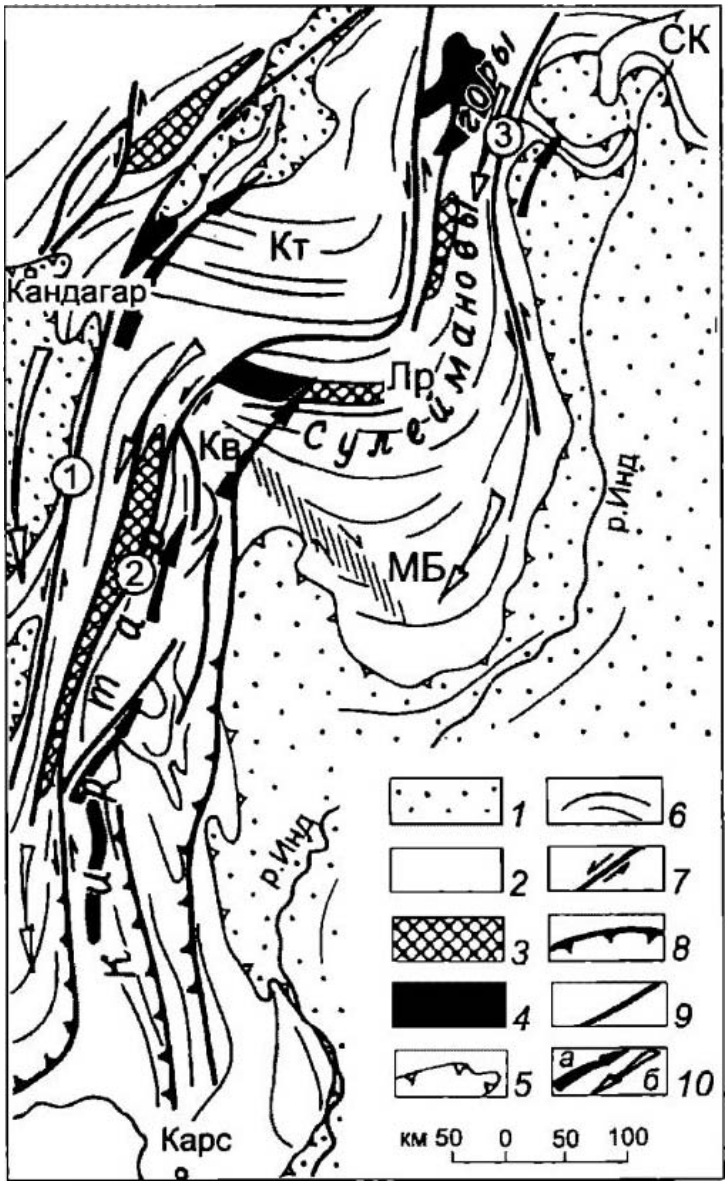


Рис.56. Структурная схема Киртар-Чаманской группы левых сдвигов на западном фланге Индостана

1–3 – комплексы: *1* – альпийский орогенный, *2* – альпийские доорогенные, *3* – доальпийские; *4* – альпийские офиолиты; *5* – граница орогенных впадин; *6* – осевые линии складок и линии простирания структур; *7* – сдвиги; *8* – надвиги и взбросы (залитые треугольники – по падению смесителей); *9* – разрывы неясного кинематического типа; *10* – направления поворота крыльев сдвигов: *а* – восточных крыльев, *б* – западных крыльев

Сдвиги (цифры в кружках): 1 – Мукуро-Чаманский, 2 – Орначкальский, 3 – Книгри; Кв – синтаксис Кветта, Кт – бассейн Катаваз, Лр – антиклинорий Лорелей, МБ - складчатая зона Мари-Бугти, СК – складчатая зона Соляного Кряжа

данном отношении "фестоны" западного края Индостана – обращенные в сторону последнего небольшие структурные дуги, разделенные острыми входящими углами. Среди них выделяется наиболее крупный – фестон Сулеймановых гор (рис. 56).

Тектонический очерк. Рассматриваемая территория принадлежит к Белуджистанской (Сулейман-Киртарской) складчатой системе, которая образована смятыми в кайнозое породами океана Тетис и соседней части Индостанской плиты. С северо-запада на юго-восток выделяются следующие тектонические единицы: тыльный прогиб Катаваз, внутренняя зона Белуджистанской системы (антиклинорий Лорелей) и внешняя зона последней (складчатая зона Мари-Бугти). В наиболее приподнятом антиклинории Лорелей обнажен офиолитовый комплекс триаса, перекрытый глубоководными отложениями юры–мела. Эти

породы в начале палеогена были шарьированы (амплитуда до 50 км) на Индостанскую плиту, а на месте субдуцированного океана образовалось окраинное море – бассейн Катаваз, по краям наложенный на микроконтинент Центрального Афганистана и на Индостан. В палеогене здесь шло накопление мощной (5–6 км) флишевой толщи, которая на рубеже олигоцена–миоцена претерпела складчатые деформации. Наконец, внешняя зона сложена шельфовыми и склоновыми осадками (мощностью до 5 км) Индостанской плиты, накапливавшимися в течение всего фанерозоя. В конце эоцена началось общее поднятие и морская седиментация сменилась лагунной и континентальной. В миоцене накапливалась типичная грубая моласса. Интенсивные складчато-надвиговые деформации, сопровождавшиеся срывом осадочного чехла по эвапоритам венда–кембрия, внешняя зона испытывает начиная с плиоцена. Одновременно усиливаются орогенез и покровообразование во внутренней зоне и синклинории Катаваз. Плиоцен-четвертичная тектоническая фаза сопровождалась значительными горизонтальными перемещениями блоков. В это время активизировались левые сдвиги западного обрамления Индостана, определившие ряд характерных черт структуры региона, в том числе дугообразную форму складчатых зон. Наиболее крупный из них – Чаманский – имеет амплитуду в несколько сотен километров.

Постановка вопроса. Уже само положение дуги между двумя кулисными левыми сдвигами – Кингри (на востоке) и Чаман-Орначнал (на западе), а также субширотная ориентировка ее западного фланга по отношению к общему север-северо-восточному простиранию структур в данной части складчатого пояса наводят на мысль о наличии локального поворота по часовой стрелке. Отметим также характерную особенность всех левых сдвигов Чаманской группы: плавный изгиб с выпуклостью к северо-западу. Это непременно должно вызывать антитетическое (в данном случае – по часовой стрелке) вращение юго-восточных крыльев сдвигов. Соответственное вращение (до 40°) фланга доказано палеомагнитными данными [Klootwijk et al., 1981]. Возникает вопрос о причине поворота: из-за поперечного изгиба и выдвижения дуги к югу – в результате активного смещения по сдвигу Кингри, или вследствие продольного изгиба и подгибания к северу ее юго-западного фланга по сдвигам Орначнал и Чаман, или же за счет действия обоих вышеуказанных механизмов. Не исключен также вариант и их раздельного проявления для разных частей рассматриваемого ороклина.

Геокинематический анализ. Южная часть Сулеймановых гор (дуга Мари-Бугти) сформировалась в результате поперечного изгиба, осложненного вращением по часовой стрелке. Изгиб фиксируется по наличию двух прекрасно выраженных в структурном рисунке фланговых сдвиговых зон, а вращение – по пережиму восточного крыла дуги около сдвига Кингри, где складки собраны в сильно сжатую, раскрывающуюся к западу вынужденную виргацию (вариант Таджикской депрессии – см. рис. 52, *В*). Здесь, следовательно, произошло выдвигание замка ороклина к югу. В северной же части Сулеймановых гор (хребет Лорелей) структурная ситуация несколько иная. Вдоль меридионального восточного края дуги развиты параллельные ему кулисные складки и чешуи, что свидетельствует, скорее всего, о синтетическом (против часовой стрелки) повороте, сопровождающемся сжатием поперек этого края. Зато юго-западное крыло дуги в районе Квегты почти под прямым углом сочленено с линией сдвига Орначнал. Здесь же отмечается аномально повышенное сжатие, выраженное появлением на поверхности тектонических чешуй палеозоя и офиолитов Зноб. Структурные линии образуют вынужденную виргацию, расходящуюся к востоку. Резко сочленены с Чаманским сдвигом и субширотные отрезки складок бассейна

Катаваз. Перечисленное свидетельствует, что изгиб внутренней части дуги Сулеймановых гор и бассейна Катаваз осуществлялся за счет подгибания к северу и поворота по часовой стрелке ее юго-западного фланга по левым сдвигам. Восточный фланг при этом испытал вязкое волочение около сдвига Кингри и поворачивался против часовой стрелки. Все эти рассуждения могут быть отнесены и к морфологически сходной дуге Катаваз около Чаманского сдвига.

Попытка синтеза. Поскольку обе части ороклина Сулеймановых гор объединены тем, что они образовались при вращении по часовой стрелке, можно предложить общую концепцию их происхождения. Представляется, что активную роль здесь сыграло связанное с дрейфом Индостана северное перемещение восточных крыльев обрамляющих его левых сдвигов. Поскольку на севере это движение наталкивалось на растущее препятствие в виде Центрально-Азиатского вздутия коры, часть вовлеченных в коллизию масс приобретала продольную и даже обратную компоненту перемещения. Соответственно сдвиги около препятствия становились дугообразными, такая форма способствовала изменению вектора движения масс с северного на восточный, т. е. вращению по часовой стрелке. В итоге антиклинорий Лорелей, первоначально прямолинейный и имевший северо-восточное простирание, испытал продольный изгиб в горизонтальной плоскости и его западная часть стала широтной. Зияние в тылу отслаивающейся дуги заполнялось осадками. Здесь сформировался молассовый бассейн Катаваз, углубляющийся к Чаманскому сдвигу. Компенсационно выдвигавшаяся к югу вершина дуги Лорелей, действуя как штамп на осадки краевого прогиба, вызвала их срыв и смещение к югу по эвапоритовому подложию. В результате возникла дуга Мари-Бугти, в оформлении которой участвовал и гравитационный механизм, затягивавший массы в краевой прогиб и обусловивший усиление кривизны дуги в эту сторону. Дуга Мари-Бугти искривлялась уже посредством поперечного изгиба и активного выдвигания вершины к югу, однако ей передавалось общее для региона вращение по часовой стрелке.

4.3.5. Резюме

Поперечное выдвигание участков складчатых поясов может быть установлено по следующим особенностям: дугообразной форме в плане; синтетическим подворотам крыльев сдвигов; деформационному изгибу линий сместителей последних в сторону оси сжатия (т. е. поперек складчатой зоны); заметному сжатию поперек сдвигов, которые за счет этого часто осложнены параллельными им надвигами и выражены широкими зонами вязкого скалывания; слабой выраженностью поперечных сдвигам присдвиговых структур сжатия, которые компенсируют горизонтальное перемещение крыльев разрывов; продольной (к генеральному структурному плану) ориентировкой структур сжатия, компенсирующих деформацию в целом.

По ряду особенностей структурных рисунков можно различить перемещения масс поддвигового и надвигового типов. В первом случае в тыловой части возникающего при этом ороклина отмечаются признаки заметного недостатка пространства – в виде сложной гофрировки (в плане) структурных линий, наличия изогнутых в противоположном направлении надвиговых дуг 2-го порядка, а также аномально сильного сжатия и горообразования (и, как результат, – развития несколько снижающего их эффект латерального выжимания масс). Во втором случае вышеуказанные признаки недостатка пространства в тылу структурных дуг отсутствуют, и в их фронтальной части вместо сжатия развивается интенсивное надвигание, дуги имеют более плавную конфигурацию.

В зависимости от кинематики возникновения могут выделяться ороклины, связанные с поперечным или продольным изгибом, а также с вращением в горизонтальной плоскости. Все они представлены достаточно четко выраженными индивидуальными структурными рисунками.

Заканчивая данный раздел, следует отметить, что при анализе структур поперечного выдвигания, связанных с вторичным изгибом каких-либо тектонических элементов, следует учитывать возможность возникновения в тылу ороклинов областей растяжения, связанных с отслаиванием литосферных пластин, – так, как это происходит в сводах и ядрах обычных вертикальных складок. Однако в последних полости растяжения сразу же заполняются вторичными минералами (седловидные жилы над сводами подобных складок), либо нагнетаемыми пластичными породами (ядра концентрических складок). В данном же случае, поскольку главная деформация происходит в горизонтальной плоскости, возникающие при изгибе зияния могут частично сохраниться в виде впадин, грабенов и других структур проседания. Особенно характерны явления отслаивания для тыловых частей ороклинов, формирующихся при продольном изгибе и при вращении в горизонтальной плоскости (см. рис. 51, *Б–Г*). Кроме того, как уже рассматривалось выше, подобные явления способны возникать и в тылу ороклинов, связанных с поперечным изгибом в горизонтальной плоскости, – тех из них, которые имеют надвиговое происхождение.

Подобную природу скорее всего имеют впадина Эгейского моря [McKenzie, 1972] с раскрывающимися в ее сторону грабенами и неогеновый бассейн Катаваз в тылу подвергшегося вторичному изгибу ороклина Сулеймановых гор. Выше уже приводились аргументы в пользу того, что сходный генезис может иметь и Южно-Каспийская впадина на плиоцен-четвертичном этапе ее развития – при изгибе к югу Эльбурской горно-складчатой системы (см. 3.5).

4.4. Парагенетические сочетания структур продольного удлинения и поперечного выдвигания

Реально наблюдаемые в коллизионных поясах горизонтальные перемещения обычно весьма сложны и фиксируются разнообразными и часто непредсказуемыми сочетаниями структур продольного удлинения и поперечного выдвигания. Иногда все-таки удается выделить закономерно повторяющиеся в разных местах их группы, связанные с теми или иными общими условиями деформации. Можно при этом выделить генетические и парагенетические ассоциации структур – в зависимости от ранга и соподчиненности последних [Расцветаев, 1973; Николаев, 1978].

Разноранговые (генетические) сочетания возникают, когда внутри крупного перемещающегося объема локально проявляются предопределенные той же структурной обстановкой небольшие движения в другом направлении. Так, любой антитетический сдвиг в узкой приразломной полосе может вызывать и локальное синтетическое волочение структурных линий – из-за наличия трения между стенками разрыва (см. рис. 52, *Б, В*). Примеров подобного рода сколько угодно и здесь важно не упустить из виду ту условную координату, по отношению к которой делается вывод о кинематическом виде сдвиговой деформации. Например, в Таджикской депрессии Гиссаро-Илякский правый сдвиг является антитетическим по отношению к соответствующему сегменту Альпийско-

Гималайского пояса – так как он ответствен за возникновение Таджикской виргации поперечных складок. Если же за координату взять генеральный структурный план последней, то Гиссаро-Илякский разрыв уже оказывается синтетическим: непосредственно около него меридиональные складчатые цепи испытывают волочение. И, наоборот, с зоной любого синтетического сдвига могут быть связаны более мелкие антитетические разрывы (R_1-сколы) обратного знака – если скашивание происходит в широкой полосе по принципу простого сдвига. В обоих рассмотренных случаях деформации 2-го порядка несколько сглаживают эффект главной деформации. Однако, если мы изменим масштаб рассмотрения, то увидим, что внутри зоны простого сдвига те же R_1-сколы образуют парагенезис с R- и S-сколами. Выше уже не раз отмечалось, что в одном и том же деформируемом объеме могут сосуществовать сдвиги разного кинематического вида, связанные между собой парагенетическими соотношениями. Так, поворачивающийся в плане блок с одной стороны ограничен антитетическими сдвигами, а с другой – синтетическими. Можно, соответственно, выделять парагенезис вращения и связанные с ним структурные рисунки. Выше уже приводились соответствующие примеры (см. рис. 51–53). Рассмотрим подробнее некоторые другие сдвиговые парагенезисы.

4.4.1. Парагенезис простого сдвига в горизонтальной плоскости

В пределах зоны простого сдвига (рис. 57), в разных ее местах или накладываясь друг на друга, присутствуют сопряженные R- и R_1-сколы, создающие прямо противоположный геометрический эффект. Кинематика и внутренняя структура зон простого сдвига в горизонтальной плоскости подробно освещены в ряде работ [Christie-Blick, Biddle, 1985; Freund, 1974; Riedel, 1929; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Wilcox et al., 1973; и др.]. На первой стадии разрушения возникают сколы Риделя, ориентированные под углом 30–33° к оси сжатия и группирующиеся в две системы: R (смещение того же знака, что и в основной зоне) и R_1 (смещение противоположного знака). В процессе деформации сколы обеих систем поворачиваются в направлении оси растяжения, но при этом R_1-сколы успевают повернуться на гораздо больший угол, так как направление их вращения согласуется с вращением всей зоны в целом. За счет этого их амплитуда может быть большей, чем у R-сколов, однако амплитуда всей зоны в целом уменьшается. Реализация движений по сдвигам обеих систем способна изменить ширину зоны простого сдвига: R-сколы обусловливают ее очень небольшое сужение в процессе деформации, а R_1-сколы – значительное расширение.

Все эти несложные геометрические построения позволяют определить граничные условия существования той или другой из двух равноправных систем разрывов. R-сколы локализуются в тех местах, где суммарная амплитуда смещения возрастает и, кроме того, присутствует некоторое сжатие поперек сдвига. Таковы, например, фланги блоков-штампов, деформирующих складчатый пояс. Благоприятные места концентрации R_1-сколов – участки затухания сдвигов и тектонической денудации созданных ими неоднородностей. На более зрелых стадиях развития зоны простого сдвига формируются параллельные ей разрывы – S-сколы.

Рассмотренные геометрические закономерности можно найти в строении многих крупных структур, например, грандиозной (длина до 5000 км, ширина до 500–1000 км) правосдвиговой мегазоны к востоку от Индостанского микроконтинента-индентора. На западе и юге (рис. 58), где она непосредственно примыкает к последнему, существенно преобладают синтетические правые сдвиги меридионального – север-северо-восточного простирания, играющие здесь роль

R-сколов (разломы Ранонг, Дьен-Бьен-Фу, Сагайн и др.). Эти разрывы длительно развивались, начиная с эоцена и вплоть до четвертичного периода [Гатинский и др., 1984; Tapponnier et al., 1986]. Развитые здесь же отдельные левые сдвиги (разломы Трех Пагод, Папун, Красной реки – предполагаемые R_1-сколы) выражены только в структуре палеозоя – верхнего мела, тогда как неогеновые молассы часто запечатывают их. Некоторые из этих разрывов в четвертичное время стали "работать" как правые сдвиги [Макаров и др., 1988; Tapponnier et al., 1986]. Это доказано, в частности, для сдвига Красной реки, древняя левосторонняя компонента которого надежно задокументирована [Tapponnier et al., 1986]. Данное обстоятельство, равно как и необычно большой (до 120–130°) угол между сопряженными правыми и левыми сдвигами дало основание П. Таппонье и его соавторам сделать вывод о развороте левых сдвигов на 40–50° по часовой стрелке в процессе длительной деформации, происходившей в палеогене–миоцене.

К плиоцен-четвертичному времени их ориентировка изменилась уже настолько, что приблизилась к направлению правосторонних касательных напряжений в той же длительно действующей тектодинамической ситуации.

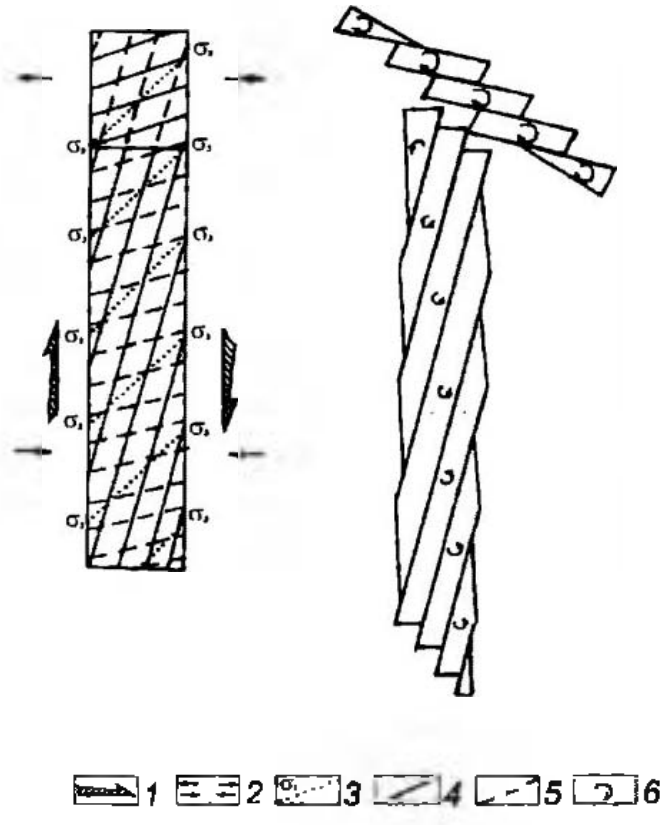


Рис.57. Геометрическая модель деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости (план) [Freund, 1974] с небольшими дополнениями

1 – направление скашивания; *2* – направление дополнительного сжатия (растяжения), приложенного поперек зоны простого сдвига; *3* – горизонтальные проекции траектории главного сжимающего напряжения (σ_1, *4* – доминирующая система сопряженных сдвигов; *5* – подчиненная система сопряженных сдвигов; *6* – направление поворота блоков

Можно добавить к этому, что знак вращательной деформации в рассматриваемой сдвиговой мегазоне прекрасно чувствуется в подворотах крыльев разрывов. Так, линейно вытянутые в меридиональном направлении батолиты меловых гранитоидов при подходе к левому сдвигу Трех Пагод антитетически изгибаются по часовой стрелке (см. рис. 58, врезка), несколько утолщаясь при этом в плане; около правого сдвига Ранонг, напротив, поворот является синтетическим, что сопровождается сильным удлинением гранитных тел. Следовательно, треугольный блок между двумя разноименными сдвигами испытывал пластическую деформацию, связанную с поворотом по часовой стрелке. Кроме того, можно предполагать наличие сжатия поперек синтетических правых сдвигов и всей мегазоны в целом. Как видно, все это согласуется с гипотезой П. Таппонье и его соавторов.

На северном продолжении правосдвиговой мегазоны, где она пересекает Евразийскую плиту (Ассамский синтаксис и Восточный Тибет), правые сдвиги быстро затухают. Последний из них – разлом По Чу – имеет уже антитетическую природу: он обусловливает заворот (против часовой стрелки) Ассамских Гималаев, что сопровождается плавным изгибом линии сместителя до почти продольного

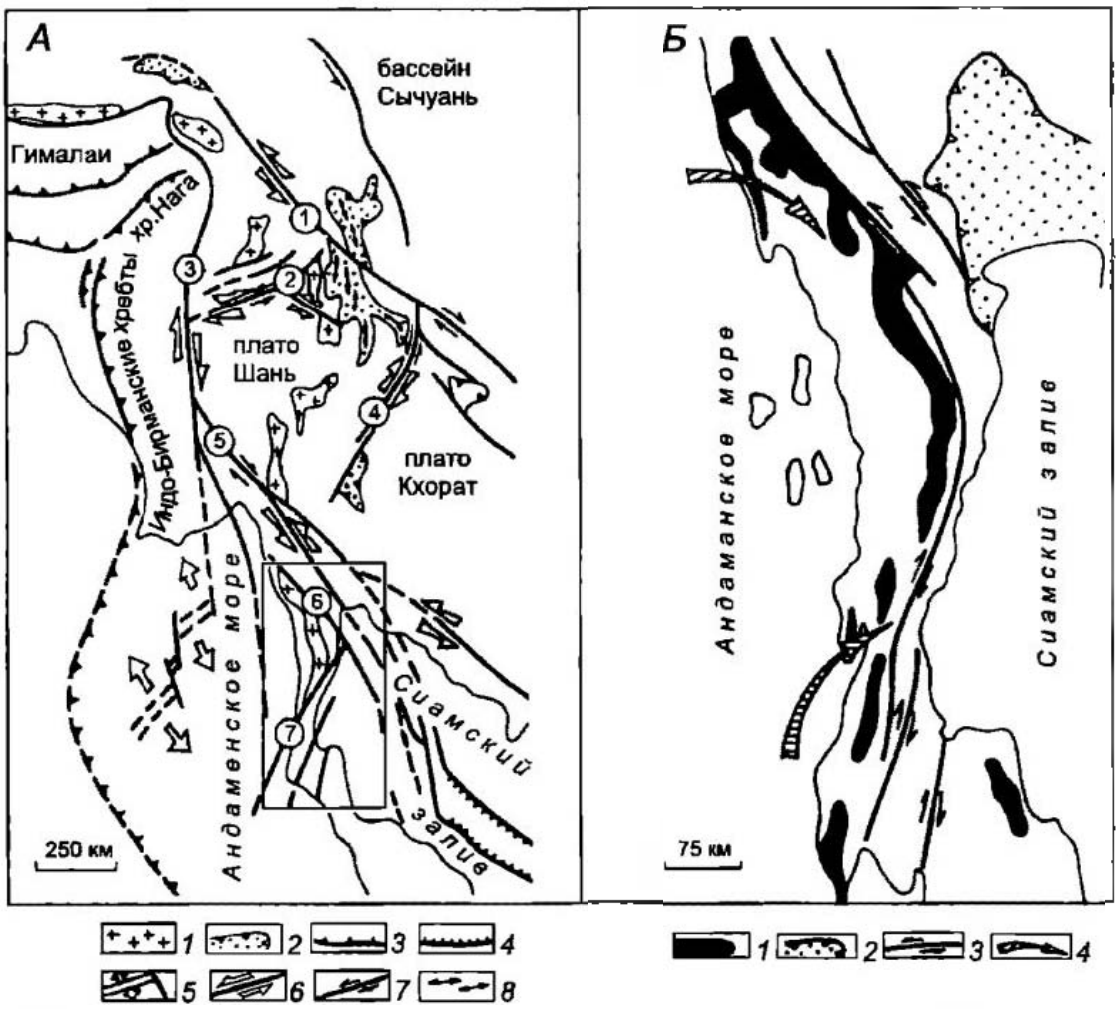


Рис.58. Строение фрагментов Семангну-Сагайнской правосдвиговой зоны восточного фланга Индостанского микроконтинента-индентора

А – обзорная структурная схема Индокитайского отрезка зоны [Tapponnier et al., 1986, с упрощениями]: *1* – среднемезозойские-раннетретичные граниты; *2* – молассовые впадины; *3* – надвиги и взбросы; *4* – сбросы; *5* – оси спрединга; *6* – среднетретичные сдвиги; *7* – четвертичные сдвиги; *8* – оси новейших антиклинальных складок. Сдвиги (цифры в кружках): 1 – Красной Реки, 2 – Нанайнг, 3 – Сагайн, 4 – Дьен-Бьен-Фу, 5 – Папуи, 6 – Трех Пагод, 7 - Ранонг

Б – структурная схема участка, выделенного рамкой на рис. 58*А* [Геологическая карта Евразии масштаба 1:5 000 000, 1972]: *1* – среднемезозойские–раннетретичные граниты; *2* – молассовые впадины; *3* – сдвиги; *4* – направления вращения крыльев сдвигов, установленные по характеру присдвиговых подворотов

последним простирания. Таким образом, этот разрыв уже вряд ли можно включать в полосу рассматриваемого простого сдвига, где вращательная деформация происходит по часовой стрелке – т.е. с противоположным знаком. Зато на северном продолжении появляются многочисленные левые сдвиги с признаками антитетического поворота по часовой стрелке, что по-прежнему совпадает со знаком вращения внутри всей мегазоны в целом. Ориентировка их последовательно меняется от северо-западной на юге (разрыв Салвун, параллельный сдвигу Красной реки) до широтной (разрыв Куньлунь) и восток-северо-восточной (Алтынтагский левый сдвиг). Одновременно с увеличением количества (и амплитуды) левых сдвигов происходит существенное расширение области их распространения и, соответственно, самой мегазоны простого сдвига в целом.

Рассмотренные особенности строения указанных мегасдвигов подтверждают, во-первых, единство правосдвиговой мегазоны к востоку от Индостана, выражающееся в повсеместном вращении блоков по часовой стрелке. Во-вторых, отмечается и определенная неравномерность распространения сдвигов разного

знака. Непосредственно около фланга Индостанского микроконтинента-индентора, в обстановке поперечного к мегазоне простого сдвига сжатия, преимущественно развивались синтетические правые сдвиги (R-сколы). Там же, где распирающее воздействие штампа ослабевает, появляются антитетические левые сдвиги (R_1-сколы); укорочение поперек сдвиговой мегазоны уступает место удлинению, и последняя существенно увеличивает свою ширину.

4.4.2. Парагенезис сдвиговых форм, связанный с неравными условиями смещения крыльев

Данный парагенезис (рис. 59) возникает, если существует некая неоднородность, препятствующая движению в каком-либо направлении (например, наличие скашивания в вертикальной плоскости; наличие утолщения коры или какого-либо иного препятствия на пути сдвигаемых блоков и др.). В результате противоположные крылья сдвигов оказываются в неравном положении. То из них, которое перемещается навстречу препятствию, испытывает повышенное сопротивление, сжатие и разворачивается вдоль. Другое крыло, смещающееся в благоприятном направлении (например, попутно региональному гравитационному уклону), разгоняется в своем движении и разворачивается поперек складчатой зоны. Это сопровождается повышенным надвиганием (но зато уменьшением сжатия) и некоторым перекрытием самой линии сдвига.

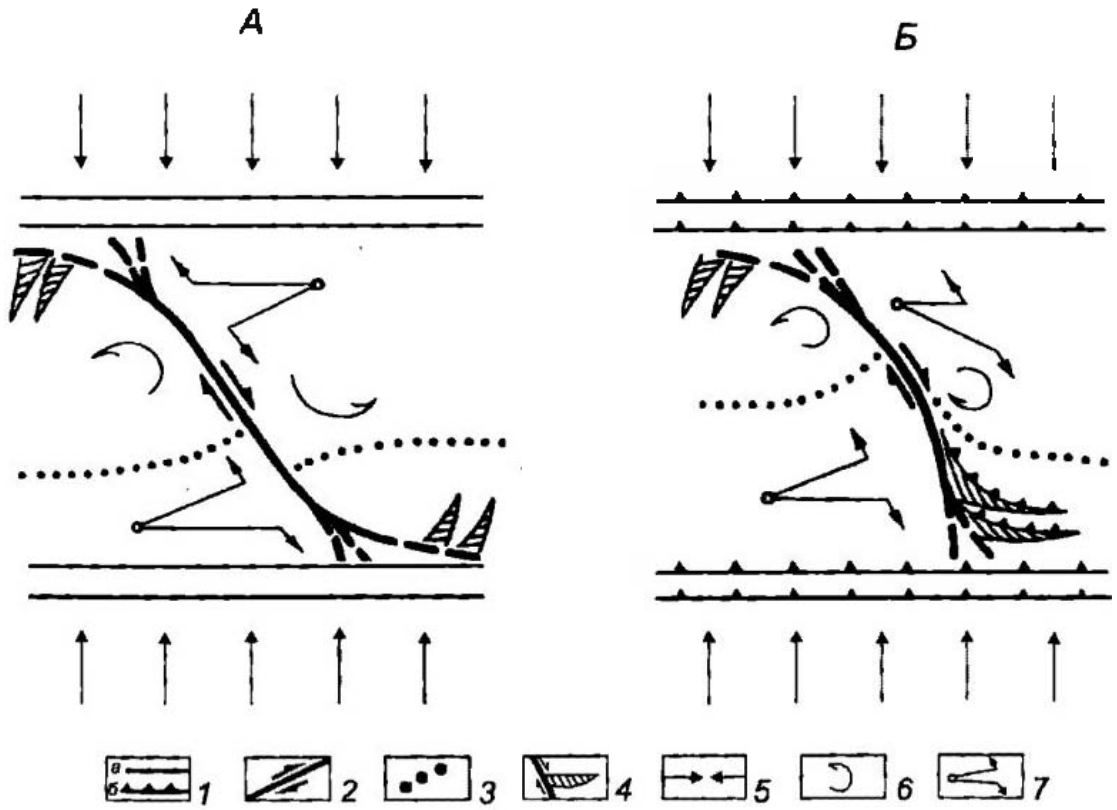
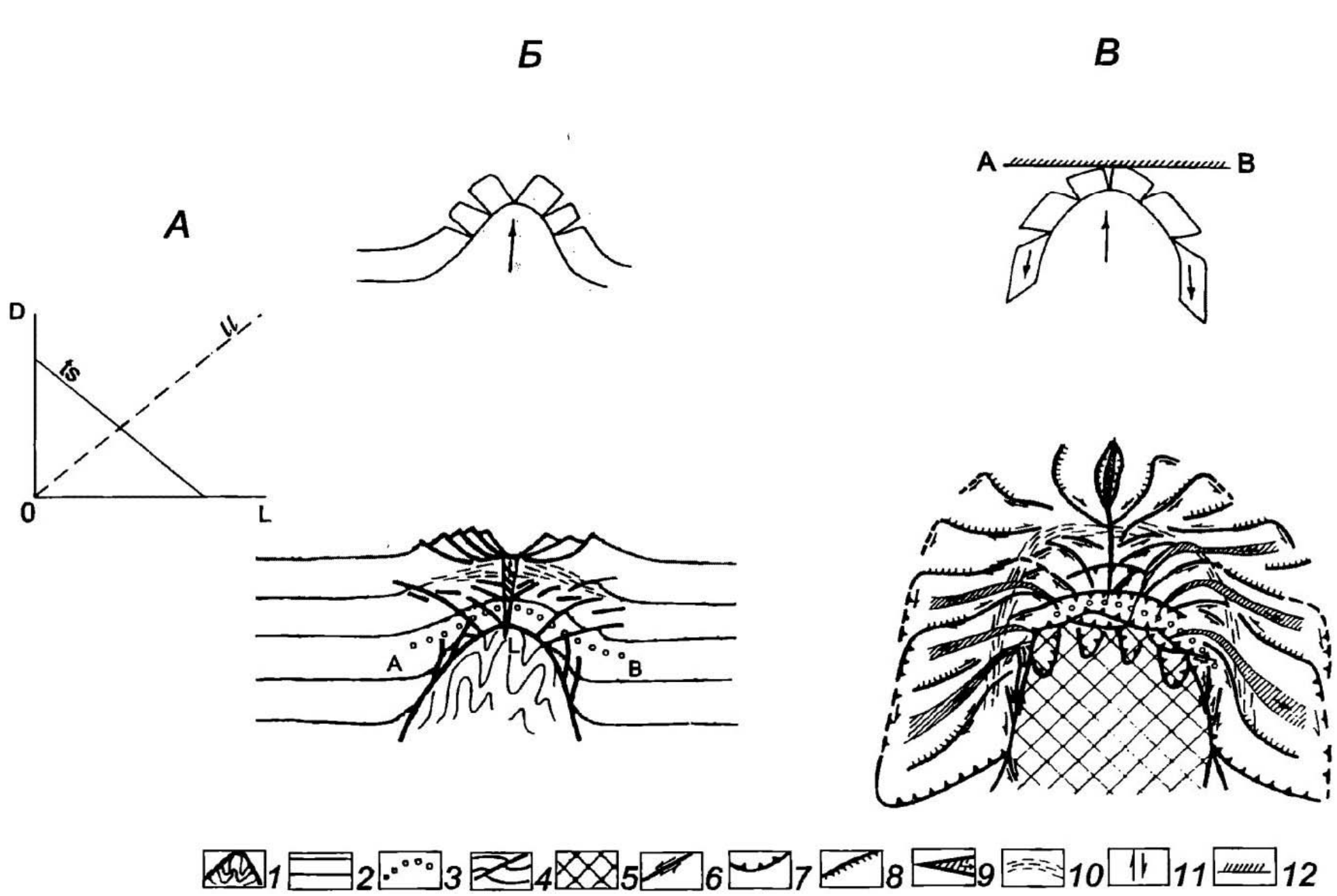


Рис.59. Влияние региональной вергентности на структурные рисунки, связанные со сдвигами. Принципиальные схемы (план)

А – вергентность отсутствует; *Б* – вергентность имеется

1 – структуры сжатия (*а* – без вергентности, *б* – с вергентностью, вершины треугольников – по падению сместителей надвигов); *2* – сдвиг; *3* – доскладковый маркер первично продольного простирания; *4* – структуры сжатия, компенсирующие сдвиговое перемещение; *5* – направление регионального сжатия; *6* – знак вращения крыльев сдвига; *7* – направление раскрытия структур растяжения в тылу смещаемого крыла


А
Б
В
D
0
L
A
B
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Для того, чтобы разнонаправленные повороты блоков могли вписаться друг в друга, сдвиги в подобной обстановке приобретают дугообразно изогнутую форму (рис. 59, см. также рис. 31). Соответственно кинематический вид сдвиговой деформации меняется в разных крыльях одного и того же разрыва: крыло, находящееся с вогнутой стороны сместителя, поворачивается антитетически, тогда как противоположное – синтетически.

Парагенезис широко распространен в складчатых зонах с ярко выраженной вергентностью и специально анализировался автором для Кавказа и Куринской впадины [Копп, 1989, 1990 а]. В настоящей работе на вероятность подобного эффекта уже обращалось внимание при анализе структуры правосдвиговой зоны на востоке Карталинской впадины Закавказья (см. 4.2.1., рис. 46). Если же иметь в виду более крупные геоструктуры, то нам представляется, что в этом же ряду находится факт приуроченности крупных зон поперечных складок только к северным концам сквозных сдвигов, пересекающих Альпийско-Гималайский пояс (Систанско-Копетдагский, Каракорумско-Гиссарский, Таласо-Ферганский мегасдвиги и др.). Почти все они имеют криволинейную конфигурацию в плане: на юге ориентированы по диагонали или даже поперек орогенного пояса, а на севере приобретают продольное простирание. При этом в северной части к ним торцово прилегают виргации поперечных складок, а на юге, гораздо более плавно, – широкие, выпуклые к югу складчатые дуги Загроса, Макрана, Гималаев и др. Подобная поляризация поворотов разного знака на противоположных концах мегасдвигов коррелируется в данном случае с общей южной вергентностью Альпийско-Гималайского пояса.

4.4.3. Парагенезис индентации

Парагенезис, связанный с обстановкой вдавливания инородного тела, или индентора, широко распространен в коллизионных поясах. Многие аспекты подобной ситуации уже рассматривались [Cummings, 1976; Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1976]. В частности, установлены: последовательная смена поля напряжений по мере удаления от штампа (надвиговое – сдвиговое – сбросовое поля) и, кроме того, совпадение ориентировки реально наблюдаемых сдвигов с траекториями максимальных касательных напряжений ("линиями скольжения") при жестко-пластическом вдавливании. Попытаемся дополнить эти выводы в отношении кинематики деформации. Воспользуемся для этого аналогией с обычными складками поперечного изгиба в вертикальной плоскости – диапировыми и штамповыми, динамика и кинематика формирования которых хорошо изучены [Белоусов, 1971, 1976; Гзовский, 1975; Гончаров, 1979; Эз, 1985; Ярошевский, 1981; и мн. др.].

←

Рис.60. Сравнение структурных рисунков вертикальных и горизонтальных складок поперечного воздействия (принципиальные схемы)

А – графики изменения величин продольного удлинения (*l*) и поперечного укорочения (ts) по мере удаления от индентора (L – величина удаления от последнего, D – относительная величина деформации); *Б* – вертикальная складка поперечного воздействия (вертикальный разрез); *В* – горизонтальная складка поперечного воздействия (план). Вверху *Б* и *В* – принципиальные схемы изменения интенсивности растяжения вдоль периметра зоны динамического влияния индентора

1 – ядро вертикального диапира; *2* – границы слоев; *3* – нейтральная линия изгиба; *4* – сбросы (в вертикальном разрезе); *5* – блок-индентор в ядре горизонтальной складки; *6* – сдвиги; *7* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *8* – сбросы (в плане, бергштрихи – по падению сместителей); *9* – раздвиги (стрелка – в сторону миграции выжимаемого материала); *10* – зоны продольного расплющивания и течения масс; *11* – направление изгиба первоначально прямолинейного бруса; *12* – условная линия, символизирующая отсутствие пространства перед замком изгиба

Представим себе, что в деформируемый материал внедряется некое тело (рис. 60). Это может быть выступ более жестких и вязких пород, либо, напротив, шток пород той же или даже меньшей вязкости, слагающих активно растущий диапировый купол. Важно в данном случае лишь то, что внедряющееся тело способно деформировать вмещающие осадки, передвигать их в направлении движения (например, приподнимать), выжимать в стороны и т. д. Не имеет пока значения и то, в какой плоскости происходит перемещение. Дальше мы попытаемся конкретизировать специфику разрушения для вертикальной и горизонтальной плоскостей. При этом в обоих случаях для простоты примем, что рассматривается плоская (двуосная) деформация в плоскости рисунка.

Над (или перед – в зависимости от плоскости рассмотрения) внедряющимся телом ("индентором"), возникает сжатие в направлении внедрения, а в нормальной плоскости – растяжение. Такая напряженная обстановка в общем виде сохраняется от края индентора вплоть до внешней границы зоны его динамического влияния. Однако такие элементы деформации, как поперечное укорочение и продольное удлинение, в существенной мере уже будут зависеть от положения в пределах вышеуказанной зоны. Это доказано многими исследователями, изучавшими кинематику образования складок поперечного воздействия [Белоусов, 1971; Гзовский, 1975; Гончаров, 1979; Эз, 1985; Sanford, 1959; и др.]. Наблюденные закономерности можно изобразить в виде эмпирического графика (см. рис. 60, *А*). Укорочение (ts на графике) пропорционально действующей нагрузке, и поэтому оно будет постепенно убывать по мере удалении от края внедряющегося тела. Прямо противоположно ведет себя удлинение ($\ell\ell$): так как индентор выпуклый, оно будет возрастать к внешней границе зоны динамического влияния. Где-то в ее середине существует область, в которой укорочение материала полностью компенсируется его удлинением в единственном перпендикулярном направлении, т. е. происходит плоская деформация. Именно эта область наиболее оптимальна для релаксации касательных напряжений в плоскости рисунка, и преимущественно здесь возникают сопряженные сколы. Ближе к индентору или, наоборот, дальше от него плоская деформация невозможна, так как в первом случае укорочение существенно больше удлинения, и здесь возникает дополнительное сжатие, а во втором значительное удлинение не компенсируется укорочением – дополнительное растяжение.

Напомним также, что кинематический эффект воздействия индентора на деформируемый материал разнообразен (перемещение и изгиб в направлении внедрения, выжимание вбок и т. д.) и меняется от места к месту. По мере удаления от фронтальной части внедряющегося тела сменяют друг друга следующие деформации: 1) наращивание изгиба с перемещением материала в направлении внедрения; 2) тектоническая денудация выпуклости изгиба, где происходит выжимание материала вбок и формирование деформационной шейки напротив свода; 3) проседание (или вжимание – в горизонтальной плоскости) пород "кровли" в утоняющуюся шейку, происходящее уже навстречу вектору внедрения штампа. Таким вот, несколько противоречивым образом, с перемещениями во всех направлениях, деформация в конце концов полностью сходит на нет. Разумеется, роль тех или иных кинематических зон может подвергаться существенной корректировке в зависимости от конкретных условий.

Рассмотрим теперь, как проявляются отмеченные особенности в строении вертикальных и горизонтальных складок поперечного воздействия.

Вертикальная складка поперечного воздействия (см. рис. 60, *Б*). В разрезе этой складки присутствуют следующие кинематические зоны. С боков она ограничена синтетическими сбросами (подбросами), наверху способными переходить

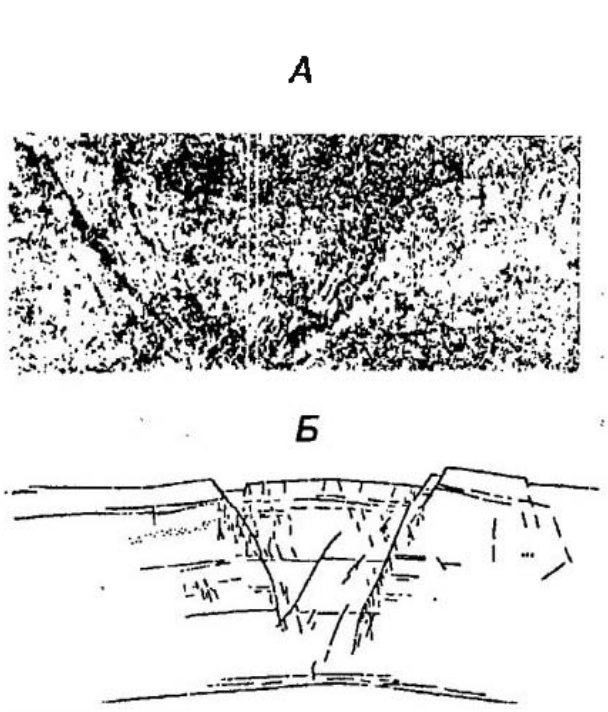


Рис.61. Экспериментальные модели грабенов

Условия экспериментов: *А* – быстрое (15 мин) раздвигание двух пластин в основании [Cloos, 1936]; *Б* – надувание шара в основании [Hafner, 1951]

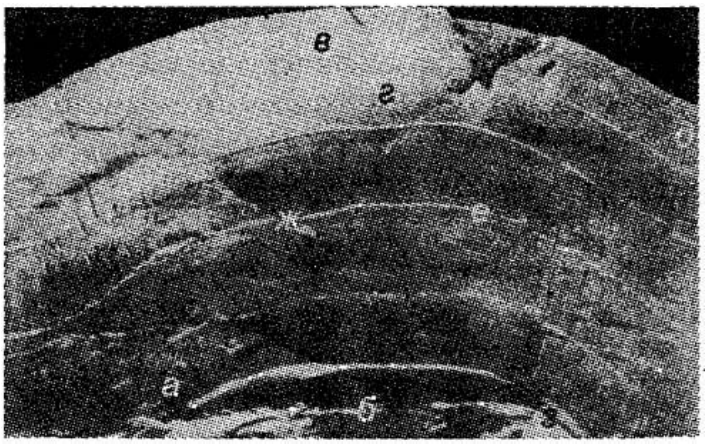


Рис.62. Фотография экспериментальной модели вертикальной складки поперечного воздействия [Гзовский, 1975; дешифрирование М.Л.Коппа]

На крыльях антиклинали видны плотные ряи субвертикальных и круто наклонных синтетических разрывов – взбросов и крутых сбросов; подняты их внутренние, прилегающие к шарниру складки крылья. Эти разрывы пересекаются редкими, однако имеющими заметно большую амплитуду, пологими (а внизу даже субгоризонтальными) антитетическими сбросами. Подвороты соответствующего знака лучше всего видны в нижней части модели (см. около точки *б*). В отличие от разрывов вышеохарактеризованной группы здесь подняты (и особенно отодвинуты вбок) внешние (лежачие) крылья, которые антигравитационно выжимаются в сторону меньшего давления согласно с наклоном крыльев антиклинали. Разрывы обеих групп объединены в зоны простого сдвига на крыльях антиклинали, где они играют роль R- и R_1- сколов, соответственно.

В нижней части модели сместители антитетических сбросов плавно выгнуты вверх, причем степень изгиба увеличивается книзу (разрыв *а–б*). В верхней части модели, около возникшего здесь осевого грабена, направление выпуклости сместителей разрывов той же системы меняется на обратное – книзу (разрыв *в–г*). Здесь, таким образом, активно вращаются уже висячие крылья сбросов, смещающиеся к ядру антиклинали. Вероятнее всего, подобная схема характера перемещений обусловлена наличием растяжения в своде, предоставляющего пространство для гравитационного соскальзывания висячих крыльев. Наиболее протяженные антитетические сбросы, насквозь прорезающие верхнюю и нижнюю части модели (разрывы *д–е* и *ж–з*) обладают двойным изгибом сместителя

в синтетические же взбросы. В ядре, где тангенциальное удлинение еще невелико, существует недостаток пространства, и здесь в обстановке всестороннего сжатия развиваются сложные дисгармоничные складки и надвиги. Однако выше некой "нейтральной" линии изгиба *A–B* [Эз, 1985] тангенциальное удлинение возрастает настолько, что оно уже компенсирует укорочение по вертикали. В данной зоне формируются антитетические сбросы, в процессе деформации поворачивающиеся в сторону оси растяжения, т. е. к горизонтали. При этом, как показывают экспериментальные данные [Гзовский, 1975; Ярошевский, 1981; Cloos, 1936; Hafner, 1951; Sanford, 1959], ближе к индентору (рис. 61, *Б*; рис. 62, внизу, слева) предпочтительно возникают антигравитационные сбросы (или, как их еще иногда называют, "подбросы") с активно вращающимися лежачими крыльями, выжимаемыми в стороны. За счет этого плоскости сместителей таких разрывов выпуклостью направлены вверх. Вверху же, по мере нарастания растяжения (см. рис. 61, *А*; рис. 62, вверху) формируются выполаживающиеся книзу гравитационные сбросы с активно вращающимися висячими крыльями (то, что называют листрическими сбросами). В самом верху, где тангенциальное удлинение материала уже не компенсируется его незначительным вертикальным укорочением, появляются раскрывающиеся вверх раздвиги.

Горизонтальная складка поперечного воздействия (см. рис. 60, *В*). Анализируя горизонтальную складку поперечного воздействия можно найти и здесь эти же кинематические зоны. С флангов индентор должен быть ограничен синтетическими сдвигами (это могут быть широкие зоны скашивания, внутри которых присутствуют и антитетические сдвиги 2-го порядка). Во фронтальной части следует ожидать и наличие недостатка пространства ("обстановка структурной тесноты"); продольное удлинение здесь будет нулевым или даже отрицательным, превращаясь в продольное укорочение. Это выражено в образовании накладывающихся на индентор надвиговых фестончатых дуг с характерными входящими углами в промежутках; дуги изгибаются в существенной мере в результате продольного изгиба в горизонтальной плоскости – из-за наличия сжатия по касательной к штампу. Таким образом, по периметру области внедрения возникает ороклин поддвигового типа со всеми присущими ему чертами.

Ближе к нейтральной линии изгиба продольное укорочение сходит на нет, и вдоль соответствующей оси эллипсоида деформация равна нулю. Это означает, что создаваемое индентором сжатие может реализоваться удлинением только по вертикали. Поэтому именно в данной зоне должно происходить наибольшее выжимание материала вверх, и здесь будут находиться корни шарьяжей. Из-за отсутствия укорочения по касательной к индентору исчезают условия для возникновения продольного изгиба в горизонтальной плоскости. Соответственно выпрямляются фестончатые надвиговые дуги, ороклин в целом принимает более плавные очертания.

По мере перехода через нейтральную линию изгиба нарастает продольное удлинение, надвиговое поле напряжений сменяется сдвиговым и появляются антитетические сдвиги. Как уже рассматривалось в 4.2.1 (см. рис. 40, 41), их геометрическая конфигурация будет зависеть от особенностей деформационной обстановки. Ближе к индентору, где относительное продольное удлинение еще не полностью компенсирует поперечное укорочение (обстановка транспрессии), блоки стремятся выжиматься вбок, где сжатие меньше. За счет этого активно вращаются внешние (обращенные к флангам индентора) крылья сдвигов, и линии сместителей последних будут выгибаться по ходу движения последнего. Если продолжить сравнение с элементами вертикальных складок поперечного

воздействия, то, как видно, эта зона аналогична более глубинному слою антигравитационных сбросов.

При переходе в область проявления плоской деформации собственно сдвига (поперечное укорочение в горизонтальной плоскости полностью сбалансировано с продольным удлинением) существенно увеличатся плотность и амплитуда разрывов со смещением по простиранию. Линии сместителей крупных сквозных сдвигов здесь могут обладать уже двойным изгибом в плане (см. рис. 41). В обстановке транстензии сдвиги должны выгибаться вбок от оси индентора, и при этом активно вращаются их внутренние (т. е. обращенные к оси индентора) крылья – точно так же, как это происходит для листрических гравитационных сбросов, формирующихся в обстановке общего растяжения.

Ближе к флангам облегающего индентор ороклина, где на продолжениях краевых сдвиговых зон действуют пары сил, формируются каскады антитетических сдвигов противоположного знака – R_1-сколов. В замке его создается обстановка, благоприятная для возникновения системы симметрично расходящихся антитетических сдвигов разного знака – своего рода грабен на своде поднятия ("горизонтальный грабен"). Его "плечи" – два надстраивающих индентор блока – возникают за счет разгрузки и выжимания материала в стороны и поэтому должны быть гораздо менее сжаты по сравнению с "днищем" горизонтального грабена, где (как и у его аналога в вертикальной плоскости) обязательно присутствует зона аномально высокого сжатия и оттока материала. Именно здесь поэтому существует наиболее оптимальная динамическая обстановка для продольного горизонтального расплющивания с течением по продольным сдвигам (оптимальная литологическая обстановка, как это уже рассматривалось выше – наличие пластичных пород). В основаниях "плечей" может развиваться локальное растяжение, зато в их вершинах следует ожидать концентрации сжатия и возникновения дополнительных (по отношению к индентору) центров выжимания деформируемого материала в стороны.

На периферии зоны динамического влияния горизонтально внедряющегося индентора сдвиговое поле напряжений проявляется в транстензионной форме – так как сильно возросшее продольное удлинение уже не компенсируется незначительным укорочением в горизонтальной плоскости. Еще дальше возникает сбросовое поле. Если до сих пор перемещение деформируемого материала в целом шло в направлении дрейфа индентора, то здесь оно идет в обратную сторону, т. е. к последнему – за счет "проседания" масс в горизонтальный грабен. Вероятность движения в данном направлении должна возрастать к границе зоны динамического влияния индентора. Сбросы в силу этих причин будут иметь дугообразную или даже кольцеобразную конфигурацию в плане, а раздвиги – раскрываться в сторону границы зоны динамического влияния.

Таким образом, логично предполагать ряд черт сходства кинематики горизонтальных и вертикальных складок поперечного воздействия. Однако имеются и существенные различия. Основное связано с тем, что для первых из них происходящий в сплошной среде поддвиг индентора в меньшей степени способен компенсироваться изгибом и волочением деформируемого материала, так как здесь нет свободной поверхности напротив (см. рис. 60, *Б, В*, вверху). За счет этого должно усилиться латеральное выжимание материала к тектоническим убежищам, где он сгруживается в виде более или менее вытянутых надвиговых ороклинов.

Эта же причина обусловливает разницу в латеральном распределении структур растяжения на внешней стороне зоны динамического влияния внедряющегося тела. Для вертикальных складок поперечного воздействия наиболее

благоприятное место образования раздвигов – это замок, так как он ближе всего к поверхности и поэтому испытывает меньшую литостатическую нагрузку (см. рис. 60, *Б*, вверху). Когда же мы переходим к горизонтальным складкам (см. рис. 60, *В*, вверху), то здесь никакого свободного пространства перед замком найти нельзя. Напротив, это область наибольшего сопротивления внедрению. Зато существуют участки с утоненной корой между инденторами и даже сзади них. Затекание материала в эти зияния может катализировать растяжение.

Рассмотренный принцип влечет за собой два необходимых следствия: 1) должны развиваться краевые сдвиги, ограничивающие с внешней стороны потоки выжатых масс; они могут быть приблизительно параллельными сдвигам на флангах индентора, но обязательно при этом имеют противоположный знак смещения; 2) скашивание на флангах индентора должно привести к увеличению сжатия и надвигания в удаленном углу коменсационной надвиговой дуги, связанной со сгруживанием выжатого материала.

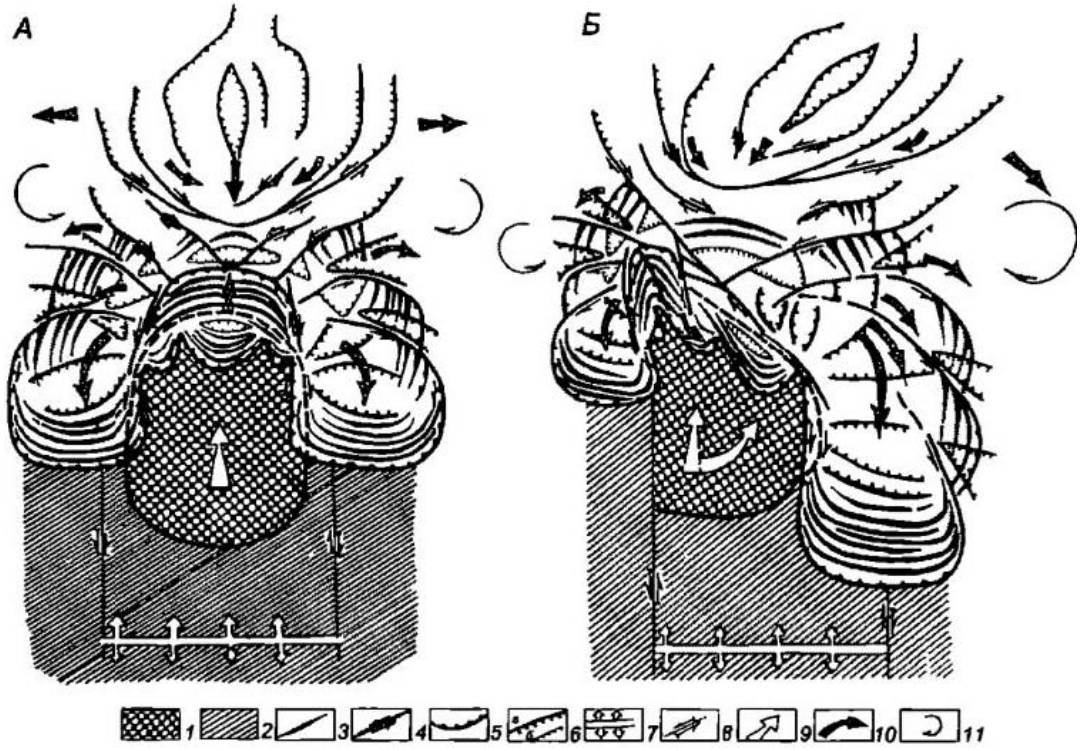


Рис.63. Симметричный (*А*) и асимметричный (*Б*) типы латерального выжимания масс перед фронтом индентора. Принципиальные схемы (план)

1 – область с континентальным типом коры (микроконтинент-индентор); *2* – область с океаническим типом коры; *3* – оси складок; *4* – сдвиги; *5* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *6* – сбросы и раздвиги (бергштрихи – по падению сместителей): *а* – первого порядка, *б* – второго порядка, связанные с локальным растяжением в тылу сдвигаемых крыльев; *7* – оси спрединга; *8* – океанические трансформные разломы; *9* – направления дрейфа деформирующей плиты; *10* – направления выжимания и течения деформируемого материала; *11* – знак вращательной деформации на краю зоны динамического влияния индентора (размер стрелок пропорционален величине вращения)

Симметричная картина распределения структур выжимания на флангах индентора в значительной мере идеализирована (рис. 63, *А*; см. рис. 60, *В*). Скорее можно представить ситуацию, когда выжимание материала будет направлено в одну сторону (см. рис. 63, *Б*). В силу этого приоритетное развитие получат те системы сдвигов, которые обеспечат подобное перемещение. Кроме того, проявится продольная полярность структур сжатия и растяжения: фронтальная

область сжатия и скучивания сместится вбок, к одному из трансформных разломов, а в центре области внедрения, где вроде бы следовало ожидать наибольшего сжатия, могут, напротив, находиться структуры растяжения. Резко увеличится степень сжатия в пределах плеча, ограничивающего с соответствующей стороны горизонтальный грабен. Асимметрия проявится в разных размерах структур сгруживания выжатого материала на флангах индентора: надвиговые ороклины будут аномально увеличены в районе более свободной стороны последнего. Сосредоточенность растяжения только на одном из флангов индентора может вызвать асимметрию осевого горизонтального грабена: он как бы "заваливается" к этому флангу.

Попытки моделирования горизонтальной индентации. Заканчивая настоящий раздел, необходимо отметить следующее. Рассмотренная модель кинематики индентации горизонтального штампа, поскольку она основана лишь на аналогии с кинематикой формирования вертикальных складок поперечного воздействия и других логических построениях, является умозрительной и, безусловно, требует тщательной экспериментальной проверки.

Эксперименты с горизонтально внедряющимся индентором, к сожалению, пока единичны и затрагивают далеко не все из рассматриваемых вопросов.

Ж. Вилотт с соавторами на основе моделирования методом конечных элементов проанализировал поля скоростей и давлений в деформируемом материале при индентации асимметричного штампа. В результате экспериментов установлен факт выжимания материала в сторону более свободной границы последнего, доказано существование участков низких и отрицательных давлений (возможные области растяжения) по периферии зоны внедрения, обнаружено вращение материальных линий на флангах индентора, доказан разворот в сторону оси растяжения заданного в модели сдвига [Villotte et al., 1982, 1984].

Ф. Ингленд и его коллеги пытались методом конечных элементов решить трехмерную задачу, где учитывались мощность коры [England, McKenzie, 1982; England, Houseman, 1985]. По их данным, латеральное выжимание энергетически более выгодно по сравнению с вертикальным выжиманием, так как не связано с противодействием силе тяжести и поэтому может проявиться после замедления роста гор. В экспериментах Ф. Ингленда и Ж. Вилотта моделировались неоднородности – такие, например, как предполагаемый Таримский массив, по краям которого, по данным экспериментов, можно прогнозировать утолщение коры ("Тянь-Шань") и возникновение сдвигов ("Алтынтагский разрыв").

Факт горизонтального выжимания в сторону более свободной границы асимметричного индентора был доказан П. Таппонье, Ж. Пельцером и Р. Армийо на пластилиновых моделях [Tapponnier et al.,1986]. В пластилине возникали сдвиги, в процессе деформации поворачивавшиеся согласно с общим вращением фланга штампа, при этом особенно сильно – разрывы, близкие к последнему и поэтому испытавшие на себе наиболее сильное и длительное воздействие вдавливания. На участках, тяготеющих к периферии зоны внедрения, сдвиги приоткрывались наподобие раздвигов.

Таким образом, главные посылки, положенные в основу рассмотренной выше аналитической модели, согласуются с результатами независимых и проведенных ранее экспериментов. Однако имеющиеся экспериментальные данные пока не могут воспроизвести (да, вероятно, и трудно этого ожидать) все сложные структурные рисунки, предусмотренные данной моделью. Попробуем теперь проверить последнюю путем сопоставления с реальными структурными рисунками Альпийско-Гималайского пояса, который, как теперь считают уже многие

исследователи, сформировался в результате вдавливания в южный край Евразии нескольких гондванских микроконтинентов-штампов.

4.4.4. Резюме

Структурные рисунки, связанные с продольным удлинением и поперечным выдвиганием участков складчатого пояса, могут образовывать закономерные парагенетические сочетания. Чаще всего здесь встречаются следующие ситуации: 1) ротация в горизонтальной плоскости (парагенезис вращения); в этом случае поворачивающийся в плане блок с одной стороны ограничен антитетическим сдвигом, а с другой – синтетическим; 2) простой сдвиг, где сосуществуют парагенетически связанные и сопряженные R- и R_1-сколы, создающие прямо противоположный кинематический эффект (парагенезис простого сдвига); 3) наличие какого-либо препятствия, например, выраженного в вергентности скашивания по вертикали, ограничивающего возможность передвижения одного из крыльев сдвига; 4) вдавливание по горизонтали блока-индентора (парагенезис индентации). Перед фронтальными частями таких инденторов присутствуют структуры продольного удлинения, образующиеся на участках горизонтального выжимания масс, а около флангов и в промежутках между соседними инденторами – структуры поперечного выдвигания и, в том числе, надвиговые ороклины, формирующиеся при перемещении и сгруживании выжатого материала. При анализе особенностей структурных рисунков, связанных с обстановкой индентации, полезен учет кинематических законов формирования складок поперечного воздействия в вертикальной плоскости – диапировых и штамповых.

4.5. Выводы

1. При анализе кинематики сдвиговых перемещений существует проблема пространства для удлиняющихся по горизонтали объемов горных масс. Если за координату принять простирание коллизионного пояса, возможны два альтернативных варианта их размещения: а) изгиб поперек складчатой зоны ("поперечное выдвигание") и б) удлинение вдоль зоны ("продольное удлинение"). Каждый из них может быть узнан по характерным особенностям структурного рисунка.

2. Продольное удлинение участков складчатого пояса фиксируется антитетическими сдвигами, в процессе деформации поворачивающимися вокруг вертикальной линии в сторону оси растяжения. Вращение фиксируется в соответствующих подворотах крыльев разрывов и в формировании специфических клинонадвиговых и клинораздвиговых структур, зарождающихся около сдвига и постепенно сходящих на нет по удалении от последнего. Возникающие на окончаниях вращающихся сдвигов перекрытия и зияния могут, однако, рассасываться в сдвиговом поле напряжений – путем изгиба в плане линий сместителей, а также образования оперяющих сдвигов того же или обратного знака. В определенных условиях (резкое увеличение сжатия или снижение вязкости пород) продольное перемещение осуществляется и без поворотов сдвигов и ограничиваемых ими блоков – посредством механизма продольного горизонтального расплющивания.

Продольное удлинение участков складчатой зоны может возникать как в связи с изгибом последней в плане, так и в результате выжимания материала

в стороны. В последнем случае продольное удлинение на периклиналях складчатых зон компенсируется их раздувом в плане и формированием поперечных структур сжатия.

3. Поперечное выдвигание участков складчатых поясов может быть установлено по следующим особенностям: изогнутой в плане форме; синтетическим подворотам крыльев сдвигов; вращению и изгибу линий последних в сторону оси сжатия (т. е. поперек складчатой зоны); дополнительному сжатию поперек сдвигов; продольной к коллизионному поясу ориентировке структур сжатия, компенсирующих поперечное выдвигание участка последнего и др.

В зависимости от направления перемещения – внутрь или изнутри складчатого пояса – могут быть выделены структурные дуги (ороклины) соответственно поддвигового и надвигового типов. Первые характеризуются отчетливыми признаками недостатка пространства в тылу в виде сложной гофрировки в плане структурных линий, аномально сильным сжатием и горообразованием перед фронтом, а также наличием компенсационных структур продольного удлинения. Для ороклинов второго типа признаки недостатка пространства в тылу отсутствуют; вместо фронтального сжатия здесь развивается интенсивное фронтальное надвигание, дуги имеют более плавную конфигурацию. Кроме того, по ряду особенностей структурного рисунка могут быть выделены ороклины, связанные с поперечным или продольным изгибом в горизонтальной плоскости. Если изгиб сопровождается отслоением литосферных пластин, в тылу дуги возникает зона растяжения в виде впадин и грабенов.

4. Структурные рисунки, связанные с продольным удлинением и поперечным выдвиганием участков складчатого пояса, образуют закономерные парагенетические сочетания – структурные рисунки более высоких порядков. Они возникают, например, при горизонтальной ротации блоков (парагенезис вращения); в зонах простого сдвига, где по соседству сосуществуют парагенетически связанные и сопряженные R- и R_1-сколы, создающие прямо противоположный кинематический эффект; в зонах динамического влияния инденторов и т.д.

Глава 5

ГЕОКИНЕМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ РИСУНКИ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА

5.1. Вводные положения

Методические принципы, изложенные в предыдущей главе, позволили составить геокинематическую карту всего Альпийско-Гималайского коллизионного пояса и прилегающих территорий Евразии (рис. 64). Ее фактической основой являются парагенезисы структур горизонтального сжатия, растяжения и сдвига.

Особенное внимание уделялось полноте информации в отношении сдвиговых зон – наиболее важных индикаторов горизонтальных перемещений, тем не менее хуже всего изученных. Помимо разрывов, уже известных по данным геологической съемки либо геоморфологических исследований (так называемые активные, т. е. установленные по смещению элементов рельефа, сдвиги), на карту выносились сдвиги, установленные самим автором в результате полевых наблюдений на Кавказе и Копетдаге и дешифрирования космических снимков всего Периаравийского сегмента коллизионного пояса. Кроме того, автором самостоятельно проанализированы геологические карты многих территорий – для поиска недостаточно описывавшихся в литературе пластических сдвигов: горизонтальных флексур и эшелонированных складчатых зон.

Необходимо отметить хорошее соответствие активных сдвигов и сдвигов, установленных или предполагаемых по данным геологической съемки. Оно проявляется как в непосредственном совпадении, так и в пространственной приуроченности, показывает унаследованность горизонтальных перемещений орогенного этапа. Отсюда следует, что суммарный структурный узор Альпийско-Гималайского пояса в целом или, во всяком случае, его крупных сегментов, в первом приближении одновозрастный, и к нему применим метод анализа структурных рисунков. Вместе с тем, более детальный анализ выявляет некоторую



Рис.64. Геокинематическая карта Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, составленная по материалам изучения структурных рисунков

1–5 – структуры горизонтального сжатия: *1* – линии простирания складок (*а* – альпийских, *б* – доальпийских, но переработанных в альпийскую эпоху), *2* – новейшие мегантиклинали, *3* – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей), *4* – зоны субдукции (вершины треугольников – по падению зон), *5* – положительные линейные морфоструктуры островных дуг; *6–8* – структуры сдвига: *6* – сдвиги, *7* – широкие сдвиговые зоны, *8* – те же, с неясными ограничениями; *9–11* – структуры и области растяжения: *9* – оси спрединга с трансформными разломами, *10* – сбросы, *11* – области проявления орогенного вулканизма; *12* – орогенные впадины; *13* – выведенные из особенностей структурного рисунка направления перемещения блоков-индукторов; *14,15* – выведенные по тому же признаку направления выжимания деформируемого материала: *14* – по отношению к условно стабильной Евразии, *15* – по отношению к соседним блокам в пределах Альпийско-Гималайского пояса; *16* – области эпиплатформенного орогенеза


о.Сахалин
о.Хонсю
Филиппинское
море
о.Калимантан
о.Суматра
о.Ява
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

асинхронность (в пределах орогенного этапа) развития отдельных участков пояса, а также наложение деформаций, иногда проявляющееся даже в смене знака смещения по разрывам (например, левые сдвиги становятся правыми и наоборот). Это обусловливает обязательность историко-геологического подхода для вычленения одновозрастных структурных парагенезов. Соответствующая работа проведена автором для Периаравийского сегмента коллизионного пояса.

Вопросам орогенной геокинематики рассматриваемого складчатого пояса посвящены многочисленные исследования, основанные на использовании не только структурно-геологического, но и ряда других подходов – палеотектонического, палеомагнитного, сейсмологического и др. Существует целый ряд разнообразных геокинематических гипотез, зачастую несопоставимых между собой. Даже самая беглая их оценка заняла бы чрезвычайно много места, что выходит за рамки настоящей работы. Гораздо более уместным представляется изложить результаты собственных исследований автора в данном направлении и выяснить при этом, в чем они дополняют известные модели и факты, а в чем им противоречат. Особенности структурных рисунков каждого из рассматриваемых регионов сравниваются с наиболее известными представлениями о его внутренней геокинематике.

Альпийско-Гималайский пояс издавна принято делить на продольные сегменты. Чаще это делается в существенной мере по геометрическому признаку: под сегментами понимаются участки расширения, разделенные пережимами – "синтаксисами", или "шейками". Соответственно выделяются Западно-Средиземноморский, Карпато-Малоазиатский (или Восточно-Средиземноморский), Кавказско-Иранский, Гималайско-Тибетский и Индокитайский сегменты [Хаин, 1984]. Имеются и попытки выделения сегментов, различающихся режимом горизонтальных движений и деформаций. Таковы, например, выделявшиеся Э. Арганом [1935] Туранский, Центрально-Азиатский и другие сегменты со своими собственными режимами "истечения", под которыми понималась согласованность траекторий горизонтальных перемещений. По существу, этот же подход принят и в настоящем исследовании, однако в несколько иной модификации: в качестве сегментов рассматриваются максимально сжатые участки орогенического пояса, расположенные перед внедрявшимися в него блоками-индентерами: Адриатическим (Апулийским), Аравийским и Индостанским, а в качестве границ сегментов– относительно слабо деформированные и часто погруженные участки в промежутках между зонами внедрения.

Такое районирование представляется естественным, так как каждый индентор создавал свое поле деформаций и перемещений. Вместе с тем, имеется и ряд похожих черт, обусловленных общностью механизма формирования.

Исходя из высказанных соображений, мы рассматриваем три главных сегмента Альпийско-Гималайского пояса: Периадриатический, Периаравийский и Перииндийский. По названиям обрамляющих их горно-складчатых систем можно эти сегменты именовать также Альпийско-Динарским, Кавказско-Загросским и Памирско-Гималайским, соответственно. Самым крупным и, вместе с тем, наиболее выразительным в отношении структурного рисунка является Перииндийский сегмент, с которого мы и начнем рассмотрение.

Перед этим остановимся на вопросе, в каком порядке расположить материал описания структурного рисунка каждого из выделенных сегментов. Ведь все они, в особенности Перииндийский, достаточно велики, и в тексте желательно принять определенную рубрикацию. Опираться при этом на общепринятые схемы районирования, предполагающие расчленение орогенного пояса на крупные продольные зоны, вряд ли можно, так как области с одинаковым режимом

перемещений и деформаций часто секут эти единицы, либо даже являются трансорогенными (например, крупные сдвиги). Многие области с одинаковым деформационным режимом охватывают сразу несколько складчатых зон, а также могут переходить на соседние платформы.

Учитывая все эти обстоятельства, попробуем применить структурно-кинематический способ районирования. Например, для зоны влияния каждого индентора можно рассматривать отдельно область его внедрения, сопровождавшегося нагнетанием материала (или внутреннюю, находящуюся ближе к штампу) и область горизонтального выжимания и переотложения материала (внешнюю). Каждая из них может быть подразделена на более дробные зоны. Например, в составе внутренней области можно выделять фланговые мегасдвиги и зону фронтального скучивания.

Принимая для удобства подобное районирование, не забудем при этом его очевидную условность. Многие кинематические области обладают постепенными переходами и, кроме того, накладываются друг на друга.

5.2. Перииндийский сегмент

5.2.1. Внутренняя область индентации

Строение внутренней области рассматриваемого сегмента определяется структурными рисунками, связанными с горизонтальным нагнетанием горных масс. Здесь выделяются две зоны субмеридиональных сдвигов, обрамляющих фланги Индостанского микроконтинента (с левосторонним смещением – на западе и правосторонним – на востоке) и соединяющая их на севере зона фронтального скучивания, или вертикального выжимания масс.

Фланговые сдвиги. Развивающиеся с эоцена до настоящего времени фланговые сдвиги выражены, в целом, крупномасштабными синтетическими подворотами структурных элементов и несомненно свидетельствуют о поперечном по отношению к орогенному поясу движении индентора. Однако специальный анализ позволяет выявить более сложную картину связанных с ними перемещений.

Западная (Киртар-Дарвазская) мегазона левых сдвигов находится на северном продолжении трансформного разлома Оуэн между Аравийской и Индо-Австралийской плитами. Наиболее известен сильно сейсмичный Чаманский разрыв с амплитудой, по разным оценкам, от 200 до 1000 км. К востоку и юго-востоку от него находятся менее глубинные, но, вместе с тем, весьма протяженные и крупноамплитудные (до первых сотен километров) сдвиги Орнач-Нал, Кингри и др. (см. рис. 56). По мере приближения к Индийской платформе уменьшается глубинность заложения разрывов и, в то же время, поднимается нижний предел их возраста [Хаин, 1984]. Происходит, таким образом, последовательное расширение сдвиговой зоны и ее накатывание на платформу. Вовлечение чехла последней в сдвиговую деформацию, очевидно, свидетельствует о возрастающем недостатке пространства в ходе внедрения.

Все крупные разрывы в данной части мегазоны левого сдвига обладают выпуклостью к северо-западу: на юге они ориентированы меридионально, а ближе к северу приобретают северо-восточное и иногда даже широтное простирание. Кривизна в плане линии сместителя (если только она не вызвана сменой геолого-кинематического типа разрыва, например, переходом сдвига в надвиг) должна

сопровождаться разнонаправленным вращением крыльев: вогнутая сторона – область проявления антитетического подворота, а выпуклая – синтетического (см. рис. 31, 59). И действительно, в данном случае можно наблюдать отчетливые примеры разнонаправленного вращения соседних крыльев одного и того же сдвига.

На выпуклой, северо-западной, стороне сместителей сдвигов складки и надвиги ориентированы почти вдоль них и лишь на юге постепенно отворачивают в сторону, приобретая широтное простирание. В районе плавной смены ориентировки проявляется левокулисное расположение структур сжатия около сдвигов. Все здесь, таким образом, свидетельствует о синтетическом (в данном случае, против часовой стрелки) вращении северо-западных крыльев сдвигов, совпадающем с таковым всей мегазоны в целом. Структуры сжатия формируют сильно вытянутую к югу Макранскую структурную дугу – надвиговый ороклин (см. рис. 50, *Б*; рис. 51, *А*; рис. 52, *А*). Геологические данные свидетельствуют о том, что в ходе геологического времени она вытягивалась к югу, оставляя позади себя тыловодужные впадины – Систанскую (Харанскую), заложившуюся в олигоцене, и Хамун-и-Машкельскую, плиоцен-четвертичного возраста.

Совершенно иначе выглядят юго-восточные крылья левых сдвигов, находящиеся на вогнутой стороне сместителей. Нормальное для данного участка складчатого пояса меридиональное – северо-восточное простирание структур нарушается здесь антитетическими подворотами: складки ориентированы субширотно и при этом очень резко, местами под прямым углом, сочленяются с разрывами (в местах таких сочленений увеличивается сжатие, что выражено в сужении складчатых зон и в выведении на поверхность блоков фундамента и офиолитовых протрузий). В итоге образуются асимметричные структурные дуги – фестоны, разделенные острыми входящими углами, наподобие островных дуг запада Тихого океана. В качестве причины острых сочленений дуг исследователи чаще всего видят наличие каких-либо препятствий в виде выступов фундамента или, например, молассового клина в грабене Сиби [Klootwijk et al., 1981]. Однако образования такого рода часто гипотетичны, а те, которые имеются на самом деле (например, вышеупомянутый молассовый клин) совершенно не обязательно должны создавать серьезный упор. Гораздо более очевидна пространственная связь фестона со сдвигами. Дуги Кветтская и Вазиристанская находятся во фронтальных частях перемещавшихся на север восточных крыльев сдвигов Орнач-Нал и Кингри, а наиболее крупная дуга Сулеймановых гор (вместе с широтными складками бассейна Катавал) находится к востоку от Чаманского сдвига. Кроме того, она может составлять динамопару и для всей левосдвиговой мегазоны в целом.

Более подробный анализ кинематики дуги Сулеймановых гор проводился выше, в 4.3.4. Там доказывалось, что она возникла в результате подгибания к северу ее юго-западного фланга по левым сдвигам – в соответствии со схемой, изображенной на рис. 55, *Ж, 3*. Почасовое вращение (с амплитудой до 40°) данного фланга в районе хребта Лорелей фиксируется и палеомагнитными данными [Klootwijk et al., 1981]. Более внешняя часть ороклина (дуга Мари Бугти) сформировалась уже за счет выдвигания к югу его замка – в результате смещения восточного фланга по сдвигу Кингри. Судя по нарастающему увеличению кривизны этой внешней дуги к Индскому краевому прогибу, ее изгиб в существенной мере обязан действию гравитационного фактора.

Завершая рассмотрение сооответствующей (главной) части Киртар-Дарвазской фланговой левосдвиговой зоны, можно констатировать, что к западу от нее (и в западных крыльях отдельных сдвигов) преобладает синтетическое,

а к востоку – антитетическое вращение блоков. Это свидетельствует о наличии некоей неоднородности, благоприятствующей южному перемещению масс и, напротив, задерживающей их движение на север. В предыдущей главе мы уже рассматривали влияние одного из таких факторов – простого сдвига в вертикальной плоскости, выраженного в вергентности – на связанные со сдвигами структурные рисунки (см. рис. 59). В данном случае логично предположить, что упомянутая неоднородность связана с существенным утолщением коры на северо-востоке. Западные крылья сдвигов смещаются в сторону тонкой коры Аравийского моря – "проема" между Индостанским и Аравийским континентами, где к тому же идет субдукция, способная активизировать надвигание в данном направлении. Поэтому соответствующие крылья разгоняются в своем движении к югу. Противоположные (восточные) крылья сдвигов встречают серьезное препятствие в виде Гималайско-Тибетского вздутия коры и поэтому вынуждены разворачиваться к востоку и даже к югу (около передового прогиба). Одним из наиболее благоприятных механизмов такого рода, способных обеспечить движение даже в южных румбах, является отслаивание и изгиб в горизонтальной плоскости пластин коры. В итоге сформировалась система "фестонов" – асимметричных ороклинов надвигового типа, в тылу которых присутствуют орогенные впадины (бассейн Катаваз в неогене и др.) – вероятные следы сорванных масс; для некоторых из них установлены раздвиговые механизмы землетрясений [Chandra, 1979, 1984].

Вероятно, с некоторым затуханием сдвиговой зоны около Гималаев связано ее расширение к северу и ветвление. На юге, где она представлена тесно сближенными сдвигами Чаман и Орнач-Нал, ее ширина не превышает 150–200 км, а на севере, около Памиро-Пенджабского синтаксиса, зона расширяется до 500–600 км, образуя сдвиговый веер. Юго-восточные ветви последнего (разрыв Кунар, Северная сутура в Пенджабе) ориентированы близширотно, а северо-западные (Дарваз-Каракульский, Панджшерский и др.) – меридионально. Последние, сопровождающие западный фланг Памирской дуги, имеют уже ярко выраженный синтетический характер. На возможных причинах ее поперечного выдвигания к северу мы остановимся дальше – при характеристике зоны фронтального скучивания.

Наконец, дальнейшим северным продолжением рассматриваемой левосдвиговой зоны, уже в пределах внешней области зоны влияния индостанского индентора, естественно считать домен антитетических правых сдвигов Средней Азии, играющих роль R_1-сколов (см. рис. 38, 41, 57). Соответственно, ширина зоны левого сдвига здесь увеличивается уже до 2000–3000 тыс. км, параллельно с чем становится меньше ее амплитуда, а поперечное к ней сжатие (напомним, что в южной части, около Индостана левый сдвиг часто сопровождается надвиганием) сменяется растяжением.

Восточная (Семангку-Сагайская) фланговая зона правых сдвигов возникла на продолжении активного в начале палеогена трансформного разлома 90° в. д. После того, как в позднем эоцене Индия и Австралия спаялись в единую плиту и вышеупомянутый трансформный разлом прекратил свое существование, правосдвиговая деформация развивалась уже вдоль пассивной восточной окраины Индостанского микроконтинента, образующего выступ на плите.

Крупноамплитудный (400–460 км) [Mitchell, 1981] правый сдвиг Сагайн в Бирме (своего рода аналог Чаманского разрыва) делит рассматриваемую зону на две части. Более восточная из них (внешняя – по отношению к Индостанскому индентору), принадлежащая Евразийской плите, активно развивалась

в эоцене–олигоцене. Западная (внутренняя) часть, деформирующая комплексы Индостанского микроконтинента и его материковой окраины, развивается с миоцена. Здесь, таким образом, как и на западном фланге Индостана, отмечается последовательное накатывание сдвиговой деформации на микроконтинент-индентор.

Семангку-Сагайнская правосдвиговая зона, в особенности ее восточная часть, нами уже рассматривалась в 4.4 как пример строения зоны простого сдвига (см. рис. 57, 58). Напомним, что здесь выделяются как правые, так и левые сдвиги, которые следует интерпретировать в качестве R- и R_1-сколов, соответственно. Черты структурного рисунка свидетельствуют о почасовом вращении блоков в зоне правостороннего скалывания; особенно интенсивно (см. рис. 57) поворачиваются те их части, которые примыкают к левым сдвигам, что подтверждается и геологическими данными [Tapponnier et al., 1986], согласно которым по палеогеновым левым сдвигам (в частности, разрыву Красной реки) в плиоцен-четвертичное время происходили правосторонние подвижки. Это могло произойти либо при серьезном изменении поля напряжений, либо при сильном повороте R_1-сколов в зоне простого сдвига, способном их вывести из первоначального положения.

Вероятным аналогом данной (внешней) части правосдвиговой зоны к западу от Индостана может явиться область на востоке Центрального Афганистана, где, судя по геологическим картам, примерно в равной мере развиты субмеридиональные левые сдвиги (возможные R-сколы) и восток-северо-восточного – широтного простирания правые (R_1-сколы), крупнейший из которых – Герат-ский разрыв. Никаких признаков инверсии (смена знака на противоположный) сдвиговых разрывов здесь, однако, пока не отмечают, хотя, насколько можно судить по некоторым данным о возрасте Гератского разрыва [Сборщиков и др., 1981; Tapponnier et al., 1981], в конце неогена правые сдвиги проявляли себя уже не столь активно, как в олигоцене – раннем миоцене.

Что же касается внутренней к штампу (западной) части Семангку-Сагайнской правосдвиговой мегазоны, представленной преимущественно правыми сдвигами, то по особенностям своего структурного рисунка она напоминает Чаман-Орначальскую группу левых сдвигов западного фланга Индостана. Здесь также присутствуют асимметричные структурные дуги, южный конец которых "подпирается" сдвигом (в данном случае правым). Чрезвычайно характерна S-образно завернутая дуга Аракан-Иома – своеобразный аналог ороклина Сулеймановых гор, особенно его тыловой дуги Лорелей, только с изгибом большего радиуса кривизны.Морфологическое сходство усугубляется симметричным размещением относительно меридиональной оси Индостана и, в обоих случаях, деформацией пород континентального края последнего.

В плане Семангку-Сагайнская зона правых сдвигов имеет S-образную форму. Наиболее северные из составляющих ее разрывов (Сагайн, По Чу и др.) обладают выпуклостью к северо-востоку: их крайние северо-западные сегменты в районе Лхасы приобретают широтную и даже восток-северо-восточную ориентировку, а самые юго-восточные отрезки в Бирме простираются меридионально (основная часть разрыва Сагайн). Находящиеся южнее (в районе дуги Аракан-Иома и Андаманского моря) сдвиги ориентированы уже в север-северо-восточном направлении. На самом же юге рассматриваемой фланговой зоны, на Суматре, крупный продольный сдвиг Семангку имеет северо-западное простирание.

Подобная конфигурация сдвиговой зоны предполагает наличие синтетических подворотов крыльев на выпуклых сторонах изогнутого в плане сместителя,

а антитетических – на вогнутых сторонах последнего. В нашем случае видно, что на севере западного крыла сдвиговой зоны (в районе восточного фланга Гималайской дуги, плато Шиллонг и северного фланга дуги Аракан-Иома) ориентированные в северо-восточном направлении структуры сжатия чрезвычайно резко, под прямым углом, причленяются к линии сместителя на вогнутой его стороне. Здесь, соответственно, имеет место антитетический (в данном случае против часовой стрелки) подворот. Противоположное крыло рассматриваемой фланговой зоны – область проявления синтетического (по часовой стрелке) подворота структурных элементов, где они простираются меридионально. Таким образом, ситуация здесь, по существу, аналогична таковой для левых сдвигов западного фланга Индостана. Однако на крайнем юге рассматриваемой фланговой зоны в ее северо-восточном (вогнутом) крыле происходило антитетическое по отношению к последнему вращение. Оно проявляется в наличии на севере Суматры вынужденной виргации складок.

Можно, таким образом, констатировать, что наблюдаемая ориентировка структур сжатия около S-образно изогнутого мегасдвига в целом соответствует теоретической картине. Отчетливый антитетический подворот на севере его западного крыла, скорее всего, обусловлен резкой нехваткой пространства в районе Гималаев–Тибета, заставляющей данное крыло развернуться к западу. Соответственно общее синтетическое вращение восточного крыла, как и для западного фланга Индостана, следует объяснять наличием свободного пространства на юге, в "проеме" между Индией и Австралией. Что же касается намечающегося антитетического подворота в южной части восточного крыла (в аналогичной ситуации к западу от Индостана он не проявляется), то учитывая наличие подобного же (против часовой стрелки) поворота на Калимантане,[1] можно полагать, что он обусловлен отдельной причиной – общим противочасовым вращением данной части Зондского архипелага в связи с выдвиганием к западу Новой Гвинеи.

Заканчивая рассмотрение фланговых сдвиговых зон Индостанского микроконтинента-индентора, можно констатировать ряд черт сходства их структурного рисунка. Обе они представлены сложно построенными и достаточно широкими мегазонами простого сдвига, во внутренней (ближней к Индостану) части которых преобладают R-сколы. Знак смещения последних совпадает с таковым всей мегазоны в целом. Во внешней части и особенно на ее продолжении к северу больше развиты сопряженные R_1-сколы с обратным знаком смещения. В целом синтетический подворот структурных элементов лучше всего проявлен на внешней стороне сместителей, тогда как внутри изгиба последних отмечается антитетическое вращение крыльев, обусловленное недостатком пространства рядом с индентором.

Основное отличие вышеохарактеризованных фланговых мегазон сдвига заключается в их разных размерах и, по-видимому, амплитуде: восточная мегазона существенно длиннее и с ней связаны более крупномасштабные присдвиговые структуры. Подобное обстоятельство может быть связано либо с вращением Индостана (как жесткого блока) против часовой стрелки, либо с большей скоростью встречного перемещения находящейся к востоку от него части Евразии по сравнению с таковой на западе, либо с тем и другим одновременно. Ниже мы еще не раз остановимся на вопросе асимметрии зоны динамического влияния Индостанского индентора.

---

[1] Помимо особенностей структурного рисунка, о наличии противочасового вращения на севере Суматры и на Калимантане свидетельствуют палеомагнитные данные [Jarrard, Sasajima, 1980].

Зона фронтального скучивания. Эта зона представлена складчато-надвиговыми сооружениями Гималаев и Памира. С гораздо большей условностью сюда можно относить Тибет и Тянь-Шань. Надвиговое поле напряжений здесь также весьма сильно проявлено, однако ведущее значение, особенно на Тянь-Шане, принимает сдвиговое поле. Альпийское коллизионное сокращение коры захватило самые разнообразные области: часть Индо-Австралийской плиты (Гималаи); мел-эоценовую дугу Ладакх, коллидировавшую с Евразией в эоцене; микроконтиненты Северного и Южного Тибета, причленившиеся к последней в поздне- и раннекиммерийскую фазы; палеозоиды юга Урало-Монгольского пояса.

Вертикальное выжимание масс проявилось в разнообразных формах. Если в Гималаях оно в существенной мере сопровождалось надвигом в сторону Индийской платформы, то в Тибете, как считают многие исследователи, оно привело лишь к равномерному утолщению континентальной коры примерно в два раза [Трифонов, 1983; Carey, 1955; Mattauer, 1986; и др.]. Мощность последней уменьшается к северу, одновременно с чем надвиговые механизмы землетрясений, господствовавшие в Гималаях, севернее сочетаются уже со сдвиговыми и даже сбросовыми [Chandra, 1979; Mattauer, 1986; и др.].

Ряд структурно-геологических и геофизических признаков свидетельствует о том, что в рассматриваемой области имело место не только выжимание коры вверх, но и не менее значительное ее перераспределение в горизонтальной плоскости. Помимо срыва надвиговых покровов в сторону Предгималайского прогиба, оно осуществлялось также и за счет сдвиговой деформации. Последняя, как можно полагать, развивалась в следующих направлениях (см. рис. 64).

1. Выгибание в южном направлении Гималайской дуги. Поскольку последняя не сопровождается крупными попутными сдвигами (единственный возможный разрыв такого рода – Памиро-Каракорумский правый сдвиг находится в тылу дуги и, кроме того, ориентирован продольно к Гималаям) и, вместе с тем, ее концы резко утыкаются в сдвиговые зоны флангов Индостана, можно уверенно предполагать, что она образовалась в результате продольного изгиба в горизонтальной плоскости за счет подгибания к северу обоих флангов. Вместе с тем, наличие структур растяжения в тылу дуги (в Тибете они представлены субмеридиональными грабенами и сбросами, а южнее шва Инда-Цангпо – продольными сбросами) [Burchfiel, Royden, 1985; Tapponnier et al., 1986; Tonglin et al., 1984] свидетельствует о том, что изгибание флангов сопровождалось выдвиганием к югу вершины дуги (см. рис. 55, *Е, Ж*). Судя по вышеохарактеризованному расположению сбросов разной ориентировки, последнее усиливалось к югу – скорее всего, за счет гравитационного затягивания в Предгималайский прогиб. Далее, заметная асимметрия дуги (ее вершина смещена к юго-востоку, вследствие чего соответствующий фланг более короткий) говорит о ее некотором "запрокидывании" в горизонтальной плоскости, скорее всего обусловленном существенно большей амплитудой восточной сдвиговой зоны, "подпиравшей" Гималайский ороклин (см. рис. 55, *Ж*).

Вытекающие из особенностей структурного рисунка геокинематические выводы находят свое подтверждение в палеомагнитных данных, свидетельствующих о повороте растянутого западного крыла ороклина на 30±10° по часовой стрелке, а более короткого восточного – на 40±10° против часовой стрелки [Klootwijk et al., 1981, 1985; Achache et al., 1984]. При этом в замке дуги величина вращения уменьшается, как и должно быть в случае, если регистрируемые по палеомагнитным данным повороты действительно отражают кинематику формирования ороклина, а не какие-то иные процессы.

Изложенное позволяет пересмотреть существующие представления о генезисе двух сильно вдающихся в складчатый пояс пережимов – Пенджабского и Ассамского. Они часто рассматриваются как отражение первичных выступов (в плане) Индостанского микроконтинента (Пенджабская и Ассамская "шпоры"). Существование подобных выступов закладывается в модели структуры обрамления Индостана [Tapponnier, Molnar, 1976; Villotte et al., 1984]. Однако приведенные рассуждения свидетельствуют о вторичном характере вышеупомянутых пережимов. Оба они образовались в местах сочленения отогнутых на север крыльев Гималайской дуги со сдвиговыми зонами флангов Индостана. Резкость входящих углов дополнительно усиливается за счет наличия рядом с Гималаями надвиговых дуг меньшего масштаба – Сулеймановой и Аракан-Иома, также возникших в результате продольного изгиба в горизонтальной плоскости. Выгибание ороклинов только в сторону Индостана, способствующее возникновению входящих углов в точках их сочленения, очевидно, было обусловлено наличием гравитационного уклона от Центрально-Азиатского скучивания к Предгималайскому прогибу.

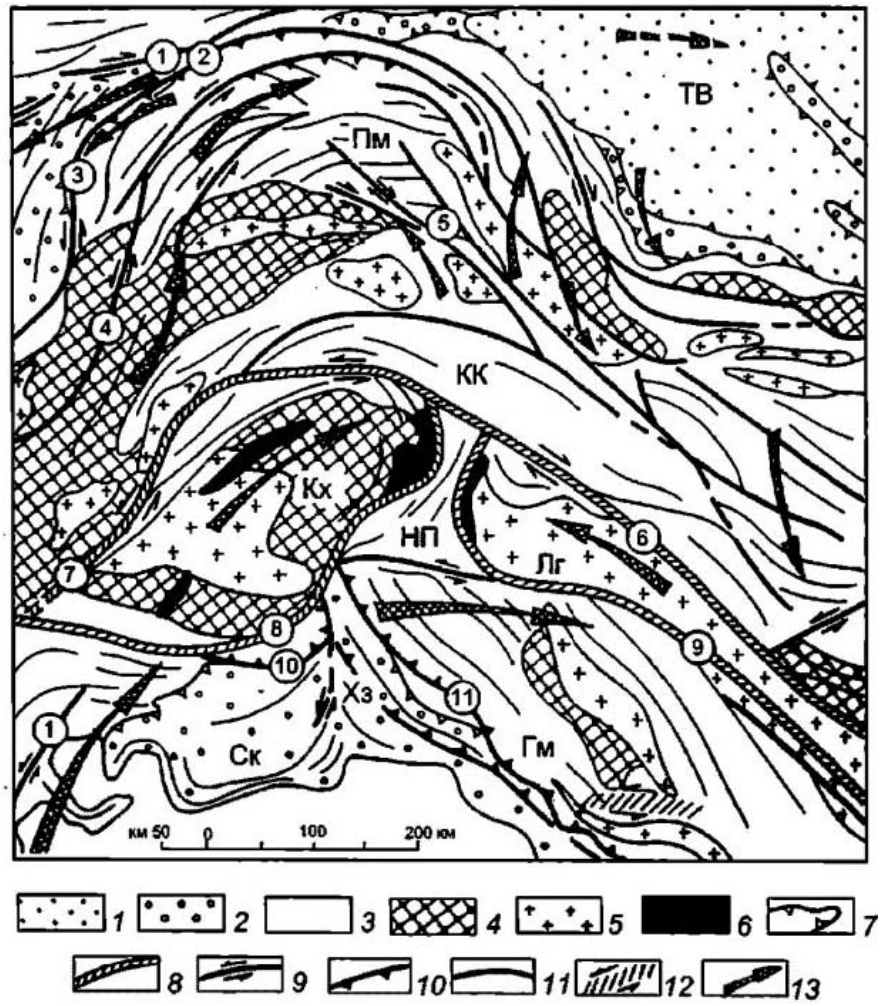


Рис.65. Неоструктурная схема Памира и Пенджаба

1–3 – альпийские комплексы: *1* – позднеорогенный, *2* – раннеорогенный, *3* – доорогенные; *4* – доальпийские комплексы; *5* – гранитоиды; *6* – альпийские офиолиты; *7* – граница орогенных впадин; *8* – крупнейшие сутуры; *9* – сдвиги; *10* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *11* – разрывы неясного кинематического типа; *12* – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; *13* – направления поворота крыльев сдвигов

Структурные рисунки Ассамского и Пенджабского синтаксисов обладают и рядом весьма существенных различий. Первый из этих синтаксисов, представляющий собой хоть и огромную, но, вместе с тем, просто построенную горизонтальную складку продольного изгиба, возник в результате гофрировки крыла только одной правосдвиговой зоны. Что же касается Пенджабского синтаксиса (рис. 65, 66), то здесь смещение по левосдвиговой мегазоне западного фланга Индостана (ее северный сегмент – разрыв Кунар) дополняется правосторонним смещением вдоль южной ветви Памиро-Каракорумского разрыва, или Главного Каракорумского надвига [Coward et al., 1986]. Схождение под углом двух сдвигов разного знака определяет сильный недостаток пространства в вершине угла и, соответственно, наличие сложных деформаций, к анализу которых мы еще вернемся при геокинематическом анализе Памиро-Пенджабского клина.

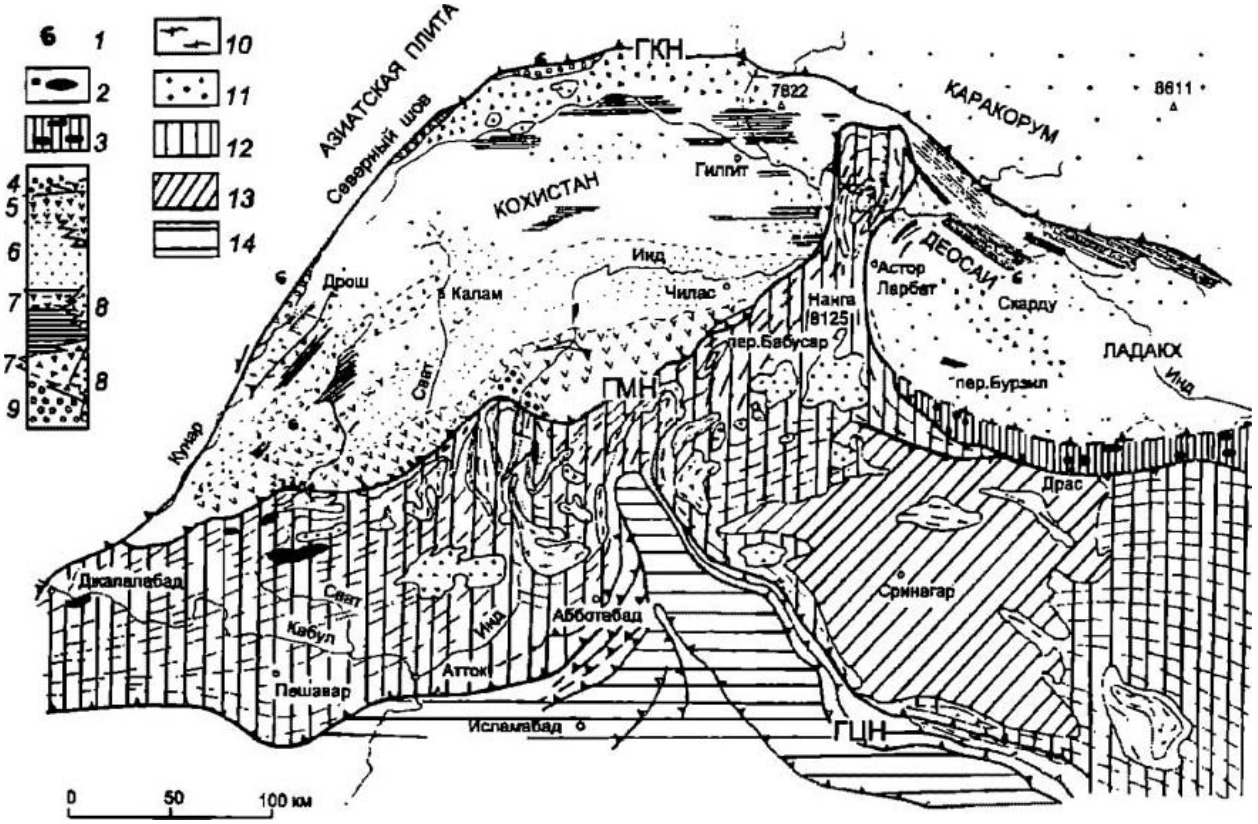


Рис.66. Тектоническая схема Пенджаба [Вальдия, 1984]

1 – меловые осадочные отложения; *2* – гипербазитовые клиппены; *3* – зеленые и голубые сланцы; *4* – гипербазитовый комплекс Джигал; *5* – амфиболиты; *6* – пироксеновые гранулиты; *7* – вулканиты Ультрор (Орас); *8* – гранодиорит-диоритовый комплекс; *9* – осадочные отложения; *10* – палеозойские гнейсы; *11* – недеформированные граниты; *12* – докембрий–палеозой; *13* – верхний палеозой – триас (включая вулканиты Панджал); *14* – кайнозойские отложения форланда

ГКН – Главный Каракорумский надвиг, ГМН – Главный Мантийный надвиг, ГЦН – Главный Центральный надвиг

В целом приходится констатировать, что наблюдаемая ныне "двурогая" конфигурация Индостана ничего не говорит о его первичной форме. Она могла быть какой угодно, в том числе сильно выпуклой на север как раз в том месте, где на юг выгибается Гималайская дуга. Однако, всячески подчеркивая вторичность Пенджабского и Ассамского синтаксисов, их деформационное происхождение, нельзя не учитывать и возможности того, что перед коллизией микроконтинент-индентор где-то действительно был осложнен частными выступами.

Наличие контрфорса легко допустить под Гималаями, о чем только что говорилось выше. Однако еще более вероятное его местонахождение – это район Ладакха и Каракорума, с которого, как предполагают многие исследователи, началась индо-евразийская коллизия [Хаин, 1984; Chandra, 1979; Collision tectonics, 1986; Molnar,1986]. Кроме того, нельзя упускать из виду и того обстоятельства, что оба рассматриваемых нами синтаксиса Альпийско-Гималайского пояса после своего образования сами могли превратиться в инденторы и предопределить местонахождение Памирского и Наньшанского блоков, выдвинутых к северу.

2. Вращение против часовой стрелки Тибета и Гималаев. Относительно геокинематической природы треугольного Тибетского блока чаще всего высказываются две точки зрения: а) угловое надвиговое перекрытие Индийской и Евразийской плит с центром вращения в районе Пенджаба [Carey, 1955, 1982] и б) выжимание Тибета (как жесткого блока) на восток по сдвигам разного знака, сходящимся в районе Каракорума [Tapponnier et al., 1986]. Обе они не свободны от недостатков. Первая не учитывает наличия в Тибете крупных сдвигов. Что же касается второй, то здесь существуют определенные трудности в отношении южной (правосдвиговой) границы Тибетского блока (северная, левосдвиговая, достаточно отчетливо трассируется по Алтынтагскому разрыву). Признаки сдвига, который П. Таппонье приурочивает к шовной зоне Инда-Цангпо продольного простирания, дискуссионны, а особенно гипотетичной представляется колоссальная амплитуда смещения порядка 1000 км. Кроме того, северные ветви Семангку-Сагайнской правосдвиговой зоны, судя по особенностям структурного рисунка, продолжаются далеко на север вплоть до р. Янцзы. Они, таким образом, должны экранировать восточное перемещение Тибетского блока. Если, тем не менее, принять предполагаемый П. Таппонье сдвиг вдоль сутуры Инда-Цангпо, то тогда южная граница Тибетского блока оказывается дугообразной, с выпуклостью к югу. Это значит, что либо Тибет целиком поворачивается против часовой стрелки и при этом вызывает сжатие в районе Алтынтага (на самом деле там только левый сдвиг), либо, если он выжимается поступательно на восток, на восточной стороне должно существовать компенсационное широтное сжатие. Однако ничего подобного там нет; структуры сжатия на востоке Тибета имеют восток-северо-восточное, а не меридиональное простирание.

Анализ структурного рисунка позволяет, используя рациональные элементы охарактеризованных концепций, предложить новое решение вопроса.

Треугольная форма Тибетского блока и особенности геометрии присутствующих здесь сдвигов (их веерообразное расхождение, искривленная – синусоидальная или S-образная – конфигурация, и, местами, продольная ориентировка) позволяют увидеть здесь асимметричный сдвиговый дуплекс транспрессионного типа (см. рис. 45, *Г*, внизу). Напомним, что структуры такого рода образуются между кулисными сдвигами одного знака, один из которых имеет существенно большую амплитуду. Рассматриваемый нами район действительно находится в области сочленения двух правосдвиговых зон, одна из которых (Семангку-Сагайнская) имеет более крупный ранг по сравнению с другой (Памиро-Каракорумской). Наибольшую амплитуду оперяющие сдвиги дуплекса должны иметь около магистральных сдвигов, тогда как в месте расхождения сдвиговых ветвей она будет уменьшаться: в таких участках сдвиги могут постепенно затухать и замещаться по простиранию разрывами сжатия. Очевидно именно такой отрезок сдвигового дуплекса и представляет шов Инда-Цангпо (в новейшей структуре), соединяющий два находящихся на простирании друг друга сдвига – Памиро-Каракорумский и По Чу.

Признание сдвигово-дуплексной природы Тибета позволяет присоединиться к точке зрения относительно его поворота против часовой стрелки. Однако полюс вращения приходится помещать уже существенно восточнее – внутри самого блока, ближе к его западному углу. Кроме того, вращение здесь сопряжено с расчленением коры на узкие, сильно изгибающиеся в процессе деформации блоки и никоим образом не может быть квалифицировано как поворот монолитного жесткого блока. С существенно сдвиговой деформацией в пределах асимметричного дуплекса может ассоциировать отмечаемое рядом исследователей угловое перекрытие коры в Тибете. Предполагаемая геокинематическая трактовка легко уживается и с представлением о выжимании коры к востоку, однако последнее может происходить только на северо-востоке Тибета и опять-таки в форме пластического течения.

Возникает естественный вопрос, насколько необходимо наличие в рассматриваемой структурной ассоциации Памиро-Каракорумского сдвига. Ведь противочасовое вращение западного крыла Семангку-Сайганской правосдвиговой зоны вполне могло реализоваться в форме транспрессионного сдвигового веера, каковой и присутствует на востоке дуплекса. Однозначно ответить на этот вопрос трудно, однако выскажем некоторые догадки.

Во-первых, замещение основного нарушения относительно малоамплитудными кулисными разрывами на его концах неоднократно описано в структурной геологии и экспериментальной тектонофизике [Белоусов, 1971, 1985; Гзовский, 1975; Chinnery, 1966; и др.].

Во-вторых, асимметричное выгибание Гималайской дуги создавало разрежение в ее тылу и тем самым способствовало "проседанию" к югу западного конца Тибетского блока. Вращение последнего должно было замыкаться выпуклым к юго-западу правым сдвигом, функцию которого как раз выполняет северная, главная, ветвь Памиро-Каракорумской зоны.

В-третьих, поворот Тибета должен был частично компенсироваться раскрытием на северо-западе от него расширяющегося к западу клинораздвига, коим, очевидно, являлась Таджикско-Таримская система впадин; она существовала в таком виде вплоть до плиоцена и лишь в антропогене была перекрыта Памиром и разделена на две части – Таджикскую и Таримскую [Леглер и Прижиялговская, 1979; Макаров, 1989; Tapponnier et al., 1981]. Наращивание здесь зоны растяжения (напомним, что Таджикская впадина подстилается утоненной корой) должно было катализировать выдвигание на север Памиро-Пенджабского клина, а соответственно, способствовать формированию сдвигов с обоих его сторон.

Наконец, Памиро-Каракорумский разрыв мог возникнуть и в качестве сопряженного парного элемента к левосдвиговой зоне западного фланга Индостана – для сбрасывания скапливающегося здесь избытка масс. Рассмотренные механизмы не противоречат друг другу и вполне совместимы.

3. Выдвижение на север Памиро-Пенджабского клина, как видно из изложенного, представляет собой процесс подчиненного порядка по отношению к двум вышеохарактеризованным – изгибанию на юг Гималайской дуги и противочасовому повороту Гималаев и Тибета. Говорить о единстве рассматриваемого блока можно лишь в самом первом приближении. Как справедливо отметил В. С. Буртман [1982], кривизна дуг, составляющих синтаксис, последовательно увеличивается к северу. В совокупности с палеомагнитными данными о вторичном изгибе дуг [Баженов, Буртман, 1990; Klootwijk et al., 1981, 1985], это говорит о наличии локального растяжения в тылу Памира.

Большой интерес в данном смысле представляет обнаружение А. В. Лукьяновым [1984, 1991] покровов, сформировавшихся в сбросовом поле

напряжений – при вертикальном раздавливании пород на сводах поднятий. Наиболее южная – Кохистан-Ладакхская – дуга Памиро-Пенджабского участка, судя по особенностям структурного рисунка и вергентности, имеет типично поддвиговую природу. В ее тылу существовала обстановка структурной тесноты, способствующая образованию разноориентированных, накладывающихся друг на друга структур сжатия и небольших надвиговых дуг продольного изгиба с преобладающей южной вергентностью. Во фронте, где увеличивается продольное растяжение, эта сложная гофрировка огибается гораздо более плавной, выпуклой на север дугой Кохистана-Ладакха с признаками некоторого надвигания уже к северу и проявления деформации продольного горизонтального расплющивания вдоль дуги [Coward et al., 1986]. Находящиеся в тыловой части острые синтаксисы Нанга Парбат и Хазар (см. рис. 65, 66), природа которых вызывает оживленную полемику [Coward et al., 1986], по нашему мнению, представляют собой типично присдвиговые структуры сжатия вроде рассматривавшихся нами в гл. 3, только деформированные на более высоком уровне. Оба они торцово сочленяются с разрывами и, кроме того, по данным М. Ковардa и его коллег, представляют собой антиформы, образовавшиеся в обстановке горизонтального сжатия.

Относительно сдвиговой природы разрывов, огибающих ороклин Кохистана-Ладакха, существуют независимые данные [Coward et al., 1986]; для Главного Мантийного надвига, к которому приурочен синтаксис Хазар, сдвиговую компоненту следует предполагать по структурному рисунку. Помимо торцового сочленения со сдвигами в пользу нашей точки зрения может свидетельствовать рисунок субвертикальной метаморфической линейности, которая оконтуривает поперечные к сдвигам горизонтальные складки с круто ныряющими шарнирами (см. рис. 65, 66).

Все более и более вытягивающиеся к северу дуги Северного Памира с ярко выраженной северной вергентностью (особенно фронтальные дуги) и с вышеуказанными признаками растяжения в тылу образуют несомненно надвиговый ороклин.

Относительно генезиса деформаций Памиро-Пенджабского клина высказывались самые разнообразные точки зрения, анализ которых был произведен В. С. Буртманом [1982]. Попытаемся предложить еще одну концепцию, основанную на анализе данных структурного рисунка (рис. 67). По нашему мнению, особенности геокинематики участка были в значительной мере предопределены выпуклостью к юго-западу линии Памиро-Каракорумского сдвига, замыкавшего поворот Тибетско-Гималайского блока. Из-за подобной формы разрыва создавалась ситуация воронки. В "кратер", или "горловину", последней (Пенджаб) сбоку нагнетался выталкиваемый при поддвиге материал, и здесь существовало всестороннее сжатие. В трубке "воронки" (Памир) пододвигаемый к северу материал, согласно известному закону аэродинамики, мог в определенной мере разгоняться, за счет чего произошло некоторое отделение Памира от Кохистан-Ладакхской дуги и его надвигание к северу. Несомненно, последнее усиливалось и из-за гравитационного оплывания в Таджикско-Таримскую впадину.

На поступательное в целом перемещение Памиро-Пенджабского клина к северу накладывались вращательные деформации отдельных его частей.

На юге, очевидно, происходило некоторое вращение по часовой стрелке батолита Кохистан. Об этом можно судить по изогнутой (с выпуклостью к северу) конфигурации левого сдвига Кунар, на широтном отрезке которого наблюдается последовательный разворот образующих "конский хвост" структурных линий. С почасовым вращением корреспондирует обнаруженный М. Ковардом

синтетический правый сдвиг северо-восточного простирания, смещающий синтаксисы Нанга-Парбат и Хазар относительно друг друга. Учитывая, что сдвиг Кунар находится на окончании грандиозной левосдвиговой зоны западного фланга Индостана, несопоставимой по своему значению с Памиро-Каракорумским сдвигом, подобное "запрокидывание" к востоку Кохистанской дуги легко понять.

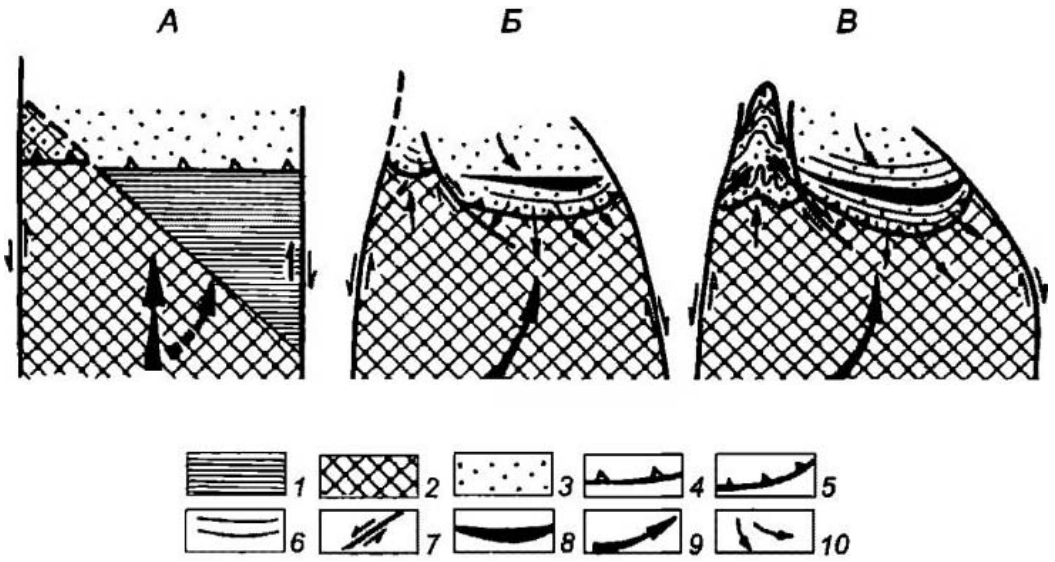


Рис.67. Предполагаемая модель соподчиненности разнопорядковых перемещений в Памиро-Тибетском регионе

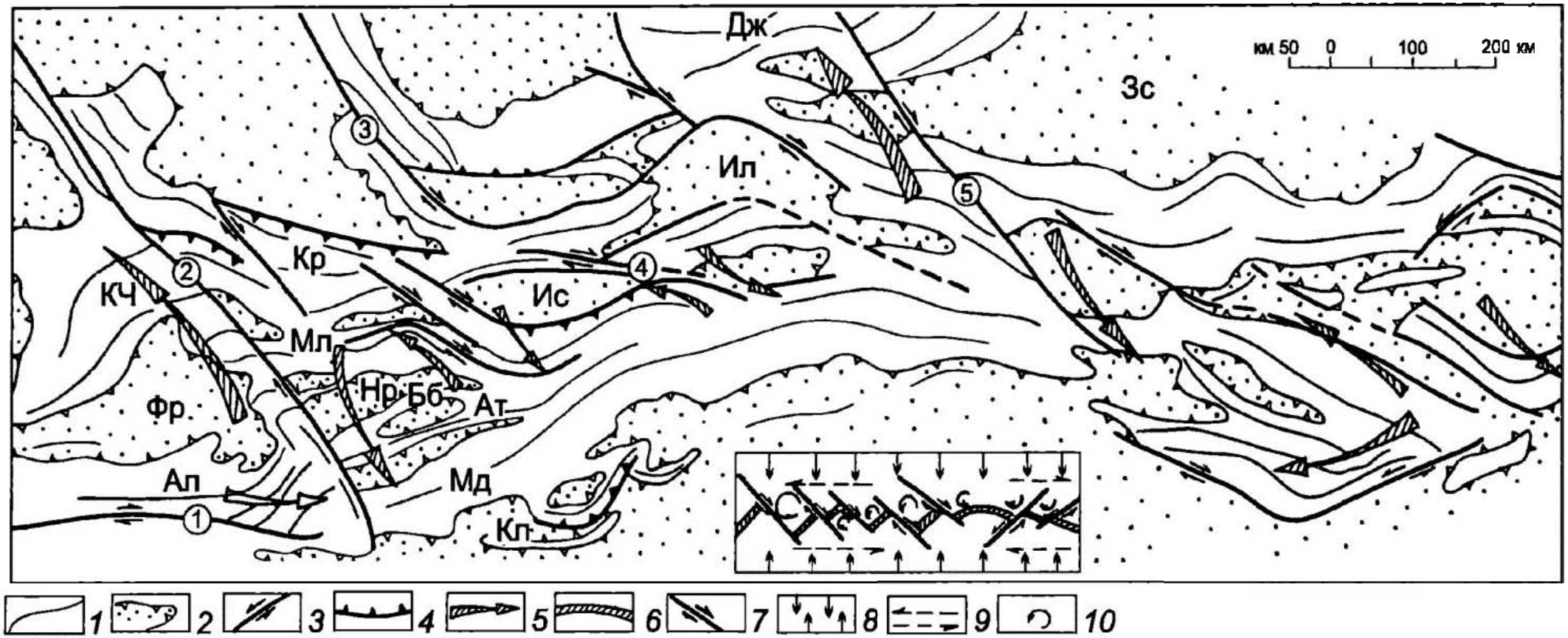
А – в самом начале столкновения; *Б–В* – на зрелой стадии столкновения: *Б* – выгибание к югу (по отношению к Евразии) Гималайской дуги и ее противочасовой поворот вместе с Тибетом по Семангку-Сагайнской и Памиро-Каракорумской правосдвиговым зонам, *В* – нагнетание масс в Пенджабский синтаксис и выдвигание на север Памира – ситуация "воронки в горизонтальной плоскости"

1,2 – кора Индийской плиты: *1* – океаническая, *2* – континентальная; *3* – континентальная кора Евразийской плиты; *4* – зоны субдукции (вершины треугольников – по падению зоны); *5* – коллизионные надвиги и сутуры (вершины треугольников – по падению сместителей); *6* – складки и другие структуры сжатия; *7* – сдвиги; *8* – локальные зоны растяжения (ослабленного сжатия); *9* – направления дрейфа Индийской плиты; *10* – направления реактивного выжимания деформируемого материала

Признаки почасового вращения отмечаются и для восточного крыла левого сдвига Панджшер на Памире. Однако дуги Северного Памира, как это отмечал В. С. Буртман, заметно скошены к западу, так что здесь можно предполагать поворот уже против часовой стрелки. Последний подтверждается и палемагнитными результатами [Баженов, Буртман, 1990]. Не исключено, что поворот в противоположном направлении севера Памира обусловлен реактивным оттоком выжимаемых масс в сторону меньшего сжатия. Ниже мы еще встретимся с явлением такого рода.

5.2.2. Внешняя область индентации

Структура внешней области, или области латерального выжимания и аккумуляции выжатых масс, определяется продольным удлинением, ориентированным параллельно периметру Индостанского микроконтинента. В зависимости от направления тектонического транспорта внутри области может быть выделена осевая зона, где удлинение идет к обоим флангам сферы динамического влияния индентора, и две краевые зоны, в которых оно направлено только в одну сторону – к ближайшему флангу.


км 50 0 100 200 км
Дж
Зс
Ил
Ис
Кр
КЧ
Мл
Нр
Бб
Ат
Фр
Ал
Мд
Кл
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Осевая зона. Осевая зона охватывает территорию, находящуюся напротив места наибольшего внедрения Индостана, от Тибета на юге и до оз. Байкал на севере. Для правильного понимания особенностей ее внутренней геокинематики чрезвычайно важно наметить линию раздела расходящихся в стороны антитетических сдвигов разного знака, или, как мы ее называли выше, "ось растекания".

П. Молнар и П. Таппонье считают, что суммарное внедрение Индостана в Евразию наиболее велико в районе Памира. Соответственно Гератский правый и Алтынтагский левый сдвиги считаются симметричными [Tapponnier, Molnar, 1976]. Однако, если в качестве общей оси растекания принимать меридиональный поперечник Памир-Пенджаб, становится непонятным, куда при этом должны быть помещены крупные правые сдвиги Средней Азии, находящиеся к востоку от Памира. Кроме того, казалось бы более логичным искать ось растекания не на участках раздува орогенного пояса, к коим относится Памир, а в местах его сужения, которые могут быть сопоставлены с деформационными шейками и структурами будинажа. Наиболее подходящим местом такого рода представляется "шейка" в области сужения Тибета между Памиро-Каракорумским и Алтынтагским разноименными сдвигами (см. рис. 38, 64). Соответственно, Памир оказывается к западу от места наибольшего внедрения, и, значит, сюда должен был быть направлен транспорт выжимаемых масс. Вероятно, с этим связана отмеченная В. С. Буртманом продольная асимметрия Северо-Памирской дуги, ее "заваливание" к западу.

Данная ось растекания может быть уверенно протрассирована к северу на вершину Тянь-Шаньской дуги, и, более предположительно,– на впадину Верхнего Иртыша между Казахским мелкосопочником и Алтае-Саянской горной областью. Здесь, однако, широкое распространение имеют правые сдвиги, а симметричные им левые проявляются только в Восточной Монголии (см. рис. 38). Таким образом, намечается перескок главной оси растекания к востоку с северным продолжением на Байкальский рифт. Сегменты оси растекания расположены кулисно и, если принять, что ось симметрии между разноименными сдвигами отражает направление глубинных раздвиговых структур, то кулисный ряд может обозначать крупномасштабный левый сдвиг. Этот факт, наряду с констатированной П. Молнаром и П. Таппонье большей длиной левых сдвигов Центральной Азии по сравнению с правыми, характеризует уже отмечавшуюся выше продольную асимметрию западного и восточного флангов внедряющегося индентора.

←

Рис.68. Неоструктурная схема Тянь-Шаня. На врезке – предполагаемая кинематическая модель

1 – простирания новейших мегантиклинналей; *2* – новейшие впадины; *3* – сдвиги; *4* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *5* – направления поворота крыльев сдвигов. К врезке: *6* – доздвиговый маркер первично продольного простирания; *7* – сдвиги; *8* – направление регионального горизонтального сжатия; *9* – направления более крупных простых сдвигов; *10* – направления поворота блоков, ограниченных сдвигами

Сдвиги (цифры в кружках): 1 – Гиссарско-Илякский, 2 – Таласо-Ферганский, 3 – Джаланро-Наймаиский, 4 – Кунгейский, 5 – Джунгарский

Новейшие мегантиклинальные хребты: Ал – Алайский, Ат – Атбаши, Бб – Банбичетау, Дж – Джунгарский, Кл – Кельпинчельтаг, Кр – Киргизский, КЧ – Курамино-Чаткальский, Мд – Мейдантаг, Мл – Молдотау

Новейшие впадины: Зс – Зайсанская, Ис – Иссыкульская, Ил – Илийская, Нр – Нарынская, Фр – Ферганская

Многие особенности строения рассматриваемой осевой зоны мы уже анализировали в 4.2 (см. рис. 36, 38, 41) и, в частности, отмечали, что продольное удлинение здесь идет в существенной мере за счет противоположных поворотов сопряженных сдвигов разного знака. В результате сформировались изогнутые в горизонтальной плоскости линзовидные блоки вроде Таримско-Тянь-Шаньского, Южно-Монгольского (см. рис. 69) и др. Здесь можно добавить, что в районе Тянь-Шаня и Джунгарии, прилегающем к полосе крупномасштабного левого сдвига к западу от Индостана, удлинение осуществляется также и посредством однонаправленного вращения блоков против часовой стрелки (рис. 68). Об этом можно судить по наличию ярко выраженных антитетических подворотов крыльев правых сдвигов северо-западного простирания. Частая их сеть обнаруживается по космическим снимкам и геологическим картам.[1]

Судя по данным дешифрирования, частота расположения, амплитуда и степень поворота сдвигов максимальны на самом востоке Тянь-Шаня. Возрастание в данном направлении продольного удлинения естественно связывать с давлением находящегося поблизости Нань-Шанского выступа. Восточное крыло Тянь-Шаньской дуги более растянуто по сравнению с западным, вершина смещена к западу, и, следовательно, надо ожидать некоторого ее общего "запрокидывания" в том же направлении. Следующий участок сгущения сдвигов, к которому приурочен Таласо-Ферганский разрыв, отмечается на траверзе Памира, но он принадлежит уже западной краевой зоне, строение которой будет рассматриваться позже.

Для районов Южного Алтая и Монголии, где левые и правые сдвиги приобретают субширотную ориентировку и становятся почти параллельными друг другу, можно предполагать наличие деформации продольного горизонтального расплющивания.

В пределах рассматриваемой осевой зоны нигде нет крупных структур, компенсирующих продольное удлинение. Это вполне естественно, так как она находится в месте наибольшего внедрения Индостанского индентора. Признаки латерального выжимания (главным образом полублокового типа – см. рис. 48, *Б*) появляются лишь у самых краев осевой зоны. Весьма вероятно, что значительная часть удлинения компенсировалась не выжиманием материала вбок, а изгибом облегавшей штамп грандиозной горизонтальной складки поперечного изгиба.

Так или иначе, несомненно, что вплоть до Тянь-Шаня основное перемещение масс шло с юга на север, по ходу движения Индостана. Это фиксируется как общей конфигурацией структурных линий, выгнутых к северу, так и большей величиной сжатия крыльев сдвигов, перемешавшихся в северных румбах (Чаткало-Кураминская мегантиклиналь и Нань-Шанское поднятие).

В Южной Монголии мы видим обратную картину: особенно сильное сжатие испытывают здесь смещающиеся к югу крылья сдвигов (рис. 69). Линеаризованные в новейшем поле напряжений структуры сжатия образуют выпуклую на север дугу. Следовательно, в данной части зоны динамического влияния Индостанского индентора имеются признаки смены направления тектонического транспорта на прямо противоположное. В тылу этой несколько отрывающейся от Евразии впадины находится Байкальская система грабенов.

В районе оз. Байкал в строении осевой зоны сдвиги уже существенно уступают место сбросо-раздвиговым деформациям, которые в данном пересечении замыкают область динамического воздействия Индостана. Однако и здесь роль

---

[1] Для советской части Тянь-Шаня сдвиги ранее картировали В.С.Буртман, В.И.Макаров, Н.А.Яблонская и др. Наши данные здесь в целом совпадают с результатами этих исследователей.

сдвиговых деформаций сказывается как в кулисном расположении грабенов, так и в наличии самих сдвигов, преимущественно левых [Карта активных разломов..., 1986]. Сам Байкал находится между двумя такими кулисными левосдвиговыми зонами субширотного простирания, что дало основание С. И. Шерману и К. Г. Леви [1978] сопоставить их с зачаточными трансформными разломами, ответственными за раскрытие рифта. Данное предположение представляется вполне вероятным и с точки зрения анализа структурного рисунка. Единственное, что пока в него не укладывается, это то, что сдвиги не продолжаются дальше через рифт (как это свойственно обычным трансформным разломам). Поэтому, может быть, более правильно считать Байкальский рифт, который возник в месте кулисного сочленения двух левосдвиговых зон, транстензионным сдвиговым дуплексом (см. рис. 45, *В*, вверху). О том, что в зоне сдвига действительно имеет место вращение (по часовой стрелке), свидетельствуют S-образная форма рифта, а также намечающееся соединение главных кулисных левых сдвигов более мелкими разрывами того же знака, ориентированными вдоль рифта [Балла и др., 1990].

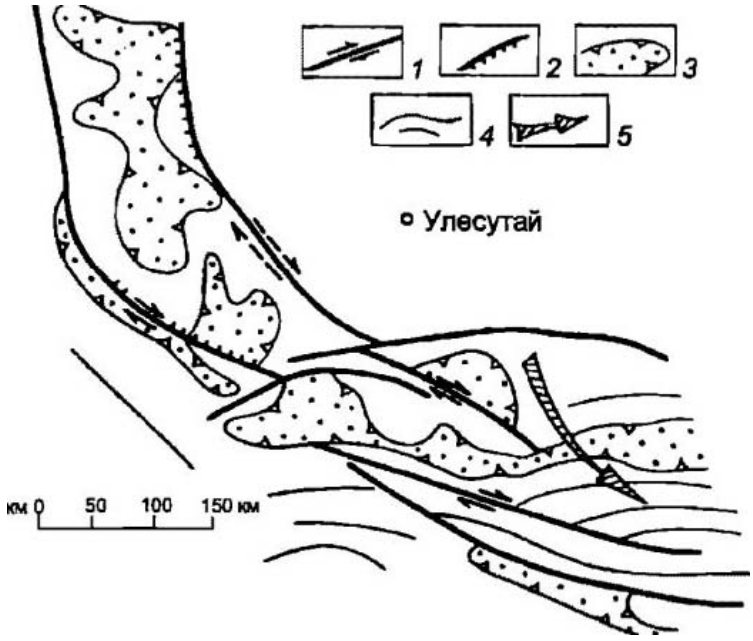


Рис.69. Неоструктурная схема южной части котловины Больших озер в Монголии

1 – сдвиги; *2* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); *3* – новейшие впадины; *4* – простирания мегаскладок; *5* – направление поворота восточного крыла сдвига

В целом, ограниченная расходящимися системами симметричных сдвигов разного знака осевая зона напоминает грабен на своде складки поперечного изгиба, только опрокинутый в горизонтальную плоскость. В южном ("нижнем", т. е. в данном случае, ближнем к индентору) этаже этого горизонтального грабена более активно перемещаются на север (т. е. "вверх") "плечи" последнего – Памирский и Нань-Шанский выступы. Что же касается находящегося к югу от Таримской впадины "днища" горизонтального грабена, то скорее всего здесь происходит пластический отток материала к Памиру и Нань-Шаню. То же, но, очевидно, в меньшем масштабе, должно происходить и в вершинах одноименных выступов. В северном ("верхнем" – дальнем от индентора) этаже горизонтального грабена в районе Монголии и Прибайкалья отмечается "проседание" коры к индентору, т. е. в южном направлении. Данный противопоток логично

объяснять дефицитом масс над "днищем" из-за их латерального выжимания в стороны. По существу, здесь нет никаких особых отличий от деформационных процессов, происходящих в обычных вертикальных грабенах. Единственно только – в выравнивании градиента масс и компенсационном перемещении материала к югу в "верхнем" этаже горизонтального грабена в данном случае, по-видимому, больше участвуют тектонические силы (общее субмеридиональное сжатие), нежели гравитационные.

В строении осевой зоны проявляются черты асимметрии. Помимо уже упоминавшегося перескока оси растекания (северная часть горизонтального грабена смещена к востоку по отношению к южной) она сказывается в несколько большем сжатии и орогенном воздымании западного плеча горизонтального грабена (Памир в настоящее время выше Нань-Шаня). Вместе с тем, восточное плечо имеет гораздо большие размеры в плане и, кроме того, обеспечивает весьма сложные деформации на юге Монголии и востоке Тянь-Шаня, сопровождающиеся сильным разворотом сдвигов и продольным горизонтальным расплющиванием. Тянь-Шаньская дуга в ходе этих деформаций "запрокидывалась" к западу.

Все отмеченные факты свидетельствуют о сильном оттоке масс с Нань-Шанского выступа в западном направлении. Встречное (к востоку) выжимание материала Памирским выступом практически отсутствует (имеющиеся на западе Таримской впадины структуры сжатия несопоставимы с таковыми в Таджикской депрессии). Следовательно, Нань-Шанское плечо горизонтального грабена в целом выдвинулось на север больше Памирского. Возможно, это является результатом обосновываемого нами выше противочасового поворота Памиро-Гималайского блока.

Краевые зоны внедрения. Определяющим элементом их структуры являются антитетические правые сдвиги.

Западная краевая зона характеризуется преобладанием правых сдвигов. На северо-востоке зоны, в интервале от Таласо-Ферганского разрыва до Алтайской зоны смятия, они сохраняют устойчивое северо-западное простирание. Однако напротив Памирского выступа ориентировка резко меняется: сдвиги образуют транспрессионный веер, в южной части которого эти разрывы имеют широтное (Гератский сдвиг) или даже восток-северо-восточное простирание (сдвиг Панджао в Центральном Афганистане), а на севере (Таласо-Ферганский сдвиг) – северо-западное. Возникновение здесь такого – сильно раскрытого – веера, свидетельствующего о противочасовом вращении масс, скорее всего связано с приближением к зоне простого левого сдвига на западном фланге Индостана. Между расходящимися правыми сдвигами находятся треугольные, раскрывающиеся к западу впадины – возможные сфенохазмы (клинораздвиги): Амударьинская, Сырдарьинская и Илийская.

Форма сдвигов в плане изменяется от выпуклой к северу (разрыв Панджао) или почти прямолинейной (Гератский сдвиг) – на юге до вытянутой в противоположном направлении (Джунгарский сдвиг, сдвиги Саян и Алтая). В промежутке (Таласо-Ферганский разрыв) линии сместителей прямолинейны либо испытывают плавный двойной изгиб. Как было показано (см. 4.2, рис. 41), подобное изменение конфигурации связано с переходом с юга на север от обстановки транспрессии через область проявления собственно сдвиговой деформации к обстановке транстензии. В центральной части рассматриваемой краевой зоны, где сдвиговое поле напряжений проявляется в наиболее чистом виде (Тянь-Шань, Джунгария), отмечается и наибольшее увеличение протяженности сдвигов и частоты нарезки ими деформируемого материала. Кое-где (Центральный,

Восточный Тянь-Шань) последняя такова, что позволяет предполагать вращение блоков вроде стопки книг (см. рис. 32, 68).

Возраст сдвигов постепенно омолаживается к северу – от олигоцен-миоценового для Гератского разрыва [Tapponnier et al., 1981] до плиоцен-четвертичного [Баженов и др., 1988; Войтович, 1969; Макаров, 1989]. Это обстоятельство, несомненно связанное с последовательным внедрением Индостана [Леглер, Пржиялговская, 1979; Сборщиков и др., 1981; Tapponnier et al., 1981], косвенно свидетельствует о том, что наблюдаемые изменения плановой конфигурации сдвигов отчасти обусловлены их деформационным искривлением. Так возникает, например, впечатление, что при движении от Таласо-Ферганского разрыва к югу линии сместителей крупных правых сдвигов (Гиссарско-Илякского и Гератского) все в большей мере как бы подгибаются Памиром к востоку и даже, может быть, к северу. Отсюда возникает соблазнительный вариант – связать предполагаемое увеличение изгибов линий разрывов с удревнением их возраста в южном направлении и, таким образом, как бы проследить последовательные стадии протыкания Памиром все более северных участков. Эта интересная идея, впервые высказанная, кажется, П. Таппонье [Tapponnier et al., 1981], могла бы считаться доказанной, если бы были обнаружены места наложения на развернувшиеся правые сдвиги надвигов или левых сдвигов - так, как это убедительно показано тем же исследователем для Юго-Восточной Азии [Tapponnier et al., 1986]. Однако упоминания фактов подобного рода нам для данного района не известны.

В пользу возможности деформационного искривления линий сдвигов в соответствии с механизмом, представленным на рис. 40, 41, свидетельствует видимое увеличение их амплитуды в местах излома сместителей. Наиболее сильные деформации крыльев Таласо-Ферганского разрыва (выраженные, например, в образовании Чаткало-Кураминской присдвиговой мегантиклинали) наблюдаются в районе его центральной части, где простирание разрыва отклоняется к более широтному направлению. При переходе от Кызылкумской полосы сгущения правых сдвигов северо-западного простирания к находящемуся на ее простирании субширотному Гиссаро-Илякскому сдвигу происходит последовательное увеличение амплитуды компенсирующих горизонтальное смещение поперечных структур сжатия: от пологих валов и гемискладок типа Букантауского, Газлинского и Каганского поднятий к сложной структуре Таджикской депрессии и Юго-Западного Гиссара.

В крыльях правых сдвигов наблюдаются антитетические подвороты тектонических элементов либо заменяющие их поперечные приразрывные структуры сжатия. Поскольку по удалении от сдвигов амплитуды тех и других уменьшаются, можно предполагать вращение блоков против часовой стрелки. В пользу этого говорит и сильно уменьшенный угол между сдвигами и структурами сжатия, что особенно заметно для территории Центрального и Восточного Тянь-Шаня и Джунгарии (выше мы уже отмечали это – см. рис. 68). Вращение порядка 20–30° зафиксировано палеомагнитным методом для Ферганы [Баженов и др., 1993].

Таким образом, домен правых сдвигов на западном краю зоны динамического влияния Индийской плиты сформировался при укорочении, направленном поперек ему и при продольном (северо-восточном) удлинении, произошедшем за счет левостороннего простого сдвига. Обеспечиваемый последним общий поворот против часовой стрелки мог быть обусловлен как отгибанием к северо-востоку деформируемой коры Евразии на краю проталкивающегося Индостана, так и встречным потоком выжимаемых к юго-западу масс на периферии зоны его динамического влияния.

В методической главе (см. рис. 48) на примере как раз присдвиговых структур рассматриваемой территории мы пытались наметить разные формы латерального выжимания и их взаимосвязь с изгибом в плане складчатого пояса. В пределах рассматриваемой краевой зоны с северо-востока на юго-запад отмечается последовательное наращивание масштабов латерального выжимания масс.

В северной половине зоны выжимание проявляется только в полублоковой (крыльевой) форме: оно сосредоточено в юго-западных, смещающихся от индентора крыльях правых сдвигов и выражено в их более интенсивной переработке. Структуры, развивающиеся в этих крыльях (крупные, погружающиеся от сдвигов гемиантиклинории и сопряженные с ними треугольные впадины, раскрывающиеся к сдвигам), свидетельствуют о том, что выжимание сопряжено с поворотом против часовой стрелки. Полублоковый тип латерального выжимания, достигающий наиболее характерного выражения и крупного масштаба в юго-западном крыле Таласо-Ферганского разрыва, южнее (по мере появления левых сдвигов) сменяется блоковым. В Таджикской депрессии выжимаемый блок ограничен уже двумя разноименными сдвигами: Гиссаро-Илякским правым и Дарваз-Каракульским левым, соединенными поперечными складками меридиональной ориентировки. Правда, первый из этих двух разрывов имеет, видимо, несколько большую амплитуду, так как обусловливает пережим складчатых структур и их расхождение к югу в виде вынужденной виргации. По существу, то же происходило и в Центральном Афганистане, только с той разницей, что здесь выжимаемый блок обладает гораздо большими размерами и сильнее деформирован. В Южном Афганистане и Пакистане по мере появления левых сдвигов выжимание становится полностью блоковым и, судя по величине связанных с ними структур (дуга Макрана), приобретает особенно крупные масштабы.

Появление левых сдвигов облегчало процесс выжимания не только добавлением второй рельсы для выскальзывающих блоков, но и тем, что синтетический поворот западных крыльев этих разрывов создавал разрежение, способствующее затягиванию выжимаемых масс и их более широкому распределению на площади. Так, наличие системы впадин Систан – Хамун-и-Машкел, ограниченной с востока Чаман-Орначальской группой левых сдвигов, катализировало выжимание Центрально-Афганского блока и его поворот против часовой стрелки.

Основная же причина масштабов латерального выжимания материала в районе Макрана – это, как мы уже пытались показать раньше, наличие утоненной коры в "проеме" между Аравией и Индостаном. Активизация указанных процессов, вероятно, явилась одной из причин и резкого разворота правых сдвигов, вплоть до северо-восточной (сдвиг Панджао) и даже меридиональной (Систанская зона) ориентировки. Мощный поток выжимаемых масс должен был замыкаться на западе субмеридиональным правым сдвигом.

Восточная краевая зона представлена антитетическими левыми сдвигами, с которыми ассоциируют структуры сжатия и, что особенно характерно, структуры растяжения, которые были недостаточно развиты на западном краю области выжимания.

Ориентировка левых сдвигов, как и на западе, разворачивается: от северо-восточной на севере зоны (исключение составляет район Байкала, где сдвиги субширотные) до широтной и северо-западной на юге ее. Особенно сильное расхождение сдвигов в виде веера имеет место напротив Ассамского синтаксиса. Напомним, что на западе то же отмечается и для Памирского клина.

На юге рассматриваемой краевой зоны, в Индокитае, левые сдвиги развивались в эоцене–олигоцене [Tapponnier et al., 1986]; к неогеновому времени перемещения по ним уже прекратились, а если и возобновлялись, то часто с обратным

знаком. В более северных частях зоны эти разрывы, напротив, интенсивнее всего развивались в неогене и, как правило, активны и в настоящее время. Таким образом, здесь также проявляется общее омоложение сдвигов к северу, связанное, скорее всего, с расширением зоны внедрения.

Таким образом, если не считать заметно большего размера сдвигов и расстояния между ними, в строении восточной краевой зоны намечается много общего по сравнению с таковой на западе. Более того, здесь можно наметить аналогии и между отдельными сдвигами.

Так, Алтынтагский левый сдвиг, как мы это уже отмечали выше, может быть сопоставлен с Таласо-Ферганским правым (см. рис. 38, 64). Почти прямолинейный, широтного простирания разрыв Куньлунь, с признаками левостороннего смещения форм рельефа [Tapponnier, Molnar, 1977] в структурном рисунке выражен как сдвиг только в самой западной части, тогда как восточнее, около Китайской платформы, Куньлунский антиклинорий выглядит скорее как структура сжатия. С этим согласуется и субмеридиональная ориентировка сбросов в так называемом грабене Шанси. Лишь на самом востоке, где разрыв принимает восток-северо-восточную ориентировку, он опять в структурном рисунке становится похож на левый сдвиг. По всем этим особенностям Куньлунская линия скорее всего – аналог широтной ветви Западного Тянь-Шаня: Туркестанско-Зеравшанское новейшее поднятие – структура, также возникшая при сочетании субмеридионального сжатия и широтного сдвига. К западу соответствующая структурная линия, как и Куньлунь, изгибается к северу, что сопровождается появлением признаков правого сдвига в Кызылкумах.

Сильно изогнутый в плане левый сдвиг Кангтинг симметричен с системой правых сдвигов Восточного Памира – Гиссара. В западной части он маркируется тем, что к нему косо подходят складки Восточного Тибета, имеющие восток-северо-восточное простирание, а на восточном затухании к сдвигу торцово причленяется зона дугообразно выпуклых к востоку субмеридиональных складок – копия Таджикской виргации, только несколько большего размера.

Наконец, разрыв Красной реки коррелируется с Гератским правым сдвигом, а блок Индокитая – с блоком Северного Афганистана. Однако кинематическая характеристика этого крупного нарушения довольно сложна и неоднозначна, в частности, в четвертичное время он "работал" как правый сдвиг [Макаров и др., 1988; Tapponnier et al., 1986].

Как уже отмечалось, особенность Восточной краевой зоны – широкое распространение структур растяжения, выраженных сбросами и ареалами распространения базальтового вулканизма. П. Молнар и П. Таппонье убедительно показали, что растягивающие напряжения скорее всего обусловлены повышенным продольным удлинением на периферии зоны динамического влияния Индостанского штампа [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1976]. Это обосновывается как особенностями расположения раздвигов в виде окаймляющей Индостан концентрической цепочки, так и несомненной связью многих из них (Байкал, Шанси) со сдвигами. Сосредоточение раздвиговых структур к востоку от оси Индостана П. Молнар и П. Таппонье объясняют первичной асимметрией внедрения: наличием на востоке более свободного пространства (зона субдукции с тыловодужными впадинами).

Все эти соображения представляются весьма логичными, и к ним вполне можно присоединиться. Хотелось бы отметить еще некоторые важные, на мой взгляд, особенности ориентировки и морфологии раздвиговых структур, меняющиеся в зависимости от местоположения по отношению к Индостанскому индентору. Так, прямо напротив последнего, в пределах Прибайкалья,

растяжение происходит в обстановке явного недостатка пространства и сопровождается сводовым поднятием. Грабены имеют здесь узкую щелевидную форму и представляют собой типичные внутриконтинентальные рифты. По удалении вбок и назад по ходу движения Индостана, в пределах Великой Китайской равнины и Шанси, структуры растяжения образуют гораздо более широкие грабены и грабенообразные впадины, заполненные молассами [Zhang Kang, 1988]. Грабен Шанси, находящийся между кулисными сдвигами Куньлунь и Ганьсу, имеет S-образную форму и напоминает асимметричный трансгрессионный сдвиговый дуплекс (см. рис. 45, *Г*, вверху). На самом юго-востоке Китая и в Тон-кинском заливе растяжение выражено в форме образования широких полей листрических сбросов [Tapponnier et al., 1986]. Наконец, в Южно-Китайском море по полосовым магнитным аномалиям фиксируется уже настоящая ось спрединга восток-северо-восточного простирания.

Таким образом, на периферии зоны динамического влияния Индостана отмечается усиление растяжения: прежде всего с запада на восток (ближе к тихоокеанской окраине), а кроме того, по мере перехода от лобовой части зоны внедрения (Байкал) к флангу (Южно-Китайское море). Параллельно с этим раздвиги меняют свою ориентировку от север-северо-восточной до восток-северо-восточной, широтной и даже северо-западной (Сиамский залив – см. рис. 64).

Сказанное означает, что из двух альтернативных моделей распределения растяжения (см. рис. 60, вверху) особенности раздвиговых структур востока Азии подтверждают ту из них, которая предполагает сильное лобовое сопротивление движению штампа (см. рис. 60, *В*) и, соответственно, смещение раздвигов к флангам и даже к пазухе последнего. Однако это, в свою очередь, должно иметь следствием наличие крупных сдвигов на самом краю зоны внедрения, которые могли бы замыкать раскрывающиеся клиновидные раздвиги. Байкальский и Шанси-йский грабены на северо-востоке ограничиваются такими левосдвиговыми зонами. В связи с этим напрашивается вопрос: не выполняют ли эту функцию столь характерные для структуры островных дуг запада Тихого океана (Японской, Рюкю и Филиппинской) левые сдвиги северо-западного – меридионального простирания? Автор далек от мысли вступать в полемику по поводу специальной проблемы генезиса этих островодужных систем. Однако представляется, что исключать возможность проявления поля напряжений Индостана никак нельзя и здесь. Об этом может косвенно свидетельствовать возраст оформления в современном виде островных дуг и сопряженных с ними тыловодужных бассейнов, в первом приближении совпадающий с индо-азиатской конвергенцией: эоцен – начало олигоцена – до современности. Кроме того, палеомагнитные данные по указанным островным дугам [Jarrard, Sasajima, 1980] фиксируют большей частью повороты (до 15–30°) по часовой стрелке – т. е. в направлении общего правостороннего сдвига на восточном фланге Индостана. Локальные отклонения от этого правила наблюдаются только на северо-востоке о-ва Хонсю и на юге о-ва Лусон, где присутствуют весьма резкие (до 70–80°) противочасовые повороты около зон левых сдвигов 2-го порядка. Следовательно, Зондскую островную дугу (или, по крайней мере, ее западную часть) следует рассматривать как результат компенсации того продольного удлинения в меридиональном направлении, которое произошло в пределах области формирования раздвиговых структур. Она является аналогом дуги Макрана на западном фланге Индостана, только большего размера, несколько более древнего возраста (с эоцена, а не олигоцена – миоцена, как Макран) и с меж-, а не внутриконтинентальным типом развития. Кроме того, Зондская дуга (если ее понимать в широком смысле – вместе с островами Калимантан, Сулавеси и востоком Филиппин) отличается от Макранской

несколько оттянутым и завернутым восточным концом и наличием здесь необычно сложного структурного узора, который многие исследователи трактуют как результат столкновения Новой Гвинеи с Юго-Восточной Азией.

5.2.3. Резюме

Выпуклый к северу Периндийский ороклин ограничен попутными синтетическими сдвигами, свидетельствующими о поперечном перемещении Индостана к северу. Интенсивное сжатие и горообразование во фронтальной части, сопровождавшиеся надвиганием к югу, признаки недостатка пространства в тылу (в виде наложенных на Индостан фестончатых структурных дуг), недостаточное развитие северовергентных надвигов, вместо которых на внешней стороне ороклина развиваются антитетические сдвиги – все это свидетельствует о поддвиговой природе последнего. В наиболее общем плане Периндийский сегмент обладает структурным рисунком, характерным для ситуации вдавливания и поддвигания индентора, что согласуется с высказанными ранее представлениями [Арган, 1935; Cobbold, Davy, 1988; Molnar, Tapponnier, 1975]. Кроме того, анализ структурных рисунков позволяет более детально рассмотреть согласованные перемещения блоков, наметить частные центры латерального выжимания (Памир, Нань-Шань, Юннань), высказать новые точки зрения на генезис Пенджабского и Ассамского синтаксисов, Таримской межгорной впадины и на характер деформаций и перемещений в Тибете, обнаружить мегаструктурные признаки крупномасштабных вращательных движений Индостана (см. ниже).

По особенностям структурного рисунка в пределах рассматриваемого сегмента устанавливаются внутренняя и внешняя области, где происходят соответственно нагнетание и выжимание материала по горизонтали.

Скучивание коры в первой из них, помимо вертикального выжимания, сопровождается ее перераспределением в сдвиговом поле напряжений в виде формирования наложенных на Индостан надвиговых ороклинов – как правило, горизонтальных складок продольного изгиба. Наиболее крупной структурой такого рода является Гималайская дуга, изгиб которой обусловлен затаскиванием к северу и вращением по сдвигам ее концов. Соответственно Пенджабский и Ассамский синтаксисы (в их современном виде), которые часто интерпретируются как самостоятельные выступы жесткого штампа, на самом деле возникли как промежутки между выгнутыми к Индостану структурными дугами. В наибольшей мере это относится ко второму из них, тогда как первый, судя по сложности и относительной древности его деформаций, может отвечать первичному выступу, хотя и не обязательно в нынешних очертаниях. Алтынтаг–Нань-Шанский и Памирский раздувы орогенного пояса, ограниченные симметричными сдвигами разного знака, возникли в существенной мере за счет растекания Тибета к западу и востоку. В пределах Памира продольное перемещение материала с востока на запад сочеталось с сильным надвиганием к северу.

Во внешней области влияния Индостанского индентора развиты структурные рисунки, связанные с продольным удлинением горно-складчатых зон вдоль его периметра. В центре области оно идет к обоим флангам индентора посредством пластического расплющивания и смещения по симметричным системам разноименных сдвигов. В районе оси растекания возникла Тянь-Шаньская дуга (за счет антитетических подворотов ее концов) и структура растяжения в ее тылу – Таримская впадина. Общее перемещение масс идет к северу (по отношению к Евразии), однако на самой периферии области, на "своде" облегающего индентор поддвигового ороклина, образуется горизонтальный грабен, где вектор смещения направлен к югу. Главное северное перемещение материала, кроме

того, осложнено его выжиманием к западу и востоку, а в боковых тенях индентора потоки выжатого материала заворачивают к югу. Горизонтальные размеры и амплитуда связанных с выжиманием структур возрастают от оси растекания вбок и к югу.

В целом, поступательное северное смещение сдираемых Индостаном масс осложнялось поворотами, выраженными в признаках некоторой асимметрии зоны его динамического влияния. При этом ближняя к индентору внутренняя область поворачивалась преимущественно против часовой стрелки, о чем свидетельствуют следующие признаки: гипертрофированное увеличение размеров восточной (правосдвиговой) фланговой зоны; наличие продольных правых сдвигов в Гималаях; плановая асимметрия Гималайской дуги (подвернутость ее восточного крыла); смещение области наибольшего скучивания к западному флангу зоны динамического влияния индентора; признаки сдвигово-дуплексной природы Тибетского плато. В то же время внешняя область зоны внедрения испытывала, напротив, поворот по часовой стрелке, который прежде всего фиксируется в существенно большей длине и изогнутости левых сдвигов, описывающих выпуклые на север и северо-восток дуги (рис. 70). Асимметрия проявляется и в расположении антитетических сдвигов разного знака внутри этой области: правые сдвиги, прилегающие к поворачивающейся против часовой стрелки внутренней области, сконцентрированы в ее южной части (Тянь-Шань, Алтай), тогда как левые сдвиги заходят на осевую линию на севере (Байкал). Ассоциирующие с левыми сдвигами грабены (Байкал, Шанси), часто S-образно завернуты в виде транстензионных сдвиговых дуплексов.

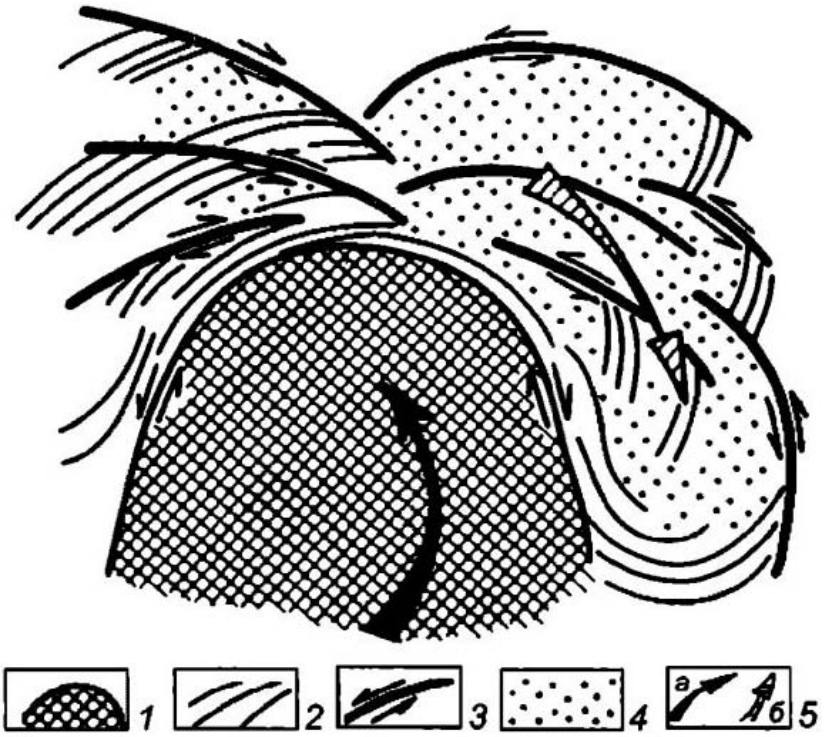


Рис.70. Структурный рисунок, связанный с вращательным движением блока-индентора ("шестереночный" эффект, или эффект сопряженных разнонаправленных поворотов). Принципиальная схема (план), см. также рис. 63,*Б*

1 – блок-индентор; *2* – структуры сжатия; *3* – сдвиги; *4* – области растяжения; *5* – направления поворотов: *а* – блока-индентора, *б* – деформируемой плиты (целиком или прилегающей к индентору ее части)

Таким образом, внешние части зоны динамического влияния индентора оказываются как бы "свернутыми набекрень" по отношению к внутренним. Наиболее простое объяснение разнонаправленных, но, вместе с тем, явно сопряженных поворотов, лежит в допущении того, что Индостан действует в качестве своего рода ведущей шестерни на деформируемые массы Евразии. За счет противочасового поворота индентора они поворачиваются в противоположном направлении и, кроме того, больше выжимаются к востоку, нежели к западу. Отсюда становятся понятными поляризация структур сжатия и растяжения (первое – больше на западе, второе – на востоке) и проявление в районе активной континентальной окраины Тихого океана крупных левых сдвигов, замыкающих на востоке поток выжатого материала.

5.3. Периаравийский сегмент

В строении данного сегмента также могут быть выделены две основные кинематические области: область внедрения индентора, сопровождающегося нагнетанием материала (внутренняя), и область латерального выжимания и аккумуляции материала (внешняя).

5.3.1. Внутренняя область индентации

Внутренняя область включает фланговые сдвиговые зоны (Левантинско-Чорохскую левостороннюю и Аден-Монгышлакскую правостороннюю) и соединяющую их фронтальную зону скучивания материала, которая представлена мегантиклинориями Битлисского Тавра и Загроса вместе с прилегающими участками Кавказа и Центрального-Восточного Ирана. Все эти структуры развивались в неогене–квартере приблизительно одновременно, хотя западная фланговая зона возникла с некоторым запаздыванием и особенно интенсивно развивалась в позднем миоцене–квартере, когда Аравия полностью отделилась от Африки [Зоненшайн и др., 1987; Hempton, 1987]. Очертания Аравийского выступа до этого момента неизвестны.

Фланговые сдвиги. Как и в Периндийском сегменте, они представлены широкими зонами концентрации синтетических (в целом) сдвигов: левых – на западе и правых – на востоке.

Западная (Левантинско-Чорохская) фланговая зона левых сдвигов на главном своем отрезке представлена Левантинским трансформным разломом и сопровождающей его зоной простого сдвига. На продолжении этой системы дислокаций в пределах складчатого пояса находится зона рассеянных левосдвиговых нарушений. Сдвиг ориентирован почти меридионально и в целом сопровождается синтетическим подворотом структурных линий. Плавное подгибание подходящих к нему структур к северо-восточному – меридиональному простиранию хорошо видно на Синайском полуострове, около зал. Искендерон и в районе офиолитовой зоны Бассит-Курддаг (рис. 71). Это обстоятельство позволило в свое время Э. Кренкелю [Krenkel, 1941] выделить так называемую Сирийскую дугу – грандиозную горизонтальную флексуру, облекающую Аравийскую платформу с запада и связываемую многими авторами с продвижением последней к северу [Freund et al., 1970; Quennel, 1958; и мн. др.]. Субмеридиональное смыкающее крыло горизонтальной флексуры лучше всего выражено в западном крыле сдвига, в Израиле; палеомагнитные данные [Ron et al., 1984]

доказывают здесь вращение блоков против часовой стрелки, корреспондирующее с левым сдвигом по Левантинскому разлому. Вместе с тем, особенно сильный поворот с амплитудой до 50° испытали блоки, ограниченные правыми сдвигами, которые играют здесь роль антитетических R_1-сколов.

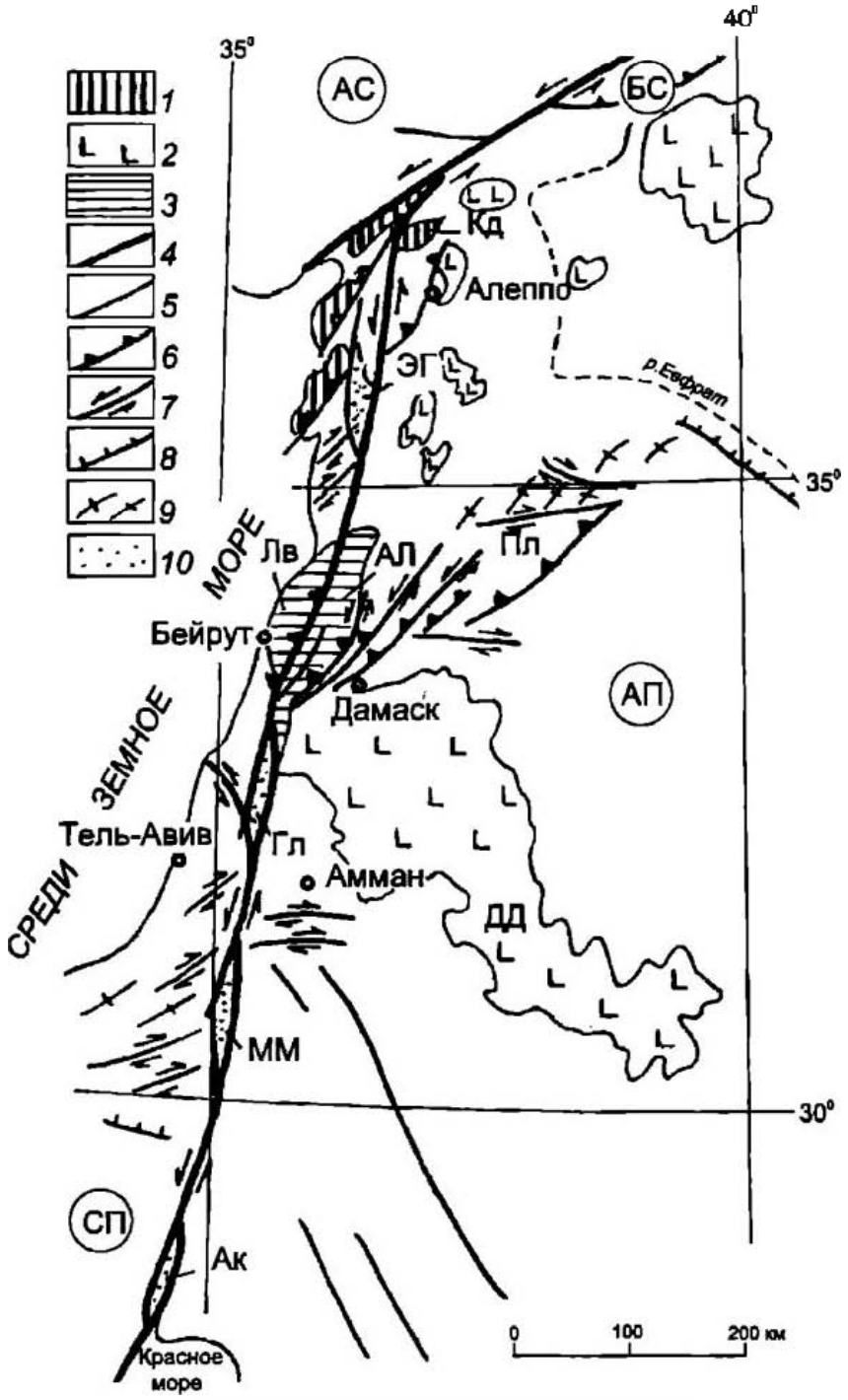


Рис.71. Зона внутриплитных деформаций западной части Аравийской платформы

1 – офиолиты; *2* – неоген-четвертичные базальты; *3* – мегантиклинали; *4* – зона Левантинского сдвига; *5* – прочие разломы; *6* - надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *7* – сдвиги; *8* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); *9* – оси складок; *10* – грабены в зоне Левантинского разлома

Элементы плейттектонического районирования (аббревиатуры в кружках): АП – Аравийская плита, АС – Альпийский складчатый пояс, БС – сутура Битлис, СП – Синайская плита

Прочие структурные элементы: Ак – грабен Акаба, АЛ – Анти-Ливан, Гл – Галилейский грабен, ДД – базальтовый район Джебель Эд Друз, Кд – офиолитовый массив Курдаг, Лв – Ливан, ММ – грабен Мертвого моря, Пл – Пальмирская складчатая зона, ЭГ – грабен Эль Габ

Важно подчеркнуть, что зона деформаций левостороннего простого сдвига на западном фланге Аравийского микроконтинента обладает огромной (до 400 км) шириной. Зона же Левантинского сдвига приурочена лишь к западной части последней и охватывает всего 5–15 км, включая наиболее крупные приразломные грабены. Кроме того, есть свидетельства того, что зона простого сдвига возникла существенно раньше самого разлома. Так, для Синайского полуострова установлена следующая последовательность событий [Bartov et al., 1980]: 1) внедрение очень длинных (десятки километров) базальтовых даек с возрастом 18–22 млн лет, простирающихся параллельно Красному морю; эшелонированное взаимное расположение позволяет связать их образование с обстановкой транстензии около субмеридионального левого сдвига; 2) возникновение широтных правых сдвигов (R$_1$-сколы в зоне простого сдвига); 3) пересечение правых сдвигов многочисленными, сильно ветвящимися левыми сдвигами субмеридионального простирания (R-сколы в зоне простого сдвига). Вся эта цепочка событий, предшествовавшая формированию Левантинского разлома в его современном виде, безусловно, должна была занять существенное время. И. Бартов и его коллеги предположительно считают, что она могла продолжаться до конца раннего миоцена – 15 млн лет назад. Первые несомненные признаки возникновения трансформного разлома относятся к бурдигалу–тортону (пресноводно-лагунная формация Хацева, выполняющая днища приразломных грабенов). Однако наиболее активное формирование сдвига имело место только в конце миоцена, когда интенсивно прогибались грабены залива Акаба и Мертвого моря. Сирийский отрезок разлома возник позже израильско-иорданского – в раннем плиоцене [Kopp и др., 1994; Трифонов и др., 1991]; кроме того, здесь имеются, в свою очередь, признаки пропагации линии сдвига к северу, выраженные в омоложении базальтового вулканизма в соответствующем направлении и в наличии сдвиговых вееров в Ливане и в районе грабена Эль Габ [Kopp, 1997].

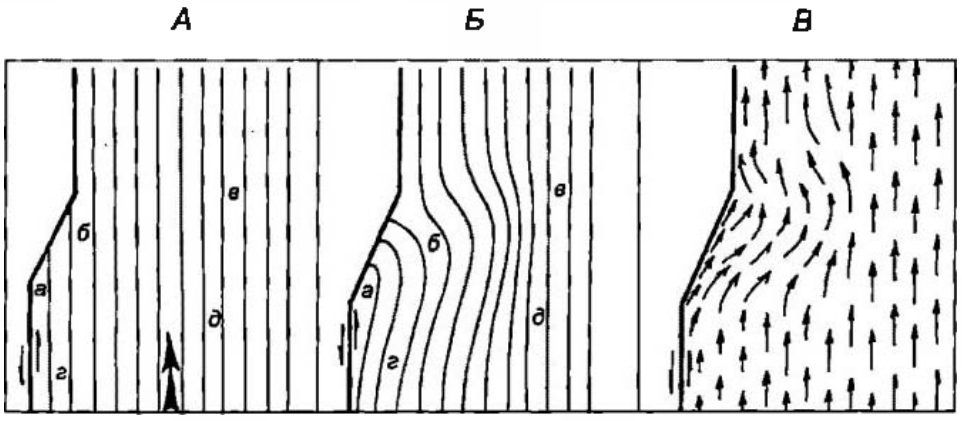


Рис.72. Схема возникновения внутриплитной деформации простого сдвига в горизонтальной плоскости в результате "заякоривания" края жесткой плиты на участке изгиба трансформного разлома (геометрическая модель, план) [Kopp и др. 1994]

А,Б – конфигурация условных материальных линий, первоначально ориентированных параллельно вектору главного смещения плиты: *А* – до деформации, *Б* – после деформации; *В* – конфигурация векторов смещения (в масштабе относительной скорости движения) края жесткой плиты.

В результате зацепления за препятствие край плиты образует асимметричную горизонтальную складку, запрокидывающуюся к северу. В "ядре" складки – растяжение (точка *а*), сменяющееся рассеянным сжатием между точками *б* и *в*. Более резкое сжатие – вблизи препятствия, поперек ему. Край плиты испытывает левостороннее скашивание (простой сдвиг) против часовой стрелки. У препятствия, на южном "крыле" горизонтальной складки (область между линиями *а–б–в* и *г–д*), на эту деформацию накладывается скашивание противоположного знака, по часовой стрелке. Скорость смещения жесткой плиты около препятствия резко падает, но нарастает по мере его огибания и по мере удаления от препятствия

Можно, таким образом, предполагать, что трансформное смещение между Аравийской и Финикийско-Синайской плитами аккомодировалось, главным образом, пластической деформацией по типу простого сдвига. Сам же Левантинский разлом представляет собой лишь внешнее выражение широкой зоны скашивания и, по сравнению с ней, характеризуется запаздывающим типом развития и, вероятно, меньшей амплитудой. Данная точка зрения позволяет объяснить констатировавшееся многими исследователями снижение амплитуды Левантинского сдвига к северу со 100 км в Израиле до 20–40 км в Сирии [Копп и др., 1994; Трифонов и др., 1991; Darkal et al., 1990], не прибегая при этом к разного рода сложным конструкциям вроде гипотетического оттибания главной трассы разлома в Средиземное море [Girdler, 1990] либо к северо-востоку в Месопотамию [Трифонов и др., 1991]. В миоцене, когда трансфомный разлом еще не проник на сирийскую территорию, относительное смещение плит вполне могло реализоваться образованием эшелонированных складок, горизонтальных флексур и антитетических правых сдвигов. Все эти структуры существуют здесь на самом деле. Кроме того, что очень важно, они запечатаны морским гельветом либо мессинием и, следовательно, заведомо древнее сирийского отрезка Левантинского разлома.

Вместе с тем, Левантинский трансформный разлом сразу после своего возникновения оказывал активное воздействие на структуру разделяющих его плит. Первостепенное значение здесь имели неровности линии сместителя и особенно ее резкий излом в районе Ливана (см. рис. 71). Он образовался точно в месте пересечения разломом Пальмирского мезозойского авлакогена, и поэтому можно думать, что искривление сместителя здесь вызвано реакцией на уменьшение вязкости деформируемых пород [Копп и др., 1994]. По своей конфигурации Ливанский излом сдвига – это изгиб задерживающего типа, и поэтому с его наличием уже давно связывают увеличенное сжатие и надвиги в Ливане [Freund et al., 1970; Quennel, 1958, 1984]. Развивая эту линию рассуждений, можно предположить, что существенная доля избытка масс, скопившихся около задерживающего изгиба, рассасывается также путем перераспределения в горизонтальной плоскости – посредством резкого расширения вышеупомянутой зоны простого сдвига вдоль западного края Аравийской плиты [Копп и др., 1994]. Последний для того, чтобы обогнуть препятствие, вынужден изгибаться в виде горизонтальной асимметричной складки огромного масштаба (рис. 72).

Данный механизм позволяет объяснить не только сжатие и сдвиги в Пальмирской складчатой зоне, но и растяжение в пределах базальтового плато Джебель Эд Друз: в ядре горизонтальной складки обязательно должно существовать некоторое зияние (точка *а* на рис. 72, *Б*). Северо-западный конец базальтового плато как раз выходит к излому сдвига (см. рис. 71), и именно в этой части плато происходил наиболее длительный и интенсивный вулканизм. Укладываются в данную точку зрения и особенности структуры Пальмирид (рис. 73), где нами доказан сдвиговый характер диагональных разломов [Копп и др., 1994]. При этом характер околоразрывных подворотов (антитетический для широтных правых сдвигов и синтетический для меридиональных левых) свидетельствует о вращении блоков против часовой стрелки – попутно левостороннему смещению вдоль трансформного разлома.

Помимо вышеохарактеризованного резкого излома Левантинского сдвига в районе Ливана, его линия испытывает и более плавные, но при этом гораздо большего масштаба, изгибы. На юге она образует правильную дугу, обращенную выпуклостью к востоку. Отсутствие заметных деформаций сжатия или растяжения, связанных именно с этим изгибом, дают основание считать, что

смещение здесь носит чисто сдвиговый характер и кривизна разлома связана только с вращением крыльев. Полюс противочасового вращения Аравийской плиты (относительно Африки), определенный по конфигурации сместителя, располагается в районе Ливии [Garfunkel, 1981]. Вместе с тем, в северном (сирийском) сегменте Левантинского сдвига кривизна его сместителя направлена выпуклостью уже к западу. Несмотря на значительное (до 30–35°) изменение ориентировки линии разлома, которое при поступательном перемещении должно вызывать сжатие на севере восточного крыла, такое аномальное сжатие здесь выражено слабо. Следовательно, и в этом отрезке, как и на юге, кривизну сместителя следует связывать только с вращением крыльев. Однако знак последнего получается уже прямо противоположным – по часовой стрелке, и здесь, таким образом, не обойтись без допущения пластической деформации. Это предположение подтверждается антитетическим подворотом восточного крыла сдвига: в районе вала Мардин цепочки складок разворачиваются по часовой стрелке, принимая уже поперечное, северо-западное, простирание. Дугообразно выпуклый к югу вал Мардин занимает то же структурное положение, что и дуга Соляного кряжа в Пенджабе, а северный отрезок Левантинского сдвига является аналогом Чаманского разрыва и его спутников. В выпуклом к северо-западу северо-западном крыле сдвига присутствует ярко выраженный синтетический подворот.

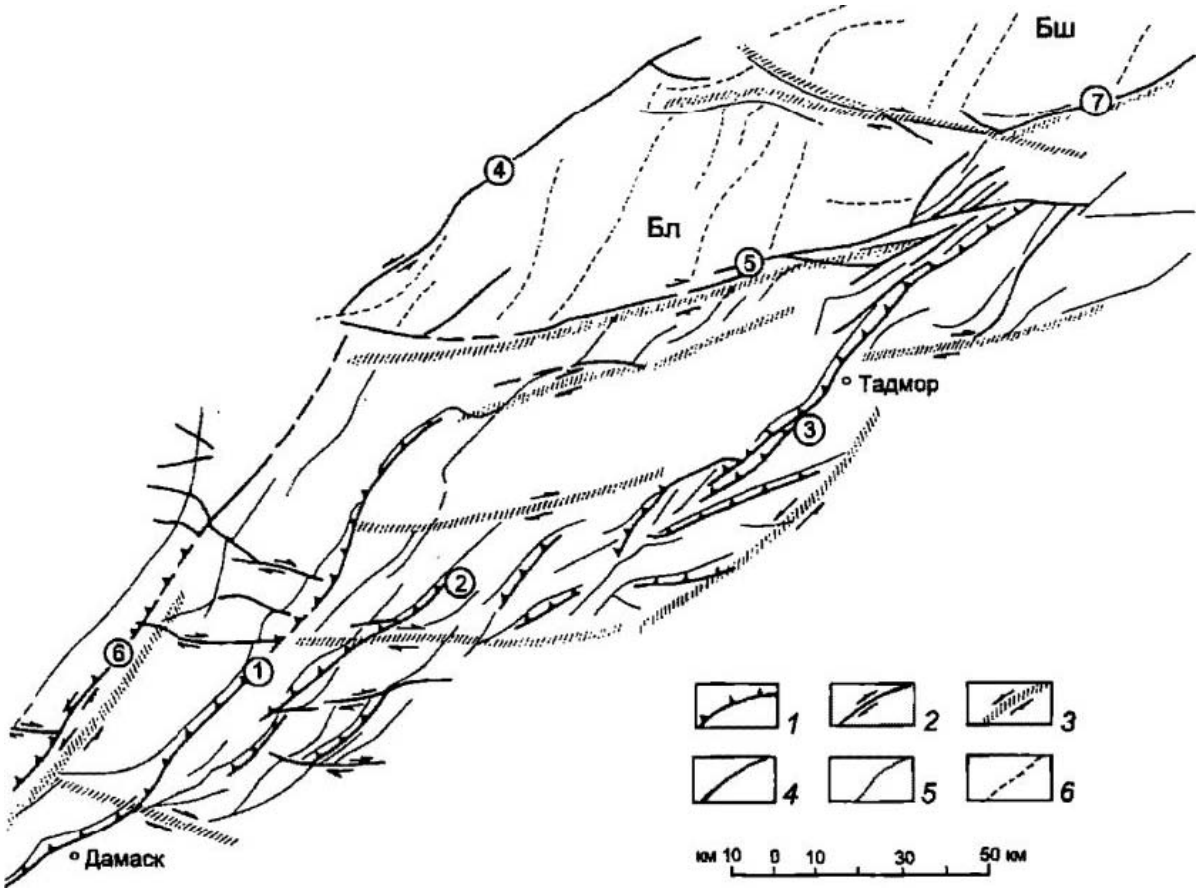


Рис.73. Структурная схема Пальмирской складчатой зоны [Копп и др., 1994]

1 – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей); *2* – сдвиги; *3* – широкие зоны сдвига; *4* – сбросы и разрывы неустановленного кинематического типа; *5* – оси антиклиналей; *6* – оси пологих брахиформных поднятий в северных Пальмиридах

Разрывы (цифры в кружках): 1 – Серхайя, 2 – Дамаск-Набк, 3 – Южно-Пальмирский, 4 – Рухейбе-Афай, 5 – Джхар, 6 – Билас, 7 – Бишри

Блоки: Бл – Билас, Бш – Бишри

Таким образом, здесь, как и в Индостане, отмечаются противоположные тенденции деформации крыльев сдвиговой зоны. Смещающееся к северу восточное крыло затормаживалось и стремилось отвернуть в сторону от области скучивания, а западное, скользящее к Финикийской впадине Средиземного моря, напротив, ускорялось и двигалось точно к югу.

Северное продолжение Западной фланговой зоны неясно. Имеются попытки проследить ее на домен четвертичных левых сдвигов Армянского вулканического нагорья и западного ограничения Малого Кавказа [Вардапетян, 1979; Короновский, 1994 а; Jackson, 1992] и далее – на Дагестан [Короновский, 1994 а]. Не отрицая возможность такой трактовки, автор, тем не менее, основываясь на аналогии с западным флангом Индостана, считает, что в более широком плане северным продолжением левого сдвига на западном краю Аравии следует считать область антитетических правых сдвигов Турции и Кавказа (более подробно они будут рассмотрены при характеристике внешней области рассматриваемого сегмента).

Восточная (Аден-Магышлакская фланговая зона правых сдвигов имеет существенно большую (порядка 3000 км) прослеженную длину и при этом гораздо четче выражена внутри самого складчатого пояса, пересекая его целиком. Однако, в отличие от Западной фланговой зоны, она почти нигде не совпадает с межплитными трансформными разломами.

Как известно, настоящая восточная трансформная граница Аравийской плиты, отделяющая ее от Индо-Австралийской, имеет левосторонний характер: она представлена океаническим разломом Оуэн, на суше трассирующимся на Чаманский левый сдвиг в Пакистане. Таким образом, Индо-Австралийская плита обгоняла Аравийскую в общем движении на север. Однако наличие на востоке последней весьма важной реологической неоднородности – субмеридионального континентального склона, отделявшего континентальную кору Аравийского полуострова от океанической коры Аравийского моря (так называемая Ормузская шпора) – предопределило наличие весьма протяженных крупноамплитудных правых сдвигов на востоке плиты. Находившаяся к западу от этой линии утолщенная кора Аравийского полуострова действовала как штамп на прилегающую часть коллизионного пояса, вызывая в нем сильные деформации, тогда как тонкая кора Аравийского моря представляла собой геодинамическое убежище, способное принять и сохранить материал, выжатый из зоны коллизии. Соответственно, здесь приходится выделять самостоятельную микроплиту Макрана – Аравийского моря, перемещавшуюся навстречу основной части Аравийской плиты. Вдоль южной границы вышеуказанной микроплиты в течение всего неогена развивалась зона субдукции, сопровождавшаяся формированием аккреционной призмы с надвигами и складками; возраст тех и других омолаживается к югу (по ходу движения микроплиты) от раннего миоцена до плейстоцена. Основное складкообразование падает на конец миоцена – плейстоцен, совпадая тем самым со второй фазой открытия Красного моря [Hempton, 1987] и со складчатостью во Внешнем Загросе.

Необходимо отметить, что правосдвиговая деформация присутствует не только вдоль границы с Макранской микроплитой: она ощущается на огромном протяжении южного края Аравии от хр. Хиджаз на западе до гор Махрат на востоке, будучи выражена в эшелонированном расположении сбросов, ограничивающих впадину Красного моря – Аденского залива, и цепочек базальтовых вулканических центров неогенового возраста. Весьма отчетливо правый сдвиг проявляется в структуре дна Аденского залива, где разделенные трансформными разломами сегменты осевого хребта образуют правокулисный ряд. Далее

А



Б

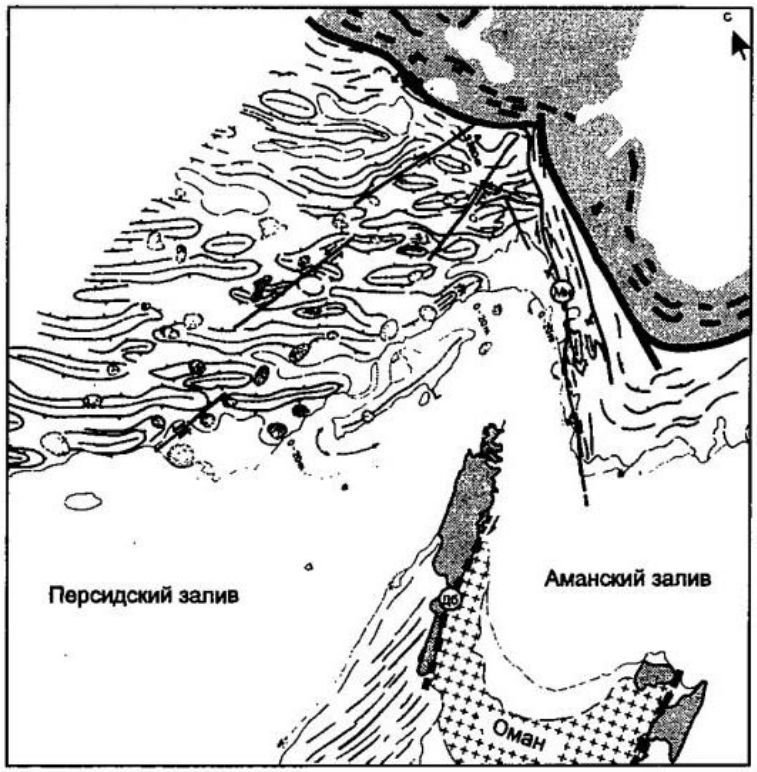


Рис.74. Район Ормузского пролива: космический снимок (*А*), сделанный с ПКК "Аполлон", и схема дешифрирования космического снимка (*Б*) [Weltraumbilde der Erde, 1969; комментарий автора]

Отчетливо видно строение двух крупнейших правых сдвигов Оманской линии: Диббо (Дб), север-северо-восточного простирания, ограничивающего с запада Оманский выход офиолитов, и Минаб (Мн), от север-северо-западного до запад-северо-западного простирания, отделяющего Загросскую складчатую систему от Макранской. В восточных крыльях обоих сдвигов видны синтетические подвороты структурных элементов, попутные выдвиганию выжимаемых масс Ирана на юг. Западное крыло выгнутого к северо-востоку сдвига Минаб поворачивается антитетически – вероятно, в силу недостатка пространства в зоне столкновения Аравийской плиты с краем Евразии. Избыток масс рассасывается за счет выдвигания к югу дуги Внешнего Загроса, сопровождаемого смещениями по небольшим левым сдвигам – встречным по отношению к правосдвиговой зоне в целом

к северу зона правого сдвига, плавно изгибаясь, трассируется на группу правых сдвигов север-северо-восточной ориентировки, ограничивающих с востока Оманский выход офиолитов (мегантиклиналь в неогене) и отсекающих его восточное окончание на о-ве Масира. Следующая полоса сдвигов (разлом Диббо и др.) (рис. 74, 75) ограничивает Оманский выход офиолитов уже с западной стороны. Следовательно, последний находится на сочленении кулисных правых сдвигов, и поэтому его следует трактовать как структуру сжатия, образовавшуюся на изгибе задерживающего типа, осложняющем единую сдвиговую зону. Оманская мегантиклиналь испытывала деформации в течение всего неогена [Searle, 1988]. Она имеет форму дуги – сильно асимметричной (восточный край, подпираемый синтетическим правым сдвигом, широкий и более сжатый) S-образной формы. Возможно, это асимметричный сдвиговый дуплекс транспрессионного типа (см. рис. 45, *Г*, внизу). По своим геометрическим очертаниям и месту в структуре данная дуга чрезвычайно похожа на дуги Сулеймановых гор и Аракан-Иома (сходство с последней подчеркивается еще и одинаковым местоположением на восточном фланге индентора).

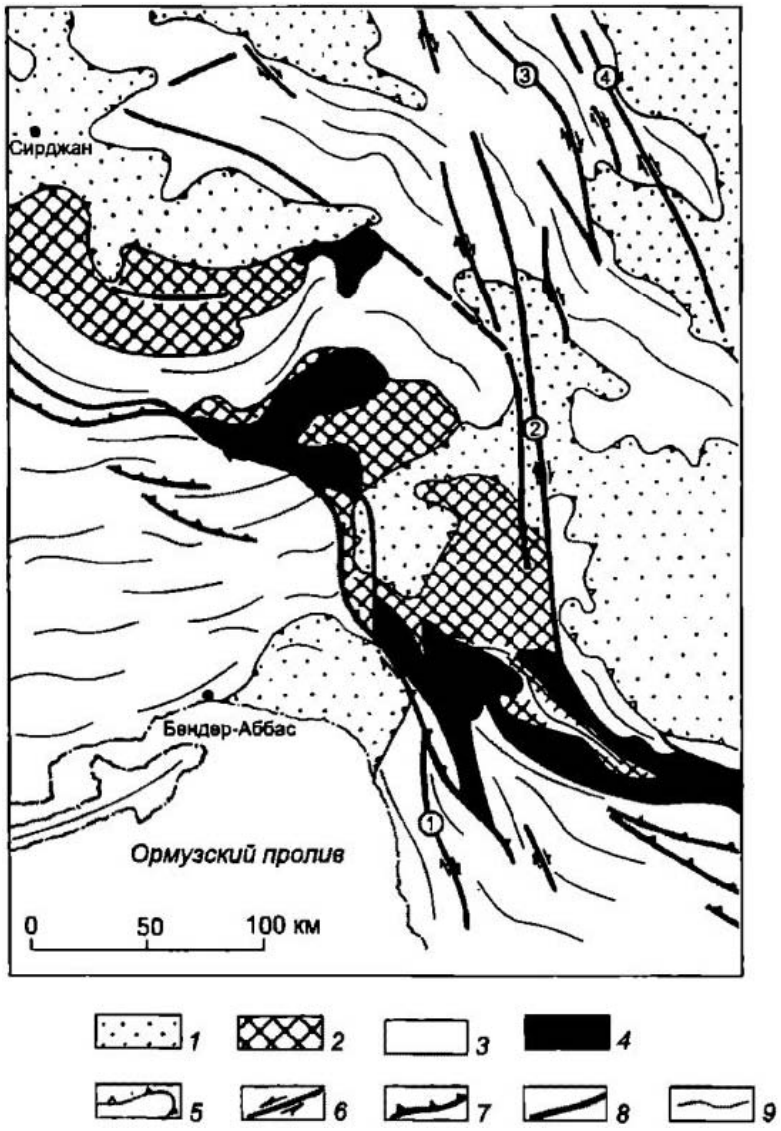


Рис.75. Структурная схема области сочленения Загроса и Макрана

Условные обозначения к рис.75 и 76

1–3 – комплексы: *1* – орогенный альпийский, *2* – доальпийские, *3* – (доорогенные) альпийские; *4* – альпийские офиолиты; *5* – граница орогенных впадин; *6* – сдвиги; *7* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению смесителей); *8* – разрывы неясного кинематического типа; *9* – оси складок

Сдвиги (цифры в кружках): 1 – Минаб, 2 – Сарбизан, 3 – Кухбенан, 4 – Гавк

Таким образом, Аравийская плита на востоке на огромном протяжении сопровождается дугообразно изогнутыми правосдвиговыми зонами, ориентировка которых меняется с юго-запада на северо-восток от северо-западной до широтной и далее – до север-северо-восточной. Подобная конфигурация правых сдвигов убедительно свидетельствует о вращении Аравии против часовой стрелки.

Разрыв Диббо, замыкающий на западе Оманскую дугу (см. рис. 74, *А, Б*), начинает продолжающуюся далеко на север в пределы Центрального Ирана так называемую Оманскую линию правых сдвигов. Наиболее южные (см. рис. 74, 75) - обеспечивают антитетический подворот к северу восточного конца Загросской дуги, или, точнее, ее восточной части – дуги Берегового Фарса. Вместе с тем, в восточных крыльях этих сдвигов отмечается синтетический подворот структур на западном крыле Макранской дуги. С противоположным вращением крыльев разрывов согласуется выпуклая к северо-востоку конфигурация сместителей.

Можно видеть, что в настоящем месте повторяется ситуация, уже разбиравшаяся нами для восточного фланга Индостана, где по правым сдвигам завернут против часовой стрелки восточный конец Гималайской дуги, и, вместе с тем, эти же разрывы обеспечивают синтетическое (по часовой стрелке, в данном случае) вращение западного фланга Зондской дуги. Ормузский синтаксис Загроса занимает точно такое же положение, что и Ассамский в Гималаях, и является его морфологическим двойником.

Дальше к северу Оманскую линию сдвигов продолжают разрывы Кухбенан, Танк и ряд более мелких нарушений. Самые восточные из них имеют прямолинейные очертания, однако на западе они коленообразно изгибаются и в районе Кермана и Йезда сочленяются со сбросо-сдвигами, выпуклыми уже в противоположном направлении – к юго-западу. Южные, северо-западного простирания, отрезки последних надежно документируются как правые сдвиги [Berberian, 1976; Huckriede et al., 1962], тогда как меридиональные северные характеризуются признаками как сдвигового, так и сбросового смещения. О растяжении может свидетельствовать морфоструктура данной области Центрального Ирана – ее расчленение на узкие бассейны и хребты, наложенные на складки и надвиги.

Характерно, что правые сбросо-сдвиги Центрального Ирана обрисовывают транстензионный веер, расходящийся к северо-западу из точки напротив Ормузского синтаксиса. Данный структурный рисунок свидетельствует, во-первых, о затухании Оманской линии сдвигов, во-вторых, – о проявлении широтного растяжения в Центральном Иране и, наконец, в третьих, – о некотором повороте последнего против часовой стрелки относительно Загроса. Вместе с тем, синтетический подворот восточных крыльев правых сдвигов на юге (особенно хорошо выраженный около Макрана) указывает уже на меридиональное растяжение в пределах Лутской впадины. Отметим в этой связи, что землетрясения Центрального-Восточного Ирана часто обладают сбросовыми механизмами, причем в районе Лута обычны толчки, показывающие субмеридиональную ориентировку оси T [Chandra, 1984; Jackson, McKenzie, 1984; Nowroozi, Mohajer-Ashjai, 1985]. Очевидно, именно из-за обстановки растяжения отдельные крупные сдвиги в пределах Оманской линии расположены кулисно: более северные смещены к востоку.[1]

Точно так же отступает на восток по отношению ко всей Оманской линии в целом другая крупная группа сдвигов – Систанско-Копетдагская. Как раз именно между ними находится вышеупомянутая Лутская впадина, являющаяся

---

[1] Это не относится к самой южной части рассматриваемой фланговой зоны (Оман), где кулисность имеет обратный знак, свидетельствующий о сжатии вдоль северного края Аравии.

ареной сильнейшего проявления орогенного вулканизма и, несомненно, образовавшаяся при растяжении земной коры.

Южная и, возможно, главная часть Систанско-Копетдагской линии представлена Восточно-Лутской (Систанской) полосой правых сдвигов (рис. 76, 77), приуроченной к границе зон влияния Аравийского и Индостанского индукторов. Ее существование здесь предопределено необходимостью замыкания направленного к югу потока выжимаемых Индостаном масс. Однако эта же линия используется и для ограничения направленного к северу перемещения масс коры, подталкиваемых с юга Аравийским индентором. Сдвиги секут савские складки Систанской зоны, но местами контролируют их эшелонированное расположение, так что можно предполагать, что закладывались они еще в олигоцене. Вместе с тем, основное смещение произошло в неогене. Судя по высокой сейсмичности и по тому, что при выходе на аккумулятивную равнину сдвиги деформируют плиоцен-четвертичные отложения, разломы данной группы обладали сквозным типом развития в течение всего неоген-четвертичного времени. В северной части Лутского блока, сместившейся к северу по правым сдвигам, мел-палеогеновые породы, включая офиолитовый меланж, были повторно деформированы в плиоцене–квартере.

Систанский отрезок рассматриваемой фланговой зоны, если его рассматривать в целом, представляет собой широко рассредоточенный в пространстве простой сдвиг (в его пределах намечается до десяти тесно сближенных разрывов), обеспечивающий крупномасштабный вязкий подворот структурных линий. Последние по мере приближения к сдвигу плавно разворачиваются и принимают северо-западное – меридиональное простирание, а их окончания образуют эшелонированные ряды. Вдоль сдвигов часто развиваются надвиги и другие структуры сжатия [Stocklin et al., 1972; и др.]



Рис.76. Структурная схема центральной части Восточно-Лутской (Систанской) право-сдвиговой зоны

Условные обозначения см. на рис. 75

Сдвиги (цифры в кружках): 1 – Кахурак–Западный Нех, 2 – Восточный Нех, 3 – Захедан

Это общее синтетическое вращение структур в зоне сдвига лучше всего выражено в восточном крыле последнего, тогда как для западного имеются признаки антитетического подворота против часовой стрелки, в том числе: 1) некоторое общее изгибание сдвиговой зоны к востоку: наиболее южные разрывы (Западный Нех и др.) в ее пределах имеют простирание 5–10°, а самые северные швы (Чагак, Табас и Махмудабад) – 330–340° (правда, на севере зона разветвляется в виде транспрессионного веера – см. рис. 77, и здесь ее простирание определить непросто); 2) резкий антитетический подворот Чагайской гряды, в связи с которым она меняет ориентировку на 90°; 3) затухание, по удалении от сдвига, структур сжатия, образовавшихся на севере Лута во фронтальной части

западного крыла. Ниже мы еще вернемся к анализу вращения блоков при характеристике области скучивания и горизонтального нагнетания масс.

В результате детального исследования [Freund, 1970] обнаружено, что входящие в состав Систанской зоны правые и небольшие левые сдвиги (R- и R_1-сколы, соответственно) испытали вращение в горизонтальной плоскости: первые – против часовой стрелки, вторые – по часовой стрелке. Особенно сильно (до 40–50°) развернулись левые сдвиги, которые имеют северо-западное простирание и, таким образом, составляют сильно увеличенный (до 110–120°) угол встречи с правыми сдвигами. Отметим, что пространственное распределение тех и других отвечает установленной выше разнице в направлении поворота крыльев Систанской зоны в целом: правые сдвиги особенно велики на западе последней, а левые концентрируются в ее восточной части (см. рис. 76).

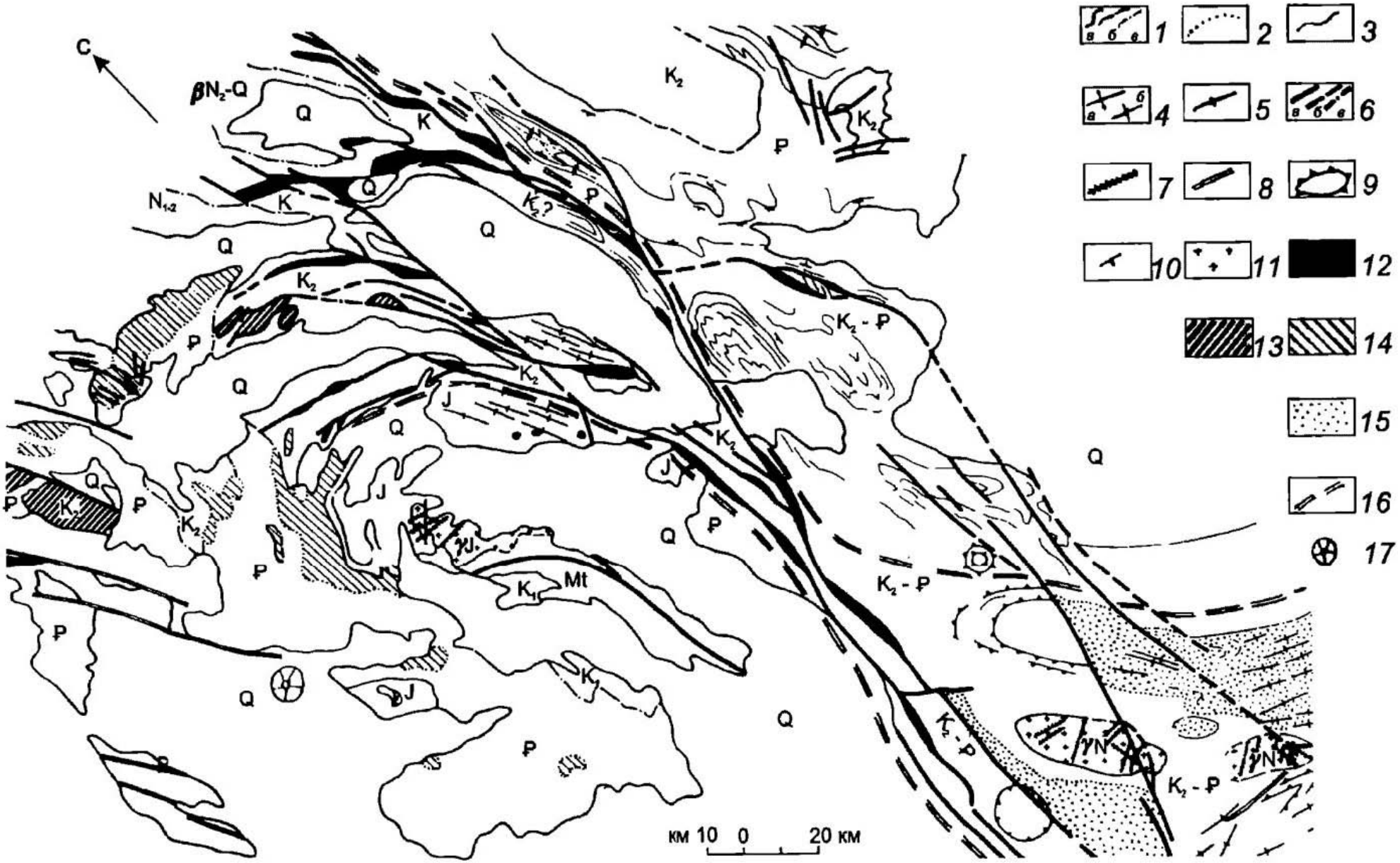
На севере, после некоторого перерыва в районе Северного Лута и Сабзевара, где развиты левые сдвиги, рассматриваемая сдвиговая линия уверенно продолжается на Копетдаг, в пределах которого правые сдвиги имеют уже северо-западное простирание.

Наконец, наиболее северным звеном рассматриваемой фланговой зоны следует считать правокулисный ряд мегантиклиналей Скифской плиты Туаркырской, Капланкырской, Мангышлакской и др., – образовавшийся в раннем миоцене.

Говоря об Аден-Мангышлакской фланговой зоне в целом, можно констатировать, что по ряду особенностей строения она напоминает своего аналога на восточном фланге Индостана. Она также целиком пересекает коллизионный пояс (напомним, что на северном продолжении Семангку-Сагайнской фланговой зоны Индостана находятся занимающие положение копетдагских правые сдвиги востока Тянь-Шаня, которые, как и здесь, от главной части зоны отделены доменом левых сдвигов – Алтынтагский и др.) и точно так же продолжается на север в платформенную область. Кроме того, рассматриваемая фланговая зона также сильно изогнута в плане, с выпуклостью к востоку. Все это свидетельствует о наличии значительного поворота Аравийской плиты против часовой стрелки. Как и для Семангку-Сагайнской фланговой зоны, здесь отмечаются признаки скашивания в широкой полосе, причем R-сколы (в данном случае – правые сдвиги) особенно развиты во внутренней (ближней к индентору) полосе, а R_1-сколы (левые сдвиги) отступают к внешней области. Наконец, в том и другом случае наблюдается последовательное (во времени) накатывание сдвиговой мегазоны на микроконтинент-индентор.

Основным отличием (с нашей точки зрения) Аден-Мангышлакской фланговой зоны от таковой востока Индостана является ее как будто более ярко выраженный трансорогенный характер – так как левые сдвиги севера Восточного Ирана выражены в структурном рисунке существенно хуже по сравнению со своими аналогами на северо-востоке Тибетского нагорья. Кроме того, если в Тибете и Гималаях с правыми сдвигами связаны, в основном, структуры сжатия, то здесь с ними часто ассоциируют сбросы и сбросо-сдвиги.

Зона фронтального скучивания. Прежде всего данная зона представлена складчато-надвиговыми системами Загроса и Тавра. Кроме того, по аналогии с Периндийским сегментом сюда же следует относить и все нагорье Малого Кавказа и Центрального-Восточного Ирана, чрезвычайно напоминающее по своей конфигурации и внутренней структуре Тибетско-Памирское плато. Место наибольшего внедрения здесь, как и в Периндийском сегменте, следует искать где-то в середине фронтальной зоны, т. е. напротив центральной части Загроса на меридиане Зенджанского (Кумского) пережима Центрально-Иранского плато


С
βN₂-Q
Q
K
K₂
P
N₁-₂
K₂?
J
K₁
Mt
γJ
γN
K₂ - P
км 10 0 20 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

и кульминации Эльбурса. Однако в рассматриваемом сегменте заметно увеличивается продольная асимметрия зоны скучивания. Если в обрамлении Индостана высота орогенного поднятия максимальна в середине: Гималаи выше Памира, то здесь область наибольшего орогенеза слегка смещена к западу, и Кавказ по амплитуде воздымания не уступает Загросу (а местами существенно выше) и явно превосходит в этом смысле Центрально-Иранское плато. В пределах последнего кора местами утолщена (до 45–50 км), однако неравномерно, а в некоторых местах (впадины Дешт-и-Лут и Дешт-и-Кевир) имеет даже пониженную мощность порядка 35–37 км [Dehghani, Makris, 1984].

О сильном расчленении коры на блоки свидетельствуют и фокальные механизмы землетрясений [Гущенко и др., 1990; Николаев, 1978; Chandra, 1984; Jackson, McKenzie, 1984; Nowroozi, 1972, 1985; Nowroozi, Mohajer-Ashjai, 1985]. При этом стабильное надвиговое поле напряжений отмечается только для Тавра и Загроса. Севернее картина гораздо более сложная: здесь в целом преобладают механизмы сдвигового и, реже, сбросового типа, хотя имеются и обширные регионы проявления надвигового поля напряжений (Кавказ, Эльбурс). П. Н. Николаев [1978] на основе статистического анализа фокальных механизмов пришел к интересному выводу о наличии в регионе одновременно действующих разноранговых полей напряжений. Так, если при одном уровне генерализации данных такие области, как Кавказ и Южно-Каспийская впадина, характеризуются принципиально разными тектоническими обстановками: в первом случае – надвиговое поле напряжений, а во втором – сбросовое, то при более высоком уровне осреднения они объединены общим сдвиговым полем напряжений, очевидно, имеющим глубинное происхождение.

О том, что сдвиговая составляющая деформации играла значительную роль в процессе структурообразования в пределах рассматриваемой зоны, свидетельствует и анализ структурного рисунка.

Складчатая система Загроса и Битлисского Тавра маркирует северную границу Аравийской плиты. Зона Внешнего Загроса и продолжающая ее к западу система пологих предгорных складок в Турции (вал Мардин и др.) образовались в позднем миоцене – квартере в результате срыва чехла кратона по эвапоритам инфракембрия. Более условно к этой внутриплитной зоне смятия может быть отнесена линия надвигов Внутреннего Загроса, включающая чешуи как аравийского, так и тетического происхождения. Судя по проявляющемуся в ряде мест несогласному налеганию миоцена на подстилающие породы палеогена и мела (олигоцен, как правило, размыт), формирование структуры здесь началось в олигоцене; все же особенно четко выражено здесь предплиоценовое угловое несогласие [Geological map of Iran, 1985].

Однако деформация северного края Аравийской плиты не исчерпывалась только образованием складок и надвигов: большое значение здесь имели и деформации в горизонтальной плоскости с участием сдвигов.

←

Рис.77. Схема геологического дешифрирования космических снимков Лутского массива и Восточно-Иранской зоны [Kopp, 1974]

1 – геологические границы: *а* – отчетливо дешифрирующиеся, *б* – предполагаемые, *в* – перенесенные с геологических карт; *2* – фациальные границы; *3* – фотомаркирующие горизонты; *4* – оси складок: *а* – синклинальных, *б* – антиклинальных; *5* – линии простираний; *6* – разрывы: *а* – отчетливо дешифрирующиеся, *б* – предполагаемые, *в* – перенесенные с геологических карт; *7* – зоны трещин; *8* – линеаменты неясной природы; *9* – контуры некоторых округлых структур неясной природы; *10* – элементы залегания; *11* – гранитоиды; *12* – офиолиты, меланж; *13* – тела диабазов в верхнемеловом флише; *14* – темноокрашенные участки внутри вулканической толщи палеогена; *15* – кремнистый флиш с радиоляритами; *16* – граница Восточно-Иранской зоны; *17* – четвертичный вулкан

В плане Загрос представляет собой сильно асимметричную структурную дугу с широким, северо-восточного простирания, юго-западным крылом, антитетически подвернутым правыми сдвигами Минаб и Сарбизан (см. рис. 76, 77) и сильно растянутым, почти прямолинейным северо-западным крылом. В центральной части последнее нарушено правосдвиговой зоной Казерун, которая расчленяет главную дугу Загроса на две дуги более высокого порядка, четче выраженные во Внешнем Загросе: Кух-и-Пушт (западная) и Берегового Фарса (восточная) [Falcon, 1969]. Детальный анализ структурного рисунка показывает, что вся вышеохарактеризованная система дуг разного порядка возникла в результате антитетических подворотов их восточных флангов правыми сдвигами, т. е. за счет продольного изгиба в горизонтальной плоскости. Об этом свидетельствует выпуклая к северо-востоку конфигурация сместителей правых сдвигов и наличие сильного сжатия в смещенных к северу их юго-западных крыльях, где наблюдаются локальные выходы фундамента и сложная чешуйчатая структура с северо-восточным простиранием складок и надвигов, а также необычные для Загроса механизмы землетрясений с северо-западным простиранием оси P [Chandra, 1984; Jackson, McKenzie, 1984].

Однако имеются признаки того, что окончательное оформление дуг происходило при участии поперечного изгиба в горизонтальной плоскости, сопровождавшегося выдвиганием их замков к югу: 1) наличие в тылу всей системы дуг продольной грабенообразной депрессии Гавкуни, расширяющейся напротив вышеупомянутых частных дуг 2-го порядка и характеризующейся раздвиговыми механизмами землетрясений; эта продольная трогообразная впадина занимает в структуре то же положение, что и зона продольных новейших сбросов вдоль сутуры Инда-Цангпо к северу от Индостана, и может свидетельствовать о том, что подгибание флангов дуг привело к отслаиванию их тыловых частей и выдвижению вперед вершин; 2) увеличение кривизны дуг по направлению к внешней стороне, к Месопотамскому прогибу; сильно изогнутые внешние части дуг (или просто "внешние" дуги) ограничены сдвигами – не только правым, но и левыми – уже с обеих сторон; 3) в этой связи стоит обратить внимание на общее расширение складчатого пояса Внешнего Загроса к юго-востоку. Этот феномен не может быть объяснен ни уменьшением к северо-востоку мощности эвапоритов, по которым осуществляется срыв (во всяком случае, нет таких данных), ни тектоническим пережимом напротив Аравийского выступа, ибо структура Внешнего Загроса к северо-западу упрощается. Так что следует искать какие-то другие причины расширения Внешнего Загроса к юго-востоку, прежде всего в углублении Месопотамского прогиба (что должно было катализировать надвигание в его сторону) и опять-таки в противочасовом вращении Аравийской плиты, увеличивающем степень ее поддвига в районе северо-восточного угла. Обе эти точки зрения никоим образом не противоречат одна другой, более того, увеличение поддвига на краю вращающейся плиты неизбежно должно быть сопряжено здесь с углублением погружающейся литосферной пластины.

Дуга Загроса в целом в геокинематическом отношении является аналогом Гималайской дуги. Обе они возникли, скорее всего, за счет частичной разгрузки образующегося перед фронтом индентора избытка масс. Соответственно резкие входящие углы на краях Загросской дуги (в первую очередь, Ормузский синтаксис, который часто называют "шпорой") представляют собой синдеформационные образования и вряд ли могут идентифицироваться с первичными неровностями Аравийского индентора.

Этот вывод, однако, вряд ли можно распространить на самый главный, выдающийся к северу "мыс" Аравийской плиты в районе Алеппо-Мосула (так

называемый Аравийский выступ), напротив которого в районе Битлисского Тавра и Анатолии в целом, находятся наиболее древние покровы рассматриваемого сегмента коллизионного пояса. Они начали формироваться еще в среднем эоцене (пиренейская тектоническая фаза), хотя главный пик их образования приходится на олигоцен (савская фаза) [Bocaletti, Manetti, 1988; Ketin, 1977; Sengor et al., 1982]. Для сравнения, древнейшие позднекайнозойские структуры Внутреннего Загроса и Восточного Ирана заложились только в савскую фазу и интенсивно достраивались в раннем миоцене (штирийская фаза складчатости) [Bina et al., 1986; Tirrul et al., 1983].

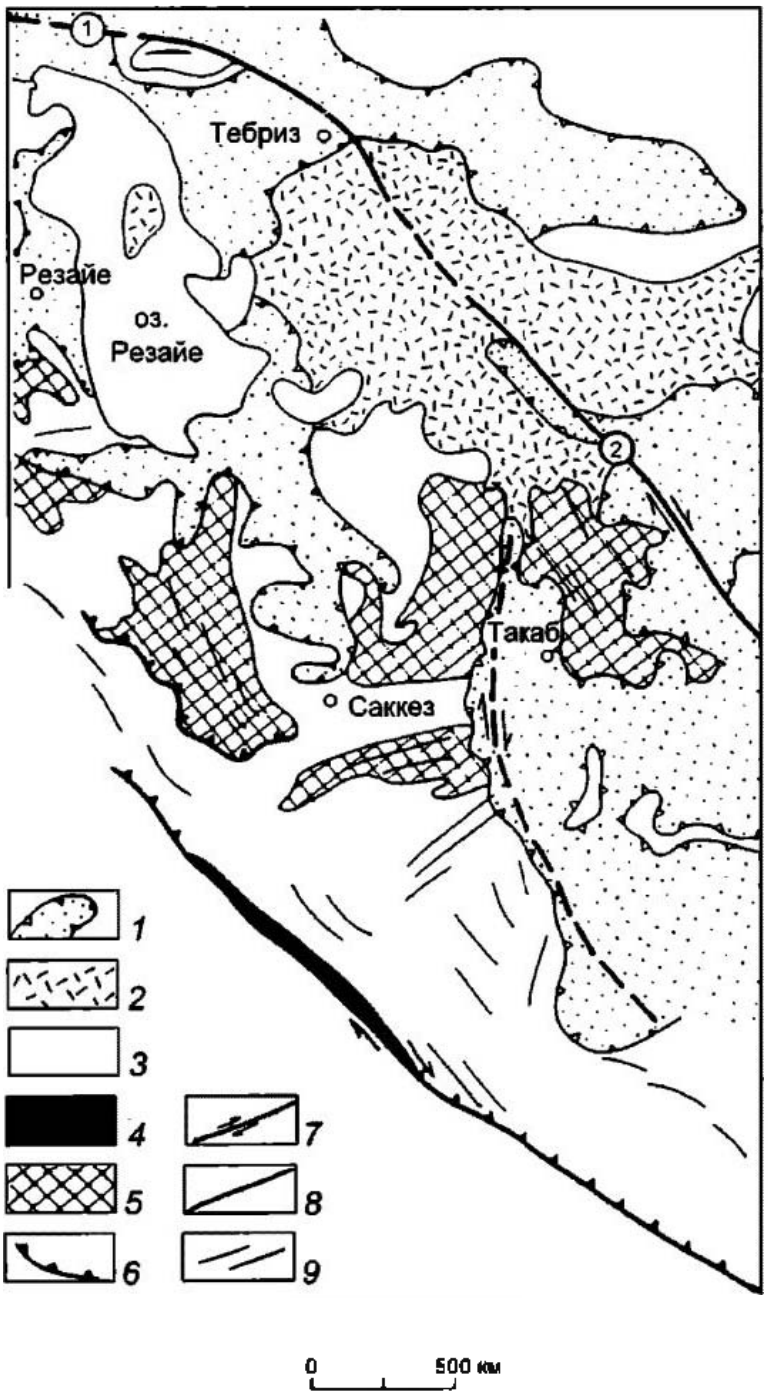


Рис.78. Неоструктурная схема Северо-Западного Ирана

1 – альпийские молассы; *2* – орогенные альпийские вулканиты; *3* – доорогенные альпийские комплексы; *4* – альпийские офиолиты; *5* – доальпийские комплексы; *6* – надвиги и взбросы (вершины треугольников – по падению сместителей); *7* – сдвиги; *8* – разрывы неясного кинематического типа; *9* – осевые линии складок и маркирующие горизонты

Сдвиги (цифры в кружках): 1 – Северо-Тебризский, 2 – Сарезканский

В структуре тыловой части Малокавказской дуги можно увидеть некоторые реминисценции с Пенджабом. Здесь также на востоке присутствуют выпуклые к юго-западу правые сдвиги (рис. 78; см. рис. 82), которые можно считать аналогом Памиро-Каракорумского разрыва. В их юго-западных крыльях отмечаются поперечные структуры северо-восточного – широтного простирания (см. рис. 78), и, возможно, здесь в обстановке недостатка пространства сформировались образования, аналогичные синтаксису Нанга-Парбат в Пенджабе. Однако широкое распространение верхнемиоцен-четвертичных вулканитов и четвертичных отложений, наряду с плохой изученностью данного района, не позволяют сделать однозначные выводы о его кинематике.

Малокавказская дуга дисгармонична по отношению к дуге Битлисского Тавра и отделена от последней зоной растяжения в виде Армянского вулканического нагорья. По палеомагнитным данным [Буртман, 1989], дуга образовалась в послепалеогеновое время в результате вторичного изгиба прямолинейной или даже слегка выгнутой к югу тектонической зоны. Правые сдвиги восточного фланга Малого Кавказа на севере постепенно приобретают меридиональную ориентировку и сопровождаются синтетическими подворотами структурных линий, свидетельствуя о поперечном выдвигании восточного фланга Малого Кавказа к северу. Вместе с тем, если говорить о Малокавказской дуге в целом, то ее структурный рисунок сформировался при существенной роли латерального выжимания к востоку, и об этом будет сказано в соответствующем разделе.

Интересной и не до конца разгаданной представляется орогенная геокинематика плато Центрального-Восточного Ирана, где сложным образом сочетались нагнетание и латеральное выжимание. Весьма вероятно при этом, что оба процесса были в какой-то степени разделены во времени. Структуры горизонтального нагнетания представлены правыми сдвигами Аден-Мангышлакской зоны и связанными с ними структурами сжатия. Сжатие и метаморфизм достигают максимума на востоке треугольного блока Центрального-Восточного Ирана, где он расширяется. Это может свидетельствовать о наличии углового надвигового перекрытия коры, обусловленного вращением блока против часовой стрелки. Однако здесь же присутствует глубокая Лутская межгорная впадина с признаками растяжения коры под ней и грабенообразные депрессии Центрального Ирана.

При анализе структурного рисунка Центрального-Восточного Ирана особого внимания заслуживают два вопроса: о роли в его формировании ротации против часовой стрелки и о генезисе субмеридиональных складок Керман-Тебесской зоны.

Начиная с У. Уэллмана [Wellman, 1966], исследователи обратили внимание на то обстоятельство, что наблюдаемый рисунок правых сдвигов свидетельствует о вращении масс против часовой стрелки. Последнее связывалось либо с наличием вихревой структуры контракционного происхождения [Wellman, 1966], либо с поворотом жесткой Лутской микроплиты, подталкиваемой на северо-востоке блоком Центрального Афганистана [Сборщиков, 1979; Сборщиков и др., 1981]. Полюс вращения в обоих случаях помещался в центре Лутского блока.

Имеются, однако, соображения, противоречащие подобному варианту расположения полюса. Прежде всего, судя по различной морфологии меридиональных сдвигов, находящихся к востоку и западу от Лутской впадины (соответственно, синтетические и антитетические разрывы), первые из них должны обладать существенно большей амплитудой горизонтального смещения по сравнению со вторыми. Если же полюс вращения действительно, как это

предполагают, находился в центре Лутского блока, размер смещения по ограничивающим его с запада и востока сдвигам должен был быть примерно одинаков. Далее, недостаточно доказаны широтные правые сдвиги, которые должны были замыкать поворот блока с северной и южной стороны.

По нашему мнению, многие вопросы могут быть сняты, если допустить, что вращение участков коры по правым сдвигам осуществлялось из нескольких разных полюсов и, таким образом, было связано с внутренней пластической деформацией Лутского домена. Соображения против жесткости последнего уже высказывались в литературе [Berberian, 1977; Mohajer-Ashjai et al., 1975].

По дугообразно изогнутой Аден-Мангышлакской правосдвиговой зоне устанавливается ротационный полюс где-то в северо-западной части Аравийского микроконтинента (см. рис. 83, *Б*). Это вращение, судя по значительной протяженности и амплитуде вышеуказанной правосдвиговой зоны, представляется наиболее главным и, несомненно, обусловливалось таким же движением Аравийской плиты. Оно предопределило треугольную форму плато Центрального-Восточного-Ирана и его интенсивное сжатие, местами сопровождающееся формированием перекрестной складчатости на востоке.

Далее, устанавливается группа самостоятельных структур вращения, которые связаны с затуханием и искривлением на севере меридиональных правых сдвигов. Так, по сильно выпуклым к северо-востоку сдвигам Минаб и Сарбизан устанавливается полюс вращения (против часовой стрелки) восточного крыла Загросской дуги, находящийся на западе Ормузского пролива. Блоки Центрального Ирана (вместе с западной частью Керман-Табасской зоны) поворачивались против часовой стрелки (со сжатием на юго-востоке и растяжением на северо-западе) вокруг полюсов, находящихся в районе Найбенда. Полюс поворота западного крыла крупноамплитудной Систанской правосдвиговой зоны, сильно сжатого на севере, находится где-то в центре Загроса или на северной оконечности Персидского залива – если исходить из кривизны ее магистрального разрыва (Западный Нех). Он совпадает с центром сопряженного поворота по часовой стрелке западного крыла Восточно-Макранской дуги. Наконец, Копетдаг поворачивается против часовой стрелки (со сжатием на северо-западе) с полюсом в районе впадины Дешт-и-Кевир.

Таким образом, сильный разброс полюсов вращения и существенно неодинаковая амплитуда сдвигов обрамления Лута не допускают, на наш взгляд, вращения последнего как жесткого блока с полюсом в центре. Однако концентрация структур, связанных с вращением против часовой стрелки, на востоке клиновидного домена Центрального-Восточного Ирана, а также сильная удаленность к западу ряда полюсов и возрастание к востоку амплитуды правых сдвигов могут быть объяснены вращением Аравии. С данным выводом, полученным на основе анализа структурных рисунков, согласуются палеомагнитные данные [Conrad et al., 1981; Soffel, Forster, 1984], согласно которым в пределах Центрального-Восточного Ирана преобладает противочасовое вращение масс, причем оно достигает максимума в пределах Лутского участка и постепенно убывает к западу.

По особенностям конфигурации домена Центрального-Восточного Ирана угадывается асимметричный сдвиговый дуплекс (см. рис. 45, *Г*, внизу), на востоке ограниченный более мощной Аден-Мангышлакской правосдвиговой зоной, а на северо-западе – серией выпуклых к юго-западу кулисных правых сдвигов (Дех Шир, Зехрек, Серезкан и др.). S-образный изгиб южной части предполагаемого дуплекса прекрасно виден на востоке Внутреннего Загроса и Урмия-Дохтарского пояса. Однако, для того чтобы в этом вопросе не оставалось сомнений,

необходимо доказать правосдвиговый характер протяженных разрывов широтного – северо-восточного простирания (Дорунех, Торуд, Биябанк и др.) на севере предполагаемого дуплекса. Последние, тем не менее, имеют недостаточно определенную кинематическую характеристику (для них устанавливаются в разных местах то право-, то левосдвиговые, то взбросовые подвижки) [Berberian, 1976, 1977].

Убедившись в существенной роли пластической деформации, сопровождавшейся вращением мелких блоков и всего Центрального-Восточного Ирана в целом, легче подойти к вопросу о происхождении развитых здесь субмеридиональных складчатых зон (прежде всего, Керман-Табасской), образовавшихся при участии аномального широтного сжатия. До сих пор их генезис объясняли лобовым сжатием выжимаемых по латерали треугольных блоков: либо Центрального-Восточного Ирана (из Кавказского синтаксиса) [Tapponnier et al., 1981], либо Афганистана (из Памирского синтаксиса) [Сборщиков, 1979, 1988].

Вместе с тем, выпуклая к западу конфигурация Керман-Табасской зоны противоречит точке зрения об ее образовании в результате выжимания с запада: в этом случае она была бы выгнута в восточном направлении, по ходу движения выжимаемого блока – так, как это имеет место, например, для поперечных складок Южного Каспия, изгибавшихся к центру одноименного тектонического азиля. Да и других примеров такого рода в настоящей работе приводится немало, причем обратных случаев нигде не наблюдается. Соответственно с выжиманием Центрального-Восточного Ирана к востоку здесь можно связывать только слегка выпуклые в этом направлении складки Систанской зоны, однако их меридиональное простирание в существенной мере предопределено правым сдвигом. Интересно отметить в этой связи упоминаемое некоторыми авторами [Freund et al., 1970; Tirrul et al., 1983] наложение меридиональных складок на таковые северо-западного простирания, что может свидетельствовать о двухстадийности деформации в этом районе: вначале правый сдвиг, а затем – широтное сжатие.

С неменьшими трудностями сталкивается и представление о компенсации широтным сжатием в Керман-Табасской зоне западного эскейпа Афганского блока. Здесь прежде всего обращает на себя внимание недоказанность трассировки западного продолжения Гератского правого сдвига на разлом Дорунех в Иране. Последний заметно изогнут к северу напротив меридиональных сдвигов Систанской зоны, что, может быть, свидетельствует о его вторичной деформации. Кроме того, его кинематическая характеристика до сих пор остается неопределенной [Berberian, 1976], и, по мнению автора, здесь возможны наложения разнонаправленных перемещений (см. ниже).

Важную информацию о генезисе складок Керман-Табасской зоны дает анализ морфологических различий меридиональных правых сдвигов к востоку и западу от Лутской впадины. Те и другие на юге сопровождаются плавными синтетическими подворотами структур на их восточных крыльях, свидетельствующими о поперечном (южном) перемещении масс. Однако структурные рисунки их смещенных к северу западных крыльев существенно неодинаковы.

Первые (разломы Нех, Гори и др.) обладают всеми свойствами синтетических сдвигов (см. рис. 76, 77): они образуют довольно широкую (до 100 км) зону вязкого волочения, внутри которой наблюдается много тесно сближенных субпараллельных сдвигов с синтетически подвернутыми крыльями; указываются [Freund, 1970, 1974] признаки общего вращения по часовой стрелке внутри этой зоны, свидетельствующего о проявлении деформации простого сдвига.

На западе правосдвиговое смещение компенсируется образованием очень плавно выгнутой к северу огромной дуги, осложненной транспрессионным веером правых сдвигов (см. рис. 77). Таким образом, здесь все свидетельствует об общем перемещении материала к северу.

Вторые – разломы к западу от Лутской впадины (Найбенд, Гавк, Кухбенан) – построены принципиально иначе. Они представлены узкими, четко выраженными и сильно разобщенными друг от друга линиями, с отсутствием каких-либо признаков общего вращения крыльев по часовой стрелке. Смещение к северу западных крыльев компенсируется образованием не дугообразных структур, а очень коротких, перпендикулярно причленяющихся к линии разлома гемиантиклиналей, быстро погружающихся по удалении от последнего. Эти складки имеют субширотное простирание и, таким образом, перпендикулярны общему структурному плану Керман-Табасской зоны. Вместе с тем, не наблюдается и признаков наложения гемиантиклиналей на субмеридиональные складки: последние везде их плавно облекают.

Можно высказать предположение, что все наблюдаемые изменения морфологии правых сдвигов при движении с востока на запад связаны с проблемой пространства. Западные крылья наиболее восточных сдвигов могли легко смещаться к северу, так как впереди находилось свободное пространство в тылу Копетдагской дуги. Западнее, где смещающиеся блоки утыкались уже в западный фланг последней, места для продвижения к северу было существенно меньше, и поэтому блоки разворачивались к западу с вращением против часовой стрелки.

Вышеохарактеризованные структурные особенности позволяют выдвинуть новую гипотезу образования меридиональных складок Керман-Табасской зоны. Представляется, что сформировавшее ее широтное сжатие и плавный изгиб к западу могут быть легко объяснены, если ее сравнить со сводом диапировой складки, в ядро которой закачивается пластичный материал (рис. 79) – только, конечно, если эту складку опрокинуть в горизонтальную плоскость. Роль "поверхности фундамента", вдоль которой идет перемещение нагнетаемого материала, здесь играют плоскости меридиональных сдвигов. С данной точки зрения становится понятным возникновение таких специфических черт, как, например, треугольный грабен Табас (область деформационной тени, куда "не доехал" накачиваемый с юга материал) и осложненный меридиональным надвигом и выгнутый к западу хребет Шотори (структура сжатия, частично закрывающая деформационную тень).

Необходимо отметить, что вся эта сложная структура нагнетания в горизонтальной плоскости была сформирована в современном виде уже где-то к плиоцену или квартеру (предположительно), ибо отмечаются признаки инверсии знака движений многих разломов. В частности, по данным решений фокальных механизмов и по полевым наблюдениям четвертичных нарушений [Berberian, 1976; Seismotectonic map..., 1992] разломы Дорунех и Кухбенан, ограничивавшие Керман-Табасскую зону с флангов и являвшиеся правым и левым сдвигом соответственно, в квартере поменяли знак своего движения на обратный.

Заканчивая анализ проблемы генезиса меридиональных складок Керман-Табасской зоны, можно в наиболее общем виде сказать, что они образовались в результате компенсации сдвигового перемещения по затухающим разрывам Оманской линии, упирающимся в левые сдвиги Восточного Эльбурса. Из-за недостатка пространства на севере блоки разворачивались против часовой стрелки и подпирали к западу кору Центрально-Иранского массива. Однако для того, чтобы нагнетание масс могло произойти, необходимо наличие некоторого

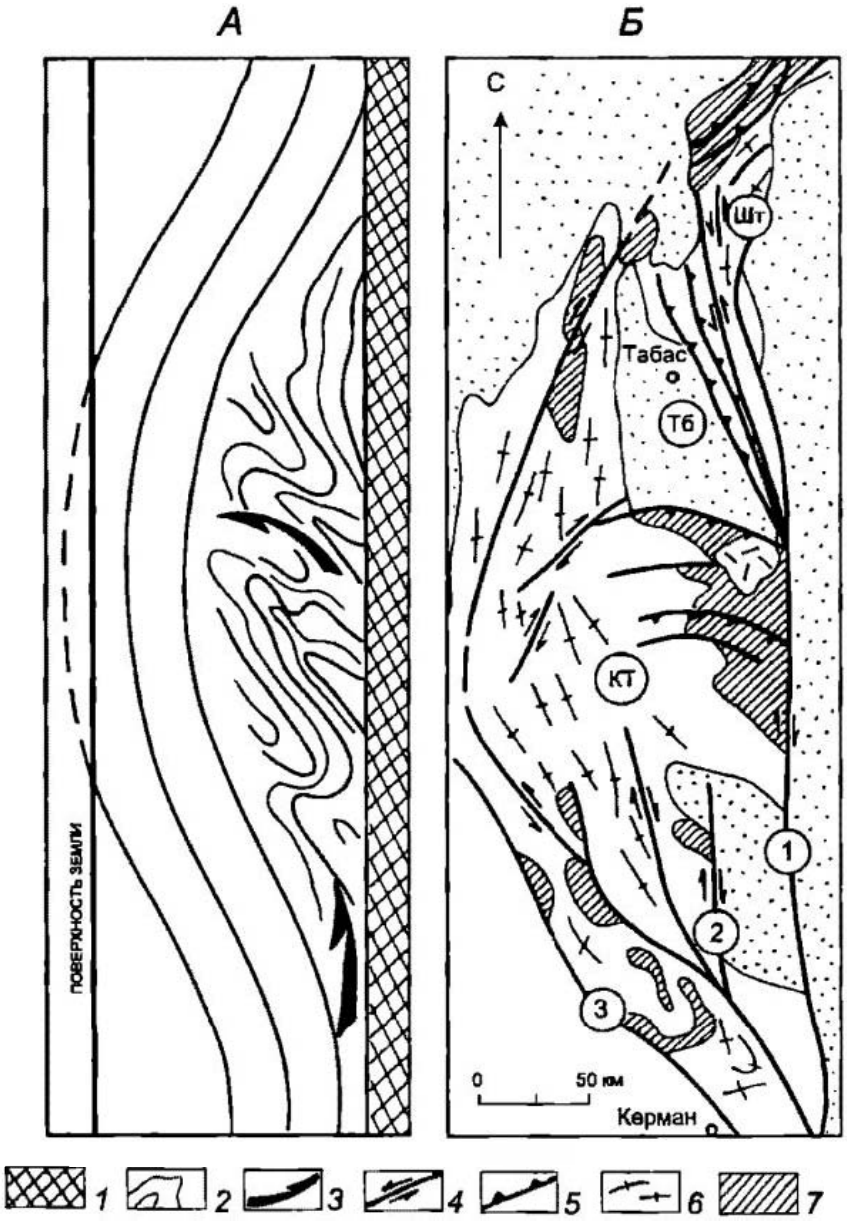


Рис.79. Сравнение структуры вертикальных и горизонтальных диапиров

А – вертикальный диапир (принципиальная схема – вертикальный разрез, повернутый на 90°); *Б* – структурная схема Керман-Табасской зоны (Восточный Иран) – "горизонтальный диапир"

1 – фундамент; *2* – стратиграфические слои; *3* – направление нагнетания пластичных пород; *4* – сдвиги; *5* – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *6* – оси складок; *7* – мегантиклинали, сложенные палеозойско–триасовыми осадками в ядре

КТ – Керман-Табасская зона, Тб – Табасский рамповый грабен, Шт – антиклинорий Шотори

Разломы (цифры в кружках): 1 – сдвиг Найбенд, 2 – сдвиг Гавк, 3 – сдвиг Кухбенан

свободного пространства – тектонического убежища, и в этом смысле обращает на себя внимание расходящийся рисунок левых и правых сдвигов по краям треугольного домена Центрального-Восточного Ирана (рис. 80). Если считать, что сдвиги обрамляют жесткий блок, никакого растяжения в его тылу может и не быть. Если же рассматривать рисунок сдвигов как результат пластической деформации и течения масс, то выдвигание Копетдага и Макрана соответственно к северу и югу можно представить в качестве двух расходящихся струй тектонического потока. В этом случае между ними обязательно должно было существовать некоторое разряжение, куда могли засасываться нагнетаемые массы коры. Кроме того, меридиональное растяжение глубинных горизонтов уже само по себе могло генерировать широтное сжатие поверхностных горизонтов. Принципиальная возможность подобного механизма складкообразования была

экспериментально доказана В. В. Эзом [1959], где в качестве "фундамента" использовался лист резины. При растяжении последней "чехол" из слоистого пакета компетентных материалов сминался в умеренно сжатые складки, ориентированные в направлении растяжения.

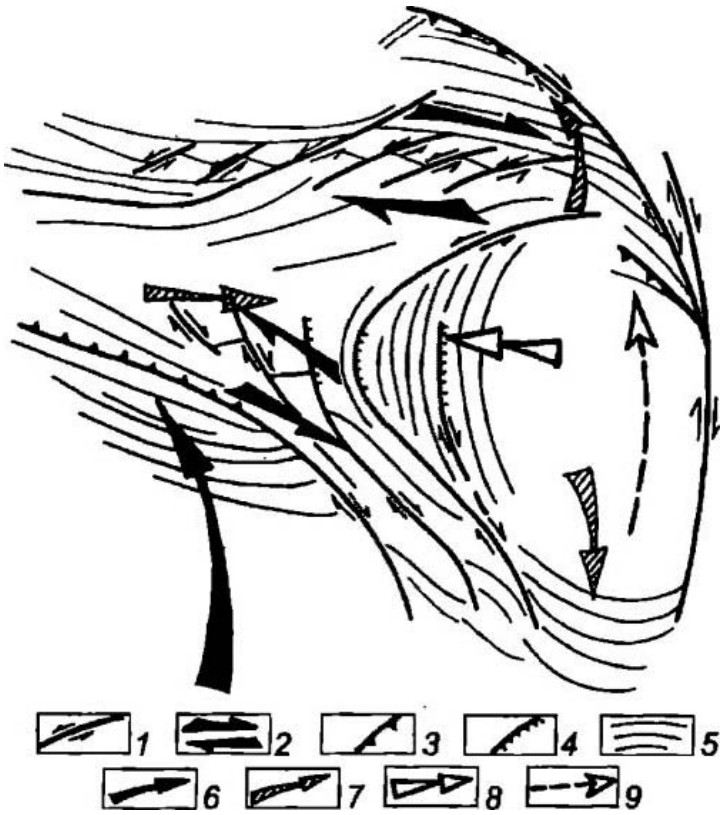


Рис.80. Предполагаемая модель соподчиненности разнопорядковых деформаций и перемещений в Центральном – Восточном Иране

1 – сдвиги; *2* – широкие зоны простого сдвига, устанавливаемые по расположению более мелких антитетических сдвигов с противоположным знаком смещения; *3* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителя); *4* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); *5* – осевые линии складок; *6* – направление движения вдавливающейся в Евразию Аравийской плиты (процесс 1-го порядка); *7* – направления реактивного выжимания масс, сопровождающегося меридиональным растяжением в Центральном и особенно Восточном Иране, а также поддвигом первого под последний (процесс 2-го порядка); *8* – направление более поверхностного противотока масс, сопровождающегося надвиганием в противоположном направлении и сжатием в Керман-Табасской зоне Восточного Ирана (процесс 3-го порядка); *9* – общее направление поворота блока Центрального-Восточного Ирана, обусловленного вращением Аравийской плиты (отраженное проявление процесса 1-го порядка)

Как видно, вышеохарактеризованная гипотеза легко объясняет такие свойства структуры Керман-Табасской зоны, как ее дугообразная форма, быстрое затухание по простиранию (своего рода "самозарождение") и относительно небольшая степень деформированности слоев.

Структура нагнетания, аналогичная Восточно-Иранской и симметричная ей, только с вращением уже по часовой стрелке, намечается в сходной структурной позиции уже на западном краю рассматриваемой области фронтального скучивания в районе хребтов Нурхак и Хезанлы в Турции. Здесь оси складок и надвиги образуют что-то вроде сигмоиды или вихревой структуры, плавно изгибаясь от север-северо-восточного простирания до северо-западного на подходе к Северо-Анатолийскому правому сдвигу (см. рис. 82). Важно подчеркнуть, что здесь, как и на востоке, нагнетание материала происходит во внутреннем (обращенном

к предполагаемому индентору – Аравийской плите) крыле фланговой сдвиговой зоны в месте ее сочленения с коллизионным поясом. В данном случае это затухающие северные ветви Левантинского левого сдвига. Роль тектонического азиля и здесь выполняет область вероятного растяжения между расходящимися сдвигами разного знака – Северо-Анатолийским правым и Восточно-Анатолийским левым.

Если продолжить линию сравнения с занимающими аналогичное положение участками зоны динамического влияния Индостанского индентора, то аналогом области нагнетания на востоке Турции там будет синтаксис Нанга Парбат в Пенджабе. Что же касается таковой на востоке Ирана, то, как уже говорилось выше, ее южная часть (восток Загроса) похожа на завернутые против часовой стрелки структуры восточной части Гималаев в Юньнани. В Тибете отсутствует какой-либо аналог Керман-Табасской зоны. Однако им может оказаться находящаяся несколько восточнее новейшая складчато-надвиговая зона Лунгмыньшань в северо-западной части Китайской платформы (см. рис. 64). Она также ориентирована субмеридионально и имеет форму выпуклой к западу дуги, но, что особенно существенно, она, как и Керман-Табасская зона, сидит напротив открывающейся к востоку треугольной депрессии (впадины Алашань, в данном случае), по краям ограниченной сдвигами разного знака: на севере – левыми, а на юге – правыми. Наличие этих разрывов позволяет связать происхождение треугольной депрессии с меридиональным растяжением, которое способно возникнуть в точке расхождения сдвигов (при условии, что деформация имеет пластический характер). Зона Лунгмыньшань выгнута в направлении впадины Алашань и напротив последней в наибольшей степени деформирована, что приводит к мысли о ее затекании во впадину.

Можно видеть, что в обеих областях фронтального скучивания – как Периаравийской, так и Перииндийской – восточный участок горизонтального нагнетания материала (т. е. находящийся напротив восточного, правосдвигового, фланга зоны внедрения) по своим размерам существенно превышает западный. Это, безусловно, связано с вращением индеторов против часовой стрелки, обусловливающим резкое увеличение амплитуды фланговых правых сдвигов по сравнению с таковыми левыми. Как мы уже говорили выше, в Периаравийской области вращение против часовой стрелки сказывается также в дугообразной конфигурации Аден-Мангышлакской правосдвиговой фланговой зоны, в интенсивных деформациях на востоке Ирана и в формировании S-образно завернутых структур типа асимметричных дуплексов на юго-востоке последнего. Треугольный блок Центрального-Восточного Ирана в целом по своей морфологии, как и Тибет, является асимметричным сдвиговым дуплексом с гипертрофированным восточным сдвиговым ограничением.

5.3.2. Внешняя область индентации

Внешняя область зоны динамического влияния Аравийского микроконтинента, как и таковая в Перииндийском сегменте, характеризуется структурными рисунками, связанными с продольным удлинением складчатого пояса. Ближе к индентору оно реализуется, в основном, в форме сдвигообразования, а на удалении формируются сбросы и концентрическая цепочка глубоких новейших впадин: Восточно-Черноморской, Средне- и Южно-Каспийской и Лутской.

Осевая зона внедрения. Выделяется с большим трудом, чем для Индостана – в связи с выраженностью нескольких центров выжимания. Многие авторы располагают место наибольшего внедрения Аравии между Северо-Анатолийским правым и Шахрудским (Восточно-Эльбурсским) левым сдвигами, т. е. напротив

Аравийского выступа и Транскавказского пережима [Jackson,1992; Tapponnier, Molnar, 1976]. В. С. Буртман [1989] помещает эту точку в самой западной части последнего, в район Эрзерумской шейки орогенного пояса. Обе точки зрения имеют свои резоны, однако они не учитывают наличия крупных правых сдвигов на Кавказе [Копп, 1989; Расцветаев, 1973, 1980, 1989] и, кроме того, весьма заметного Эльбурсского (Зенджанского) пережима орогенного пояса. Исходя из этих соображений, а также на основании сходства с Периндийским сегментом, автору представляется, что первопорядковая ось растекания материала, маркирующая место главного внедрения, располагается в районе этого пережима.

Изложенное выше доказывает, что Южно-Каспийскую депрессию следует считать аналогом Таримской впадины (на новейшем этапе), тогда как дугообразно выгнутая к северу структурная линия Восточного Кавказа – Апшеронского порога – Прибалханской зоны Западной Туркмении намечает что-то вроде Тянь-Шаньской дуги. Апшерон-Прибалханская дуга с двух концов "поддерживается" антитетическими сдвигами разного знака: на западе – правыми Центрально-Кавказской и Ленгебиз-Сальянской зон, а на востоке – левыми Каракалинского участка Копетдага (более четко приспособление к сдвигам выражено на западе).

Черты сходства орогенной геокинематики, местоположения и формы Южно-Каспийской и Таримской впадин позволяют более уверенно говорить о том, что обе они образовались не из-за "обтекания" неких гипотетических срединных массивов (особенно часто наличие такового постулируется многими авторами для Таримской впадины – так называемой Сериндии Э. Аргана), а в результате индентации жестких плит в Евразию. В равной мере не представляется исчерпывающей и точка зрения, согласно которой обе впадины, особенно Южно-Каспийскую [Зонненшайн, Ле Пишон,1987], считают производными от древних океанических или субокеанических бассейнов. Такого рода глубоководный бассейн, унаследованный от окраинного островодужного моря, действительно сохранялся до среднего миоцена на месте современного южного склона Большого Кавказа и северной части Южно-Каспийской впадины [Копп, Щерба,1985]. Однако в конце миоцена – плиоцене он захлопнулся и осадки в Кобыстане и на Западном Копетдаге претерпели сжатие. Конечно, в центре Южно-Каспийской впадины (особенно на севере) мог сохраниться какой-то реликт древней субокеанической коры, однако большая часть впадины все-таки новообразована и наложена на мезозойскую островную дугу.

Дальнейшая трассировка осевой зоны к северу вызывает определенные затруднения. Если считать Южно-Каспийскую впадину аналогом Таримской, то можно было бы, исходя из сходства с Центральной Азией, ожидать наличия к северу или северо-востоку крупной области сбросо- и рифтообразования в условиях интенсивного новейшего поднятия. Здесь же ничего подобного нет: линейные новейшие поднятия вроде Мангышлака связаны с крупными разломами взбросо-сдвигового характера. В целом же запад Средней Азии – это область новейшего погружения, находящаяся напротив "зияния" между двумя соседними плитами-индентерами. Следовательно, данная территория принадлежит к сфере динамического влияния Индостана или, по крайней мере, к промежуточной зоне. Возможно, новейший рифтогенез зарождается в пределах Карабугазского и, особенно, Центрально-Каракумского сводов, где отмечается высокий тепловой поток.

В то же время растяжение на фоне прогибания происходит, о чем уже говорили выше, в самой Южно-Каспийской впадине. В целом вся Каспийская меридиональная полоса погружений, активно развивавшаяся на новейшем этапе,

входит в более крупную рифтогенную структуру меридионального простирания, пересекающую всю Восточно-Европейскую платформу [Ишутин,1988; Расцветаев, 1973].[1]

Другими словами, если продолжить сравнение с Центральной Азией, то можно констатировать, что в рассматриваемом сегменте удается найти только юго-западный (аналог Таримско-Уренгойского) отрезок оси растекания, тогда как северо-восточный (аналог Байкальского) отсутствует. Но зато в Периаравийском сегменте четко выражены две оси растекания, находящиеся к юго-западу от главной. Наиболее крупная из них, приуроченная к Эрзерумской шейке складчатого пояса, маркируется сменой правых сдвигов Северо-Анатолийской зоны левыми сдвигами западного фланга Малого Кавказа, а другая разделяет Большой Кавказ посередине на два блока, выжимаемые к Черному и Каспийскому морям (см. рис.39). Первая их этих осей еще может быть сопоставлена в структуре Средней Азии с водоразделом между Гератским левым и Дарвазским правым сдвигами, вторая же не проявляется никак.

О причинах исчезновения северо-восточной части осевой зоны Периаравийского сегмента, равно как и ее наращивания на юго-западе, можно лишь догадываться. Связывать вышеуказанную особенность с меньшей глубиной внедрения Аравии не представляется возможным хотя бы потому, что все остальные привычные для нашего анализа элементы строения этой области (треугольное в плане плато – Центрального-Восточного Ирана, осевая структура типа горизонтального грабена – Южно-Каспийская впадина, выдвинутый на север клин - Малый Кавказ и др.) почти идентичны по своему местоположению и размером таковым в Перииндийском сегменте. Поэтому, как мне представляется, главную причину отмеченных различий следует искать не столько в величине внедрения, сколько в траектории движения микроконтинента-индентора. Очевидно, Аравия обладала большей составляющей перемещения к западу и, кроме того, сильнее поворачивалась против часовой стрелки. И то, и другое соответствует имеющимся определениям траектории дрейфа Аравийской плиты [Зоненшайн и др., 1987; Казьмин и др.,1987; Савостин и др.,1987; De Mets et al., 1990; Garfunkel,1981; Hempton,1987].

Скорее всего, движение Аравии приобрело большую (по сравнению с Индостаном) вращательную компоненту из-за наличия на востоке более мощной сферы влияния последнего, не допускающей сильного выжимания материала к северо-востоку.

В целом, можно считать, что осевая зона внедрения в Периаравийском сегменте намечается достаточно уверенно, однако она выглядит не столь четко и локализованно, как таковая в обрамлении Индостана. Пересекающиеся правые и левые сдвиги и разделяющие их многопорядковые оси растекания – все это создает довольно сложный структурный рисунок, происхождение которого

---

[1] Когда рукопись настоящей книги уже была передана в издательство, автором были проведены исследования динамики и кинематики формирования новейшей структуры районов вала Карпинского, Ергенинского уступа и южной части Доно-Медведицких дислокаций. Полевые мезотектонические и геоморфологические наблюдения, подкрепленные анализом структурных карт платформенного чехла и материалов дистанционного зондирования, убедительно показывают главенство сдвиго-сбросового структурного парагенезиса, сформировавшегося при субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении [Kopp et al., 1997]. При этом, что особенно важно, роль сбросов возрастает к востоку (в сторону Прикаспийской впадины) и к северу. Полученные данные позволяют рассматривать область внутриплатформенных плиоцен-четвертичных впадин (Тамбовский бассейн и западная часть Прикаспийской впадины), равно как и Доно-Медведицкую зону флексурных дислокаций, как результат отражения в чехле глубинного рифтогенеза.

трудно понять без знания возраста складок и разрывов. Соответствующий анализ будет проводиться при характеристике краевых зон области выжимания.

Краевые зоны области выжимания. Как и в Прикаспийском сегменте, здесь могут быть выделены Западная и Восточная краевые зоны, различающиеся по кинематике сдвигов.

Определяющим элементом строения Западной краевой зоны являются правые сдвиги с признаками антитетического вращения крыльев. В Турции это Северо-Анатолийский разрыв (и оперяющие его нарушения), исключительно четко выраженный на местности по геологическим признакам и по смещению форм четвертичного рельефа. Правые сдвиги Кавказа, развивавшиеся в обстановке транспрессии, сильно замаскированы покровами. Тем не менее, Л. М. Расцветаеву [1973, 1980, 1987 а и др.] удалось наметить целую систему таких нарушений, выраженных в кулисности складок и в других особенностях структурного рисунка. Большинство сдвигов были подтверждены детальными наблюдениями [Копп, 1979, 1989, 1990 а; Копп, Курдин, 1980; Копп и др., 1989; Курдин, 1987, 1991; Расцветаев, 1980, 1987 а, 1989].

Необходимо сказать, однако, что в структуре Кавказа большое значение имеют и левые сдвиги ([Ажгирей, 1960; Копп, 1979, 1982; Никитин, 1987; Расцветаев, 1973]; см. также гл. 3 настоящей монографии).

Иногда эти разрывы достигают значительной протяженности и амплитуды в десятки километров. Левые и правые сдвиги часто сочленяются под углом и пересекаются, определяя рассматривавшийся выше (см. рис. 36, 39) рисунок мегабудинажа в горизонтальной плоскости. Все это заставляет задуматься над вопросом о приоритете систем сдвигов разного знака: какая из них является главной – или же обе они имеют равное значение?

Важную подсказку при решении этого вопроса дает анализ пространственного распределения разрывов разного знака. Правые сдвиги достигают наибольшей протяженности, амплитуды и выраженности на западе Кавказа и в Турции (Северо-Анатолийский разлом является в данном случае как бы наиболее совершенным их выражением), тогда как левые лучше всего проявлены на востоке Кавказа и около бассейна Южного Каспия. Можно, таким образом, предполагать, что те и другие участвуют в формировании разных структурных ансамблей: правые сдвиги являются элементом западной краевой зоны внедрения Аравии, где движение выжимаемых блоков было направлено к западу и юго-западу, левые же, обеспечивавшие тектоническое течение масс к востоку, связаны с формированием более локального комплекса структур Южно-Каспийской котловины.

В конце настоящего раздела я еще вернусь к вопросу о соотношениях сдвигов разного знака – в связи с анализом возраста структуры. Теперь же сосредоточимся на главном – рассмотрим морфологию правых сдвигов (которые автор считает первопорядковым элементом структуры рассматриваемой краевой зоны).

В южной части Кавказа (Малый Кавказ, Талыш) правые сдвиги ориентированы поперек структурного плана и характеризуются синтетическими подворотами структурных элементов. Однако на подходе к Большому Кавказу сдвиги постепенно искривляются, приобретая диагональное и даже продольное простирание, что сопровождается появлением антитетических подворотов западных крыльев и ветвлением разрывов.

Весьма наглядно эти особенности проявляются в строении наиболее крупной Центрально-Кавказской правосдвиговой зоны (см. рис. 39), выделенной Л. М. Расцветаевым [1973]). На юге она представлена серией кулисно

расположенных мегаскладок восточного крыла Малокавказской дуги. Значительная (по сравнению с длиной) ширина сдвига, сжатие поперек него, преимущественно пластический тип деформаций свидетельствуют о его синтетическом характере на данном отрезке. Севернее сдвиговое перемещение компенсировалось смятием третичных отложений (Аджаро-Триалетская и Ширакско-Аджиноурская складчатые зоны общекавказского простирания). Все это достаточно ясно свидетельствует о поперечном, направленном к северу, перемещении Малого Кавказа.

Однако в вершине Малокавказской дуги, приблизительно на меридиане Тбилиси, в строении зоны происходят существенные изменения.

Эшелонированные складки сменяются крупными разрывами – сдвигами и взбросо-сдвигами, расходящимися в плане в виде веера транспрессионного типа. Одна группа сдвигов, субмеридионального – север-северо-западного простирания (Красногорская и Гомборско-Сагареджинская зоны) отделяет Карталинскую впадину от Чинчвельтского покрова и Ширакско-Аджиноурской зоны третичных складок. В целом, здесь преобладают синтетические подвороты осей структур. Самая южная из сдвиговых ветвей, ограничивающая с севера Аджаро-Триалетскую зону (Сурамско-Гокишурская сдвиго-надвиговая система [Башелеишвили, 1985]), напротив, имеет субширотную ориентировку. Складки около нее развернуты до восток-северо-восточного простирания и образуют пережатую на севере вынужденную виргацию. Таким образом, южное крыло регионального сдвига повернуто против часовой стрелки, что, в целом, соответствует палеомагнитным данным [Баженов, Буртман, 1990]. Между этими двумя крайними ветвями сдвигового веера выделяется ряд сдвигов, имеющих северо-западное простирание. Некоторые из них прослеживаются в молассах Карталинской впадины, однако наиболее выдержанные участки сдвигов выражены на Большом Кавказе, где они ступенчато смещают вправо Рача-Лечхумскую синклиналь. К юго-западному крылу этой группы сдвигов причленяется поперечное новейшее поднятие Дзирульского массива, замыкающее с запада Карталинскую впадину.

Таким образом, на подходе с юга к горно-складчатой системе Большого Кавказа Центрально-Кавказская сдвиговая зона теряет часть своей амплитуды, сопрягаясь с поперечными структурами сжатия и разветвляясь. Прослеживаемое к северу ее продолжение [Расцветаев, 1973, 1989] ограничивает (в виде крупной флексуры север-северо-западного простирания) Ставропольский свод с его восточной стороны. В данном участке рассматриваемая зона сдвиговых дислокаций выгнута в противоположном направлении – к западу, что сопровождается появлением антитетических подворотов уже в восточном крыле (западный фланг Терско-Сунженской антиклинальной зоны). В западном крыле сдвига, где должно в этом случае существовать растяжение, действительно отмечаются субмеридиональные грабены и цепочки лакколитов в пределах Минераловодского поднятия и моноклинали Скалистого хребта [Милановский и др., 1989; Тверитинова, 1989].

Можно видеть, что по ряду признаков: местоположению в структуре, коленообразной конфигурации, антитетическому характеру на севере и синтетическому – на юге рассматриваемая сдвиговая зона напоминает Таласо-Ферганский разрыв Средней Азии. Поперечное новейшее поднятие Дзирульского массива может быть сопоставлено с Чаткало-Кураминской мегантиклиналью, а Карталинская впадина – с Ферганской. Широтная Сурамско-Гокишурская система взбросо-сдвигов коррелируется с Гиссаро-Илякской зоной сдвигов, Аджаро-Триалетская зона – со складками Таджикской депрессии, а Восточно-Черноморская

впадина (на новейшем этапе развития) – с Таджикско-Амударьинской синеклизой (для того же этапа).

В Центрально-Кавказском пересечении латеральное выжимание имеет полублоковый характер и компенсируется возникновением крупных глубинных мегаскладок вроде новейшего поднятия Дзирульского массива. Вероятно, это следует расценивать как результат повышенного сжатия на участке лобового столкновения. По мере приближения к Восточно-Черноморской впадине (Колхида) начинает срываться чехол (антиклинальная зона Сатанджио-Цаиш), причем появляются и левые сдвиги (кулисная складчатая зона Каламана–Экисмта), замыкающие выжимаемые блоки с юго-востока. Сложенные мелом–кайнозоем небольшие поперечные складки северо-восточного простирания составляют характерный элемент структуры Абхазии, а в акватории геофизические исследования позволили обнаружить целую виргацию поперечных складок, выгнутых к Черному морю [Тектоника.., 1985], – возможно, напоминающие таковые в Южно-Каспийской и Таджикской депрессиях.

Наиболее южным элементом рассматриваемой краевой зоны является Центральная Анатолия (вместе с Кипром), которая может быть сопоставлена с Центральным Афганистаном. Она выжимается в виде целого блока, ограниченного с двух сторон сдвигами разного знака: Северо-Анатолийским правым субширотного простирания – на севере и Восточно-Анатолийским и Эджемишчайским левыми северо-восточной ориентировки – на востоке [McKenzie, 1972; Pavoni, 1961; Rotstein, 1984].

Наиболее четко доказано тортон-четвертичное время смещения Анатолийского блока. Однако иногда нижний возрастной предел этого события опускают до серавалия [Sengor et al., 1982] и даже раннего миоцена [Pavoni, 1961]. Характерно прислонение обширного (до 100 км в поперечнике) поля вулканитов олигоцен-раннемиоценового возраста к линии Северо-Анатолийского сдвига севернее Анкары. Некоторые исследователи пытаются экспериментально доказать возможность пропагации этого разлома к западу [Kasapoglu, Toksoz, 1983], а другие приводят некоторые геологические аргументы в пользу подобной точки зрения [Sengor et al., 1982]. В любом случае, комплекс структур, связанных со сдвигами, сформировался позже покровов, которые везде "запечатаны" ранним–поздним миоценом. В Турции отмечаются древнейшие для рассматриваемого сегмента Альпийско-Гималайского пояса позднекайнозойские шарьяжи, развивавшиеся в савскую и даже пиренейскую фазы [Bocaletti, Manetti, 1988; Ketin, 1977].

Как аргументированно показали Н. Павони и др. [Pavoni, 1961; Rotstein, 1984], Анатолийский блок перемещается с существенным поворотом против часовой стрелки, сопровождаемым внутренней пластической деформацией. В пользу этого выдвигаются следующие аргументы: 1) существенно большая амплитуда Северо-Анатолийского правого сдвига по сравнению с левыми сдвигами востока Анатолии (90–100 км и 10–20 км соответственно); 2) изгиб Северо-Анатолийского сдвига в виде выпуклой к северу дуги (см. рис. 52, 64), что не сопровождается каким-либо серьезным изменением его кинематики (вдоль всей искривленной линии сместителя фиксируются правосдвиговые механизмы землетрясений); 3) оперение этого разрыва дугообразными (выпуклость к северо-востоку) правыми сдвигами, образующими транспрессионный веер. Послемеловое вращение против часовой стрелки (на угол порядка 20–30°) уверенно доказывается палеомагнитными данными (R. van der Voo, цит. по: [Буртман, 1984]). Кроме того, в пользу поворота может свидетельствовать увеличение

интенсивности позднемиоцен-четвертичного вулканизма в тылу Анатолийского блока к северу, в сторону Северо-Анатолийского разлома.

Несмотря на значительную амплитуду перемещения, выжимание Анатолии, в отличие от Большого Кавказа, не компенсировалось существенным субширотным сжатием, хотя и здесь оно привело к некоторому пологому короблению [Sengör, 1979; Sengor et al., 1982]. Более того, вся западная часть Малой Азии интенсивно растянута в связи с субдукцией средиземноморской коры в Эллинском желобе. Зато напротив места наибольшего смещения южного крыла Северо-Анатолийского сдвига устанавливается увеличение поперечного выдвигания к югу соответствующей части Анатолии – по нарастанию амплитуды покровов в вершине дуги Западного Тавра и наличию напротив нее дополнительной, также выпуклой к югу Кипрской дуги. Логично считать, что фронтальная часть этого направленного к югу тектонического потока захватывала и Синайский полуостров, где отмечается позднеоногеновое смятие, синхронное левостороннему перемещению по Левантинскому разрыву. Можно, таким образом, констатировать нарастающее выдвигание к югу потока выжимаемого материала – ситуация, полностью соответствующая таковой в Макране и позволяющая коррелировать соответствующие участки зон динамического влияния Аравийского и Индостанского инденторов.

Приведенный материал показывает, что в пределах Западной краевой зоны вектор течения масс последовательно разворачивается от северо-западного до южного направления, обратного движению самого Аравийского индентора. Это сопровождается увеличением интенсивности латерального выжимания, что выражено сменой полублокового (крыльевого) его типа блоковым и возрастанием размеров вовлеченных в выжимание участков земной коры. Параллельно, в связи с увеличением свободного пространства, меняется характер процессов, компенсирующих выжимание: повышенное сжатие и орогенное воздымание сменяются надвиганием. В тылу срывающихся блоков и полублоков присутствуют новейшие впадины (Карталинская, Восточно-Черноморская, межгорные прогибы Центральной Анатолии и др.).

По всем этим признакам рассматриваемая краевая зона весьма напоминает своего аналога на западном краю зоны динамического влияния Индостанского индентора. Более того, как будто намечается даже корреляция отдельных элементов их строения.

Вместе с тем, серьезным различием геокинематики структурного рисунка этих сходных областей представляется то, что в кавказской части рассматриваемой краевой зоны, как уже отмечалось выше, правосдвиговый комплекс структур осложнен присутствием многочисленных левых сдвигов северо-восточного – широтного простирания. Помимо рассматривавшихся в гл. 3 левых сдвигов Юго-Восточного Кавказа, здесь прежде всего следует упомянуть разрывы западного фланга Дагестанского клина [Никитин, 1987] и Куринской впадины [Копп, 1990 а; Копп и др., 1989].

Поперечные структуры сжатия, компенсирующие горизонтальное перемещение, концентрируются в юго-восточных крыльях левых сдвигов (в их северо-западных крыльях складки и надвиги имеют общекавказское простирание), и это заставляет предполагать восточное направление транспорта выжимаемых блоков. Как хорошо видно на Юго-Восточном Кавказе (см. 3.3., 3.4., 4.2.2.) и в Среднекуринской впадине [Копп, 1990 а; Копп и др., 1989], по удалении от левых сдвигов эти поперечные структуры сжатия постепенно затухают, а если все-таки прослеживаются до замыкающих блоки правых сдвигов, то около последних имеют существенно меньшую амплитуду и худшую выраженность в рельефе

и структуре. Правые сдвиги при этом, как правило, сопровождаются синтетическими подворотами складок.

Все это заставляет предполагать, что латеральное выжимание к востоку имело полублоковый характер и сопровождалось заметной компонентой вращения по часовой стрелке. В этом смысле оно ничем не отличалось от латерального выжимания, обеспечиваемого правыми сдвигами на Центральном и Западном Кавказе, только было направлено в противоположную сторону. Очевидно, если говорить в целом, то можно сделать вывод о том, что и к западу и к востоку от Большого Кавказа существовало недостаточно пространства для выжимания материала вбок, и давление Малокавказского блока, подталкиваемого к северу Аравийской плитой, в существенной мере реализовалось за счет выгибания и надвигания Большого Кавказа к северу.

О вращении по часовой стрелке может свидетельствовать и конфигурация Дагестанской дуги: она несколько "завалена" (в плане) к Среднекаспийской впадине. Асимметрия проявляется не только в смещении к востоку вершины дуги, но и в неодинаковом строении флангов: левые сдвиги западного крыла хорошо выражены и обеспечивают отчетливое антитетическое вращение крыльев, тогда как на восточном крыле больше развито сжатие. Правые сдвиги, если здесь и присутствуют, то должны быть параллельными структурам сжатия, т. е. иметь синтетический характер. Запрокидывание дуги к Среднему Каспию может быть связано как с течением материала в данном направлении, так и с общим вращением восточного края Большого Кавказа по часовой стрелке. Скорее всего, то и другое проявлялось одновременно.

В свете изложенного открывается возможность решения вопроса о природе Малокавказской дуги и осложняющих ее Аджаро-Триалетской и Талышской.

Малокавказская дуга в плане асимметрична: если считать, что ее вершина находится на меридиане Тбилиси, то восточное крыло дуги оказывается короче западного; кроме того, оно "запрокинуто" к востоку (особенно на юге, в районе Кафана, где приобретает форму крючка). Таким образом, Малый Кавказ можно сопоставлять со скошенной к востоку горизонтальной складкой. Чрезвычайно важно также, что в пределах восточного крыла дуги (Сомхето-Кафанская зона) куда существеннее проявляется горизонтальное сжатие и орогенное воздымание, чем на западном крыле, в значительной мере залитом неоген-четвертичными лавами. Вдоль западного фланга Малокавказской дуги уверенно трассируется сейсмическая зона северо-восточного простирания, где существенную роль играют землетрясения с левосдвиговым механизмом в эпицентре [Вардапетян, 1979]. Структурные линии Малокавказской дуги у этой зоны собраны в пучок, сжатый около Джавахетского нагорья и несколько раскрывающийся к юго-востоку.

Все это свидетельствует о наличии вдоль западного крыла Малокавказской дуги антитетического левого сдвига (в существенной мере перекрытого молодыми эффузивами), который обеспечивал поворот восточного крыла последней по часовой стрелке. Как известно, палеомагнитные данные такое вращение достаточно надежно фиксируют [Баженов, Буртман, 1990]. Хорошо коррелируется с подобной трактовкой и отмеченный выше синтетический характер правосдвиговой зоны восточного крыла Малого Кавказа.

Серьезные аргументы в пользу существования левого сдвига вдоль северо-западного края Армянского вулканического нагорья привел Н. В. Короновский [1994 а, б].

Талышская структурная дуга в морфологическом отношении целиком повторяет Малокавказскую, только ее асимметрия в плане отличается еще большей

"запрокинутостью" восточного крыла в сторону Южно-Каспийской впадины. В районе последнего также проявляется аномальное сильное сжатие (гораздо большее, чем в вершине дуги в районе Космальяна), складки и разрывы на севере собраны в вынужденную виргацию. Отмечаемое здесь правокулисное расположение складок, вытянутых почти параллельно восточному крылу дуги, больше отвечает представлению о синтетической природе сдвиговой зоны. Западное крыло Талышской дуги, где предполагается наличие левого сдвига северо-восточного простирания [Расцветаев, 1973], напротив, сопровождается некоторым растяжением: к этому месту приурочена клиновидная в плане, расширяющаяся к северу впадина нижнего течения р. Аракс.

Все отмеченные признаки характерны только для внутренних, основных частей рассматриваемых структурных дуг, тогда как во внешних областях (западная часть Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа и Буроварский антиклинорий Талыша) проявляются прямо противоположные соотношения: в наибольшей мере они пережаты на востоке и раскрываются к западу. Это дает основание предполагать здесь проявление уже отмеченного выше механизма сопряженных разнонаправленных поворотов ("эффект шестереночной передачи") – когда вращение какого-либо блока вызывает реактивный поворот деформируемых масс в обратную сторону. Так, избыточное сжатие в вершине и на восточном крыле выдвигавшейся к северо-востоку Малокавказской дуги привело к срыву слагающих Аджаро-Триалетскую зону масс коры в юго-западном направлении, к Восточно-Черноморской впадине. На Талыше вершина запрокидывающейся к Каспию структурной дуги выжимала деформируемые породы к открывающейся на западе Нижнеараксинской впадине. Ранее автор уже пытался подобным образом объяснить дисгармоничные перемещения в Памиро-Пенджабском синтаксисе.

Левые и правые сдвиги Кавказа развивались геологически одновременно – в конце миоцена–квартере. Они пересекаются в районе Транскавказского пережима, подчеркивая тем самым общий вклад в формирование этой деформационной шейки. Тем не менее, разнонаправленность перемещения блоков (полублоков), ограниченных соответственно правыми и левыми сдвигами, заставляет задуматься о временных соотношениях тех и других.

Данные о возрасте структуры Кавказа (см. рис. 82). Рассмотрим отдельно данные о времени формирования складок, сдвигов и структур растяжения.

Структуры сжатия. Эти структуры здесь обладают наиболее молодым – позднемиоцен-четвертичным возрастом по сравнению с прочими районами рассматриваемой части коллизионного пояса.

Проявления более древних деформаций проблематичны. Среди них обращает на себя внимание пояс олистостромов, формировавшихся в среднем эоцене – олигоцене вдоль южного склона Большекавказского флишевого прогиба и включавший довольно крупные (до нескольких километров) олистоплаки пород вала Шатского. По мнению детально изучавшего эти образования М. Г. Леонова [1975], крупные блоки представляют собой тектонические покровы. В этом случае приходится соотносить возникновение обращенного к северу крутого склона с движением к югу края Евразийской плиты [Копп, 1991 в, 1996], ибо южнее вала Шатского на территории Закавказья проявления пиренейской и савской орогений отсутствуют. Постепенная субдукция к югу коры флишевого трога может подтверждаться наличием в некоторых местах маломощных (до 100 м) известково-щелочных вулканитов среднего эоцена на северном склоне Дзирульского массива [Татаришвили и др., 1986]. Тем же направленным к югу поддвигом коры флишевого бассейна может объясняться отмечаемое некоторыми исследователями локально развитое угловое несогласие в основании верхней (нижнемиоценовой?) части майкопской серии, фиксируемое только в осевой части флишевого трога и отсутствующее южнее [Копп, Щерба, 1985; Мирчинк, Шурыгин, 1972]. Наиболее отчетливо предраннемиоценовые складки устанавливаются на Северо-Западном Кавказе, где вал Шатского в наибольшей степени был приближен к континентальному краю Скифской плиты.

Структуры сжатия, которые можно с наибольшей степенью вероятности коррелировать с первой (раннемиоценовой) фазой открытия Красного моря, присутствуют только к югу от Малого Кавказа

в Ереванo-Ордубадской зоне, где местами на размытых сводах складок палеогеновых слоев с резким угловым несогласием залегают лагунные пестроцветы и эвапориты тархан(?)-конкского возраста. Однако среднемиоценовые отложения, в свою очередь, часто бывают смяты, и гораздо четче выражено к югу от Малого Кавказа угловое несогласие в основании субгоризонтально залегающих вулканитов верхнего миоцена – плиоцена.

Складчато-надвиговые деформации позднего миоцена – квартера, соответствующие второй фазе открытия Красного моря, выражены уже на всем Кавказе. При этом как будто бы намечается их некоторое омоложение с юга на север, очевидно связанное с очередностью захлопывания частных прогибов. Раньше всего (к началу позднего миоцена) консолидировались прогибы Армении, а в зоне прогибов, располагавшихся между реликтовыми палеогеновыми валами Малого Кавказа и вала Шатского (Аджаро-Триалетский и Талышский рифтогенные прогибы и Куринская впадина, продолжавшая на востоке Черноморский бассейн), решающим является предакчагыльское несогласие, фиксирующее роданскую фазу складчатости. Отчетливо устанавливается миграция складкообразования от наиболее сильно сжатого центра Кавказского перешейка на запад и на восток [Милановский, 1968]. На периклиналях Большого Кавказа широко проявлены движения валахской фазы.

В позднемиоцен-плиоценовое время сформировались в рельефе основные кавказские орогены. Раньше всех приобрел свою современную конфигурацию Центральный Кавказ, на бортах которого наблюдаются наиболее грубые фации миоценовых моласс и даже средний миоцен содержит большое количество конгломератов. Восточный Кавказ начал поставлять грубообломочный материал в позднем сармате и интенсивно рос в плиоцене. Несмотря на примерно одинаковую и даже несколько меньшую абсолютную высоту хребта по сравнению с Центральным Кавказом, амплитуда неотектонического воздымания здесь на 1–2 км больше [Милановский, 1968]. Судя по омоложению (от роданской до валахской фазы) возраста покровно-складчатых деформаций в сторону флангов Центрального Кавказа, в плиоцене он испытывал постоянное расширение. В позднем сармате оформилась в рельефе и осевая зона поднятия Юго-Восточного Кавказа. Однако его северный (Шахдахский) борт, в позднем сармате еще заливавшийся морем, испытал настолько сильное воздымание в плиоцене–квартере, что, до сих пор находясь к северу от главного водораздела и будучи прорезан антецедентными долинами, он поднялся почти на 1 км выше последнего.

В целом, таким образом, вдоль Большого Кавказа отмечается омоложение поднятия с запада на восток. Что касается Малого Кавказа, то, в отличие от Большого Кавказа, начавшееся в сармате орогенное воздымание развивалось очень медленно и, судя по фациям пресноводных и морских осадков мэотиса–понта и плиоцена Куринской впадины, вплоть до середины апшерона (конец верхнего плиоцена) здесь существовал только плоский остров. Обильная галька, свидетельствующая о начале бурного горообразования на Малом Кавказе, появилась в разрезе только в позднем апшероне, но, что характерно, принос материала был настолько мощным, что обломки вулканитов Малого Кавказа, по нашим наблюдениям, достигли северного края Куринской впадины.

Структуры растяжения. В целом не характерные для складчатых сооружений Большого и Малого Кавказа, они представлены локальными сбросами субмеридионального – север-северо-восточного простирания; с линиями поперечных сбросов связаны вулканы Эльбрус и Казбек [Милановский, Короновский, 1973]. Концентрация сбросовых ступеней и флексур, сброшенных к Южно-Каспийской впадине, отмечается на крайнем востоке Кавказа, однако в целом сбросы здесь выражены хуже, чем на Копетдаге.

С горизонтальным растяжением связан орогенный вулканизм Армянского нагорья, о чем свидетельствуют его петрохимические особенности и приуроченность к тыловым частям сдвинутых блоков [Короновский, 1994 а, б]. Интересно отметить, однако, что, согласно моим наблюдениям, концентрация вулканических пеплов в молассах Кавказа отмечается все же на уровнях фаз сжатия [Копп, Щерба, 1985]. Это никоим образом не позволяет оспорить связь орогенного вулканизма с растягивающими напряжениями, но зато заставляет искать их причины в существовавших в том или ином месте локальных условий (например, растяжения в тылу смещающегося по горизонтали блока), подчиненных общему региональному сжатию.

Структуры сдвига. Конкретных данных о их возрасте немного; кроме того, часто имеющиеся данные отражают довольно случайные особенности, зависящие от временного масштаба наблюдений. Например, один и тот же сдвиг может быть резко несогласно перекрыт плиоценом в каком-нибудь месте и при этом поблизости проявляться в структуре четвертичных отложений и быть сейсмогенерирующим. Для того чтобы избежать подобных случайных признаков, как представляется, стоит провиализировать данные о возрасте сопряженных со сдвигом структур сжатия и растяжения, так как подобные деформации накапливаются довольно долго и в целом более точно отражают возрастной интервал сдвигообразования.

Применяя этот принцип, можно предположить, что крупнейшие правые сдвиги Кавказа в целом древнее таковых левых, ибо смещение их западных крыльев на севере компенсируется сжатием Центрального Кавказа и Дзирульского массива, происшедшим в аттическую и роданскую фазы.

Некоторые крупные разрывы этой группы (Малхазовский, Сурамо-Гокишурский) несогласно перекрыты акчагылом. Преобладающие на востоке Кавказа левые сдвиги, судя по возрасту поднятий Восточного–Юго-Восточного Кавказа и Малого Кавказа, с которыми они сопряжены, интенсивно развивались в роданскую и валахскую фазы. Для Малого Кавказа этот вывод подтверждается и преимущественно молодым (позднеплиоцен-четвертичным) возрастом орогенных вулканитов Армянского нагорья (отмечается при этом омоложение вулканизма к северо-востоку, свидетельствующее о прогрессирующем выгибании дуги). В этом отношении перемещавшийся на восток Малокавказский блок отличается от Анатолийского, в тылу которого преобладают позднемиоцен-раннеплиоценовые вулканиты.

Синтез. Приведенные данные показывают, что структуры разного кинематического типа формировались на Кавказе геологически одновременно и взаимозависимо в интервале от позднего миоцена до квартера включительно (аттическая, роданская и валахская фазы). Растяжение резко усиливалось во время фаз общего сжатия (отражающих импульсы перемещения к северу), так что причины его возникновения следует искать в локальных условиях, существовавших в тылу передвигавшихся блоков. В начале позднего миоцена – раннем плиоцене преобладало западное перемещение блоков от Кавказского синтаксиса. Однако в позднем плиоцене – квартере фронт деформаций стал мигрировать на восток, очевидно, в связи с латеральным выжиманием блоков в Южно-Каспийское тектоническое убежище.

Восточная краевая зона охватывает территории, где в структурном рисунке доминируют левые сдвиги. Их влияние начинает ощущаться уже на Центральном Эльбурсе, являющемся элементом строения осевой зоны. Здесь дешифрируется целая серия этих разрывов; они ориентированы в восток-северо-восточном направлении под небольшим (всего 30–35°) углом к генеральному структурному плану и обуславливают антитетические подвороты крыльев, указывая тем самым на продольное удлинение Эльбурса, сопровождаемое его некоторым правосторонним скашиванием по краям (см. рис. 64, 80). Однако наиболее крупных размеров и амплитуд левые сдвиги достигают на Восточном Эльбурсе и севере Восточного Ирана.

В строении рассматриваемого левосдвигового домена можно видеть многие характерные черты подобного рода краевых зон.

На юго-востоке, в пределах Восточно-Иранской флишевой зоны, левые сдвиги, имеющие северо-западное простирание (см. рис. 76) и обуславливающие антитетические (здесь – по часовой стрелке) подвороты структур, входят в качестве R_1-сколов в крупную Систанскую зону правостороннего скашивания. В этом смысле они напоминают левые сдвиги Юго-Восточной Азии – Папун, Трех Пагод, Красной реки и др. Севернее (разрыв Дашт-и-Баяз) ориентировка сдвигов становится широтной, а еще дальше к северу (разрывы Мейамей и Дорунех – рис. 81) – восток-северо-восточной.

Таким образом, сместители левых сдвигов закономерно разворачиваются с юга на север, как это обычно и происходит в рассмотренных краевых зонах. По своему местоположению в структуре разрыв Дорунех идентичен разрыву Куньлунь в Центральной Азии. Для того и другого характерны, в целом, продольная ориентировка к структурному плану и некоторая неопределенность кинематической характеристики: левосдвиговые смещения здесь могут соседствовать со взбросовыми и даже правосдвиговыми [Berberian, 1976, 1977; Tapponnier, Molnar, 1977]. Можно лишь догадываться, что эта особенность обусловлена общей для обоих вышеупомянутых разрывов приуроченностью к северным окончаниям гораздо более крупных правосдвиговых зон на флангах микроконтинентов-индеторов: Аден-Мангышлакской и Семангку-Сагайнской.

Сильное вращение против часовой стрелки должно было способствовать изменению (во времени) кинематического знака сдвигов и наложению друг на друга противоположных горизонтальных смещений. Кроме того, повышенное сжатие во фронтальной части сдвинутых к северу западных крыльев вышеуказанных правосдвиговых зон обеспечивало расплющивание пород в горизонтальной плоскости и их отток в обе стороны от северных вершин Лутского и Восточно-Тибетского блоков, сопровождавшийся формированием продольных

сдвиго-надвигов. Отметим в этой связи наблюдаемый местами параллелизм активных в квартере сдвигов разного знака, например, левого Дорунех и правого Торбат-и-Шейх Джем (см. рис. 81).

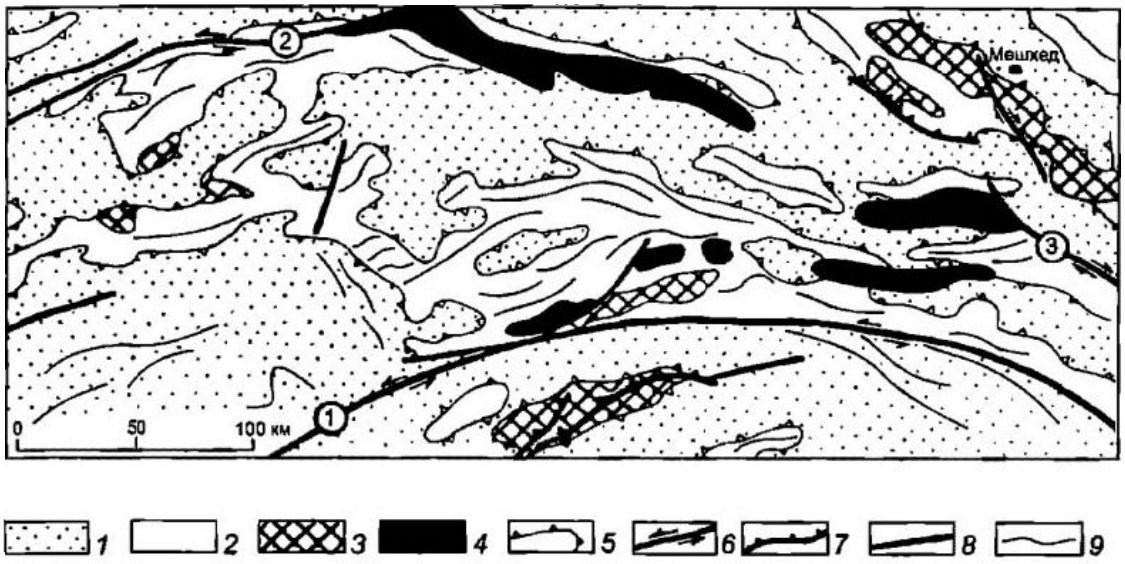


Рис.81. Структурная схема района левого сдвига Дорунех

1 – альпийские молассы; *2* – доорогенные альпийские комплексы; *3* –доальпийские комплексы; *4* – альпийские офиолиты; *5* – граница орогенных впадин; *6* – сдвиги; *7* – взбросы и надвиги (вершины залитых треугольников – по падению сместителей); *8* – разрывы неясного кинематического типа; *9* – оси складок

Сдвиги (цифры в кружках): 1 – Дорунех (Большой Кевир), 2 – Мейамей, 3 – Торбат-и-Шейх Джем

Необходимо отметить, однако, что в отличие от разрыва Красной реки, который в результате вращения эволюционировал от левого к правому сдвигу [Tapponnier et al., 1986], в данном случае такой четкой последовательности нет и, более того, для разрыва Дорунех, на мой взгляд, наблюдается обратное. Левосторонние смещения по нему выражены в сейсмодислокациях [Wellman, 1966; Berberian, 1976, 1977; и мн. др.]. Кроме того, они проявляются в кулисном причленении к линии сместителя очень молодых, плиоцен-четвертичных, складок на востоке южного крыла сдвига (см. рис. 81). Если же обратить внимание на кулисность складок, образованных мезозойско-эоценовыми отложениями в его северном крыле, то она имеет правосдвиговый характер. Учитывая то обстоятельство, что складкообразование должно было занять больший отрезок времени, нежели смещение четвертичных форм рельефа, можно предположить, что на протяжении большей части неогена вдоль разрыва Дорунех преобладали правосдвиговые подвижки. В этом случае его легче удается вписать в общий структурный рисунок Восточного Ирана, образованный нагнетанием материала по правосдвиговой зоне восточного фланга Аравии и сопровождающим это нагнетание вращением блоков против часовой стрелки.

Вместе с тем, признаки левостороннего смещения, фиксируемые в сейсмичности, смещении четвертичных форм рельефа и в эшелонированном расположении складок плиоценовых моласс, скорее всего свидетельствуют об инверсии знака смещения разрыва Дорунех на рубеже плиоцена–квартера и о превращении его из правого в левый сдвиг. Соответственно, горизонтальное нагнетание материала в области Восточного Ирана, происходившее с юга на север и с поворотом к западу, в конце плиоцена должно было смениться латеральным выжиманием блока Центрального-Восточного Ирана к востоку. Учитывая дугообразную

форму разрыва Дорунех, можно сделать вывод, что такое смещение скорее всего сопровождалось некоторым поворотом по часовой стрелке.

Данная гипотеза может найти подтверждение в палеомагнитном материале (хотя его пока еще очень мало для Ирана): по некоторым данным [Conrad et al., 1981], вращение против часовой стрелки лучше всего выражено в Восточном Иране для мезозойско-эоценовых отложений, тогда как замеры, сделанные в неогеновых молассах, часто показывают небольшое (20–30°) вращение по часовой стрелке. Кроме того, свидетельством в пользу изменения общей картины горизонтальных перемещений является упоминавшийся выше известный факт наложения складчатости в Систанской зоне: более древние складки имеют северо-западное простирание; они эшелонированы и показывают правый сдвиг, тогда как более молодые меридиональные складки сформировались при широтном сжатии [Freund, 1970; Tirrul et al., 1983]. К сожалению, конкретный возраст тех и других неясен (очевидно лишь, что все они послеэоценовые), однако отмеченная последовательность формирования структур разного направления хорошо вписывается в предполагаемую нами эволюцию горизонтальных перемещений от правого сдвига к левому, ибо плиоцен-четвертичное смещение Центрального-Восточного Ирана к востоку должно было компенсироваться широтным сжатием на востоке одноименного блока.

Предполагаемая для Центрального-Восточного Ирана интерференция разнонаправленных горизонтальных перемещений, очевидно, является естественным следствием переходного положения этого района между внутренней и внешней областями зоны динамического влияния Аравийского индентора: нагнетание и скучивание материала на юге должно было сменяться его латеральным выжиманием на севере.

В районе Эльбурса и Копетдага режим выжимания выражен более отчетливо, однако левые и правые сдвиги и здесь находятся в довольно сложных пространственных и возрастных соотношениях.

На Восточном Эльбурсе к востоку наращивается роль левых сдвигов северо-восточного простирания. Наиболее крупная здесь Восточно-Эльбурсская (Шахрудская) левосдвиговая зона занимает то же место в структуре, что и Алтынтагский разрыв Центральной Азии. Однако от последнего (представляющего собой, во всяком случае на севере, типичный антитетический сдвиг) она отличается набором признаков, характерных для синтетических разрывов: плавным разворотом структурных линий субпараллельно простиранию зоны, значительной ее шириной и поперечным сжатием. Все эти факты указывают на противочасовое вращение крыльев сдвиговой зоны. Антитетические подвороты отмечаются лишь на северном затухании последней, где она замещается пучком небольших сдвигов, расходящихся в виде полного веера к северо-западу. При этом на южной стороне образуемого веером угла вращаются по часовой стрелке юго-восточные крылья сдвигов, со сжатием во фронтальной части – транспрессионный вариант (разрывы Боджнурт и Мейамей – см. рис. 81), а на северной стороне (Каракалинский участок Туркменского Копетдага) – антитетическое вращение отмечается во всех крыльях сдвигов, причем последние ассоциируют здесь со сбросами (транстензионный вариант). Вращение (по часовой стрелке) блоков этого участка доказано и палеомагнитным методом [Bazhenov, 1987].

Таким образом, следы вращения по часовой стрелке, которое должно присутствовать в данной части области выжимания, имеются. Однако это вращение чрезвычайно ограничено, и никаких структур, сопоставимых с Нань-Шанским антиклинорием или Цайдамской впадиной, здесь нет и в помине. Напротив, Туркмено-Хорасанская складчатая система представляет собой сильно

пережатую на востоке и сопровождаемую выпуклыми к северу правыми сдвигами вынужденную виргацию (см. рис. 34). Одноименная структурная дуга заметно "запрокинута" к западу. Все это свидетельствует о противочасовом вращении, которое корреспондирует с синтетическим характером Восточно-Эльбурсской левосдвиговой зоны на западном крыле дуги.

Данные о возрасте структуры Северного Ирана, Копетдага и Южного Каспия. Для того, чтобы разобраться в сложных взаимоотношениях блоков, двигающихся в разных направлениях, рассмотрим данные о возрасте отдельно для структурных форм, образовавшихся в обстановках сжатия, растяжения и сдвига.

Структуры сжатия. Одними из первых, в начале неогена (штирийская фаза), образовались первые крутые складки Центрального Копетдага, резко несогласно перекрытые конгломератами и устричниками среднего миоцена [Расцветаев, 1972; Судо, Крымус, 1966]. Однако это относится только к сильно сжатой восточной части Копетдагской виргации. Ее более расширенная и полого смятая западная часть испытала деформацию только в аттическую и роданскую фазы [Копп, 1971 а–в]. На западном погружении Копетдага складки начинают менять ориентировку от субширотной до меридиональной, характерной для Южно-Каспийской впадины. Этот пучок складок, начав расти в аттическую фазу, особенно интенсивно деформировался в квартере [Копп, 1971 а–в; Копп, Расцветаев, 1972]; при этом отмечается последовательное омоложение возраста структур к центру Южно-Каспийской впадины от апшеронского (конец позднего плиоцена) до позднеплейстоценового.

Эльбурс, хотя и находится на прямом продолжении Копетдага, все же не совсем похож на него в отношении возраста структуры. Здесь также складчатые деформации начались в штирийскую фазу, однако, судя по имеющимся в нашем распоряжении немногочисленным материалам [Bina et al., 1986; Breddin, 1970; Stöcklin, 1974], они охватили только относительно слабо смятый южный склон Эльбурса (прогиб Карадж) и, кроме того, не были особенно интенсивными; во всяком случае, нижние горизонты молассовой серии Кум, относящиеся к началу миоцена, имеют довольно тонкий состав (пески, глины), и амплитуда углового несогласия невелика. Отличающаяся же весьма напряженной складчато-надвиговой структурой северная часть Эльбурса деформировалась после среднего миоцена.

Структуры растяжения. Большей частью они локализованы в Южно-Каспийской впадине (и прилегающей к ней территории Западного Копетдага) и представлены сбросами, главным образом субмеридионального простирания, причем опущенными в любом случае оказываются те крылья этих разломов, которые обращены к Южно-Каспийской впадине. Сбрасообразование началось на востоке Копетдага; сбросы секут палеоген, включая нижнюю часть майкопской серии, имеющей олигоценовый возраст, и несогласно перекрываются верхним майкопом с фауной гельвета [Ятченко, 1966]. В течение аттической и роданской орогений сбрасообразование становится уже массовым, причем его ареал расширяется на запад, в сторону Южного Каспия. Сбросы обычно "запечатаны" акчагылом, так что интервал их возникновения в первом приближении коррелируется с раннеплиоценовым провалом Южно-Каспийской впадины [Копп, 1971 в, 1991]. В позднесарматско-раннеплиоценовое время образовалась и основная масса грязевых вулканов и ассоциирующего с ними глиняного меланжа [Копп, 1985 а; Разживина, 1964].

Судя по результатам решений механизмов землетрясений [Гушенко и др., 1990; Николаев, 1978], растяжение фундамента Южно-Каспийской впадины продолжается и ныне. Однако оно идет на фоне интенсивного широтного сжатия ее чехла, вызванного эскейпом блоков из Кавказского и Копетдагского синтаксисов [Копп, 1979, 1981].

Структуры сдвига. Сдвиги в Эльбурс-Копетдагском регионе формировались в целом в позднемиоцен-четвертичное время, однако не всегда одновременно. Хороший пример в этом отношении представляет дуга Восточного Эльбурса – Копетдага, направленная выпуклостью на север. Это обстоятельство, как и наличие на флангах дуги попутных сдвигов, давали основание не одному поколению геологов считать, что дуга образовалась при простом выгибании Копетдага к северу [Каляев, 1946; Огнев, 1937; Расцветаев, 1972]. Однако оказалось, что левые и правые сдвиги, развитые на разных флангах дуги, резко различаются по своей морфологии и возрасту (см. также гл. 3 и 4.2.1.). Левые сдвиги, осложняющие западный фланг дуги, слегка выгибаются к югу, на севере приобретают сбросовую компоненту смещения и, что очень существенно, везде, где это можно наблюдать, резко несогласно перекрыты акчагылом или его пресноводными аналогами [Копп, 1971 в; Крымус, 1966]. Правые сдвиги восточного фланга, напротив, слегка выгибаются к северу, на северных концах сопрягаются с надвигами и сильно деформируют верхнеплиоценовые отложения [Копп, 1971 в; Копп, Расцветаев, 1972; Крымус, 1966]. На северо-западных концах этих сдвигов и их южных крыльях присутствуют сильно сжатые складки северо-восточного простирания, параллельные левым сдвигам.

Синтез. Вышеохарактеризованные соотношения можно истолковать только следующим образом. В раннем миоцене – раннем плиоцене Копетдагская дуга выгибалась к север-северо-востоку (с вероятным поворотом против часовой стрелки). Судя по возрасту сбросов, западнее в это время раскрывалась

Южно-Каспийская впадина, растягивавшаяся в широтном направлении. В позднем плиоцене ситуация резко изменилась: Копетдагская дуга изменила направление своего выгибания с север-северо-восточного на северо-западное и, поворачиваясь против часовой стрелки, стала закрывать Южно-Каспийскую впадину. Это движение дополнительно увеличило "крутизну" восточного фланга Эльбурсской дуги, которая искривлялась теперь уже в соответствии с механизмом продольного изгиба в горизонтальной плоскости. Это, в свою очередь, катализировало растяжение (уже со значительной меридиональной компонентой) в тылу дуги, т. е. в Южно-Каспийской впадине. Последняя стала накатываться на Эльбурс, однако далеко к югу вершина дуги отступить не могла из-за интенсивного давления Аравии, и поэтому поддвиг Южно-Каспийской впадины под Эльбурс выразился в интенсивном сжатии северного борта последнего. Вращение Копетдагского блока против часовой стрелки подчеркнуло плановую асимметрию Эльбурсской дуги и Южно-Каспийской впадины, вдоль западного борта которой возник крутой уступ с правосдвиговой компонентой смещения.

5.3.3. Эволюция орогенной кинематики

Анализ структурных рисунков позволяет установить следующие типы разнопорядковых деформаций и перемещений в Периаравийском сегменте.

Явление первого плана – это обусловленное внедрением Аравии формирование крупных симметричных сдвигов разного знака и их повороты в противоположные стороны от Эльбурсской и Эрзерумской шеек орогенного пояса.

Явление второго плана – общее вращение блоков против часовой стрелки, сказывающееся в заметном преобладании правых сдвигов (над левыми) и в их ярко выраженной антитетической природе. К правым сдвигам гораздо резче прислонены прилегающие отрезки структурных дуг; кроме того, левые сдвиги часто обладают чертами синтетических разрывов. Можно, таким образом, предполагать, что продольное удлинение (и, соответственно, раздвижение блоков) несколько больше шло в западном направлении. Это увязывается, в свою очередь, с мнением об отсутствии свободного пространства на востоке, где находится зона влияния более сильно внедрившегося в Евразию Индостана.

Наконец, явление третьего плана – детально рассматривавшееся нами выше (гл. 3) латеральное выжимание осадков внутрь Южно-Каспийской впадины, идущее как с востока, так и, что особенно характерно, с запада, где оно осуществляется с помощью левых сдвигов. Присутствие последних на западе осевой зоны внедрения заметно ее отличает от таковой в Периндийском сегменте. Причины этого представляются более общими, чем локальные отличия структуры и предыстории развития осевых зон, и к их анализу мы еще вернемся позже.

Все перечисленные компоненты суммарной деформации региона могли накапливаться геологически одновременно, но не исключена вероятность того, что в какой-то степени они все-таки разделены по возрасту. Для того, чтобы разобраться в этом вопросе, автор проанализировал данные о времени формирования структуры – как литературные, так и собственные, полученные в результате полевых наблюдений на Кавказе, Копетдаге и в Сирии.

Геокинематическая карта, показанная на рис. 64, отражает только интегральный эффект перемещений, происшедших за олигоцен–квартер. Если же взять отдельные отрезки внутри этого широкого временного интервала, то, как мы это постараемся показать ниже, соответствующие им горизонтальные движения могут существенно различаться по своему направлению и даже обладать противоположным знаком. Поэтому необходимой ступенью исследования явилась попытка различения структурных ансамблей, связанных с теми или иными фазами коллизии. Наиболее естественными рубежами здесь являются стадия первоначальной коллизии Афроаравии и Евразии (поздний эоцен – олигоцен) [Hempton, 1987], результировавшая в деформациях пиренейской и особенно савской фаз, и две стадии открытия Красного моря: позднеолигоцен-раннемиоценовая (савская и главным образом штирийская орогенические фазы)

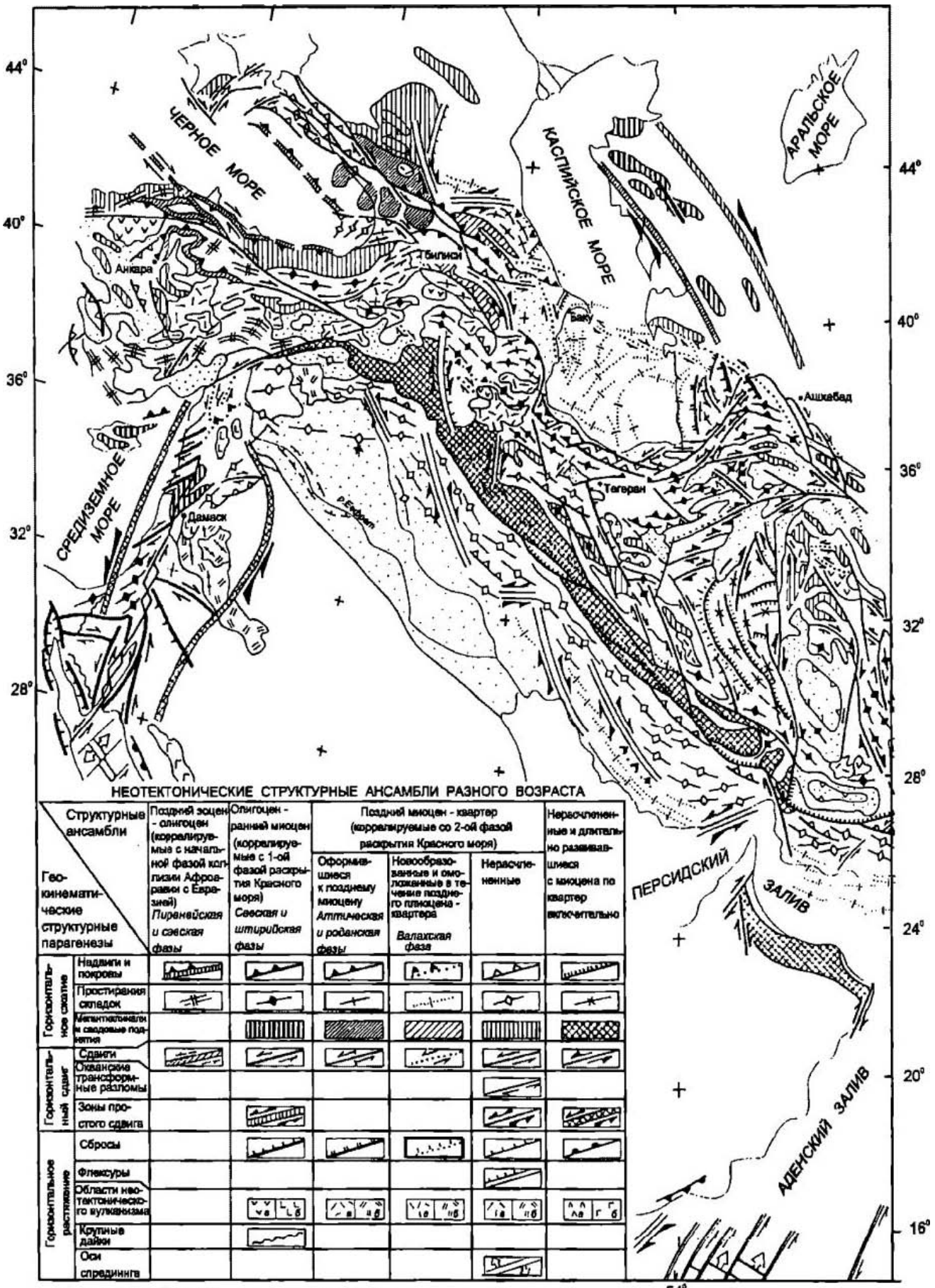
и позднемиоцен-четвертичная [Girdler, 1990; Hempton, 1987; Joffe, Garfunkel, 1987]. Последняя из них обычно считается единой, однако по мнению автора здесь выделяется два очень важных интервала, существенно различающихся по манере горизонтальных движений: позднемиоцен-раннеплиоценовый (аттическая и роданская фазы) и конец позднего плиоцена – квартер (валахская фаза). Они разделены периодом относительного покоя в позднем плиоцене (акчагыл и большая часть апшерона) и, возможно, соответствуют более дробным стадиям спрединга, не улавливаемым другими методами.

В ходе сбора соответствующего литературного материала оказалось, что все существующие карты времени формирования структуры чрезвычайно схематичны и, кроме того, отображают возраст целых тектонических зон, но не отдельных мегаструктур, в частности, крупных разломов. И это при том, что для многих из них имеются достаточно представительные литературные данные о возрасте! На большинстве тектонических карт, в том числе таких детальных, как Международная тектоническая карта Европы (масштаба 1 : 2 500 000), районирование ведется только по возрасту складчатости и покровообразования, тогда как крупные поперечные сдвиги и сбросы изображаются без датировки. Исключение составляют только так называемые активные (сейсмогенерирующие) разломы: имеются интересные попытки разделить их на несколько возрастных категорий [Трифонов и др., 1993; Карта активных разломов..., 1987], однако только в рамках четвертичного периода. При этом практически нигде на тектонических картах не выделяются самостоятельно движения валахской орогенической фазы (поздний плиоцен – квартер), хотя по своему характеру они заметно отличаются как от позднемиоцен-раннеплиоценовых, так и от позднечетвертичных. Ну и наконец, хотелось бы видеть гораздо более четкое, чем это имеет место быть, разделение на тектонических картах таких явлений, как складко- и покровообразование – с одной стороны, и орогенное воздымание включающих зоны складок и покровов мегантиклинориев – с другой. Последние часто бывают наложенными, и их развитие в существенной мере зависит от характера горизонтальных движений более поздней стадии.

Исходя из всего этого, мне представилось интересным составить свою собственную версию карты возраста деформаций (рис. 82), по возможности наиболее объективную и строящуюся по принципу "возраст отдельной структуры", а не "возраст зоны". Это оказалось невероятно трудной задачей, и в ряде случаев из-за недостатка данных приходилось прибегать к выделению нерасчлененных комплексов структур, охватывающих две или даже несколько соседних орогенических фаз. Вместе с тем, автор вознагражден тем, что удалось подчеркнуть такие важные для геокинематического анализа черты, как, например, пропагацию к северу Левантинского трансформного разлома (разлома Мертвого моря), разный возраст левых и правых сдвигов Копетдага, разновозрастность структур сжатия и растяжения в Южно-Каспийском регионе, миграцию на восток сжатия на Кавказе в позднемиоцен-четвертичное время, инверсию знака смещения по разломам в Восточном Иране в конце плиоцена и т.д.

Собранный материал позволяет проследить развитие горизонтальных движений для четырех стадий позднего кайнозоя (рис. 83): 1) поздний эоцен – олигоцен; 2) ранний–средний миоцен; 3) поздний миоцен – ранний плиоцен; 4) поздний плиоцен – квартер. Рассмотрим их подробнее.

Поздний эоцен – олигоцен. Интенсивные покровно-складчатые деформации пиренейской и савской орогений затронули только территорию Турции и, может быть, юго-востока Ирана. На остальной территории рассматриваемой части коллизионного пояса в это время сохранялись остаточные прогибы,



НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ РАЗНОГО ВОЗРАСТА

Геокинематические структурные парагенезы \ Структурные ансамбли	Поздний эоцен - олигоцен (коррелируемые с начальной фазой коллизии Афро-Аравии с Евразией) *Пиренейская и сеевская фазы*	Олигоцен - ранний миоцен (коррелируемые с 1-ой фазой раскрытия Красного моря) *Сеевская и штирийская фазы*	Поздний миоцен - квартер (коррелируемые со 2-ой фазой раскрытия Красного моря): Оформившиеся к позднему миоцену *Аттическая и роданская фазы*	Поздний миоцен - квартер (коррелируемые со 2-ой фазой раскрытия Красного моря): Новообразованные и омоложенные в течение позднего плиоцена - квартера *Валахская фаза*	Поздний миоцен - квартер (коррелируемые со 2-ой фазой раскрытия Красного моря): Нерасчлененные	Нерасчлененные и длительно развивавшиеся с миоцена по квартер включительно
Горизонтальное сжатие: Надвиги и покровы						
Горизонтальное сжатие: Простирания складок						
Горизонтальное сжатие: Мегантиклинали и сводовые поднятия						
Горизонтальный сдвиг: Сдвиги						
Горизонтальный сдвиг: Океанские трансформные разломы						
Горизонтальный сдвиг: Зоны простого сдвига						
Горизонтальное растяжение: Сбросы						
Горизонтальное растяжение: Флексуры						
Горизонтальное растяжение: Области неотектонического вулканизма		а / б	а / б	а / б	а / б	а / б
Горизонтальное растяжение: Крупные дайки						
Горизонтальное растяжение: Оси спрединга						

а - вулканиты андийского типа
б - фладбазальты

ДРУГИЕ ЗНАКИ

Цепочки вулканов
Депрессии
Недеформированный чехол
Поднятия

Рис.82. Разновозрастные структурные ансамбли Перинаравийской коллизионной области

унаследованные с мезозоя либо палеоцена. В пределах южного края Евразии на Кавказе и в Иране вплоть до конца палеогена развивался субдукционный магматизм, фиксирующий поглощение коры южной ветви Неотетиса [Зонеишайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993]. Приуроченность к этому активному континентальному краю рифтов со щелочно-базальтовым вулканизмом (Аджаро-Триалетский, Талышский и Систанский троги), открывающихся в Южный океан, позволяет предполагать некоторое продольное растяжение фронтальной островной дуги.

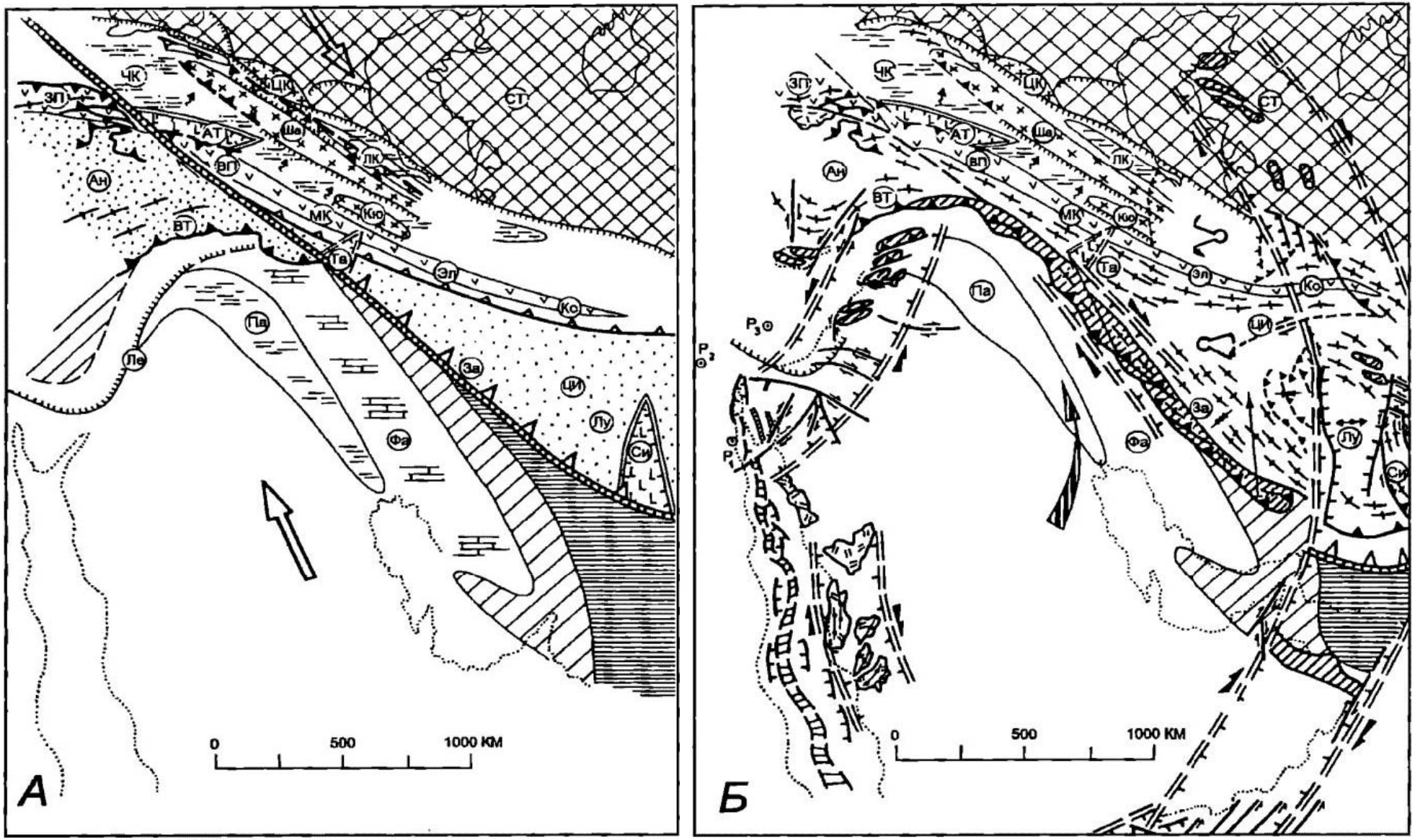
На севере Кавказа по начавшемуся в конце среднего эоцена выкручиванию южного склона флишевого прогиба, сопровождавшемуся отрывом олистоплак, и по отдельным проявлениям известково-щелочного магматизма на Дзирульском массиве, можно предполагать медленный поддвиг фундамента флишевого прогиба под вал Шатского – скорее всего, в связи с движением Евразийской плиты к юго-востоку, ибо южнее на Кавказе никаких следов пиренейских деформаций не ощущается.

Рис.83. Палеогеокинематические карты Перизравийского сегмента для четырех временных интервалов: *А* – позднего эоцена – олигоцена, *Б* – раннего–среднего миоцена, *В* – позднего миоцена – раннего плиоцена, *Г* – позднего плиоцена – квартера

1–18 – палеотектоническая зональность: Евразийская плита: 1 – Скифско-Туранская платформа, *2* – поднятие Центрального Кавказа, *3* – Кюрдамирский вал и вал Шатского – реликты юрской островной дуги, *4* – меловая островная дуга, *5* – Анатолийский террейн, *6* – Центрально-Иранский террейн (вулканический пояс в палеогене), *7* – палеоцен-эоценовые рифтогенные троги, *8* – Черноморско-Каспийский тыловой бассейн (Паратетис), *9* – Лазаревско-Кобыстанский глубоководный трог, некомпенсированный осадконакоплением, *10* – олистостромы, *11* – направления сноса; *Афроаравийская плита: 12* – континентальная кора, *13* – карбонатная платформа Фарах, *14* – "борозда" Падех, *15* – кора промежуточного типа, *16* – океаническая кора, *17* – границы палеогеографических зон, *18* – крутые склоны; *19–35 – структурные формы: 19* – надвиги и покровы, *20* – оси складок, *21* – своды и мегантиклинали, *22* – купола, *23* – мульды, *24* – зоны В-субдукции, *25* – зоны А-субдукции, *26* – сдвиги, *27* – предполагаемый сдвиг вдоль линии Тессейра–Торнквиста, *28* – широкие зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости, *29* – океанические трансформные разломы, *30* – сбросы, *31* – оси спрединга, *32* – зоны зарождающегося континентального раскола, *33* – дайки, *34* – области новейшего вулканизма (*а* – вулканизм андийского типа, *б* – базальты), *35* – цепочки центров извержений; *36–47 – элементы кинематики: 36* – предполагаемое направление относительного перемещения Евразии и Афроаравии в олигоцене, *37* – приблизительное направление дрейфа Аравии относительно Евразии, установленное по дугообразной конфигурации Левантинского разлома (по опубликованным данным), *38* – то же, предполагаемое автором по дугообразной конфигурации Аден-Мангышлакской правосдвиговой зоны в раннем миоцене, *39* – полюса вращения для раннего миоцена (P_1 – Аравия–Африка, для Аден-Мангышлакской правосдвиговой зоны, P_2 – то же, для левого сдвига Кувейрах-Утум, P_3 – Турция–Евразия, по Северо-Анатолийскому правому сдвигу), *40* – векторы относительного перемещения Аравии и Евразии для некоторых точек, *41* – участки гиперкомпрессии (синтаксисы, деформационные шейки) и направления латеральной экструзии выжимаемых блоков, *42* – локальное горизонтальное сжатие, *43* – локальное горизонтальное растяжение, *44* – клинораздвиги, *45* –клинонадвиги, *46* – современная береговая линия, *47* – современная береговая линия в качестве палинспастического маркера

Аббревиатуры: Аи – Анатолийский террейн, АТ – Аджаро-Триалетская зона, ВП – Восточный Понт, ВТ – Восточный Тавр, За – Загрос, ЗП – Западный Понт, Кю – Кюрдамирский вал, Ко –Копетдаг, Ле – Левантинский континентальный склон, ЛК – Лазаревско-Кобыстанский трог, Лу –Лутский блок, МК – Малый Кавказ, Па – трог Падех, Си – Систанский трог, СТ – Скифско-Туранская платформа, Та – Талыш, Фа – карбонатная платформа Фарах, ЦИ – Центрально-Иранский террейн, ЦК – поднятие Центрального Кавказа, ЧК – Черноморско-Каспийский тыловой бассейн (Паратетис), Ша – вал Шатского, Эл – Эльбурс

Примечание. Структуры, активно развивающиеся в течение каждой стадии, показаны утолщенными линиями, тогда как структуры, уже сформированные к началу данной стадии и неактивные, изображены тонкими линиями. Намечающиеся структуры, лучше проявленные в последующие фазы, изображены утолщенными прерывистыми линиями


ЗП
ЧК
ЦК
СТ
АТ
Ша
ВП
ЛК
АН
ВТ
МК
Кю
Тв
Эл
Ко
Пв
Ле
Зв
ЦИ
Лу
Фа
Си
0
500
1000 КМ
А
Б

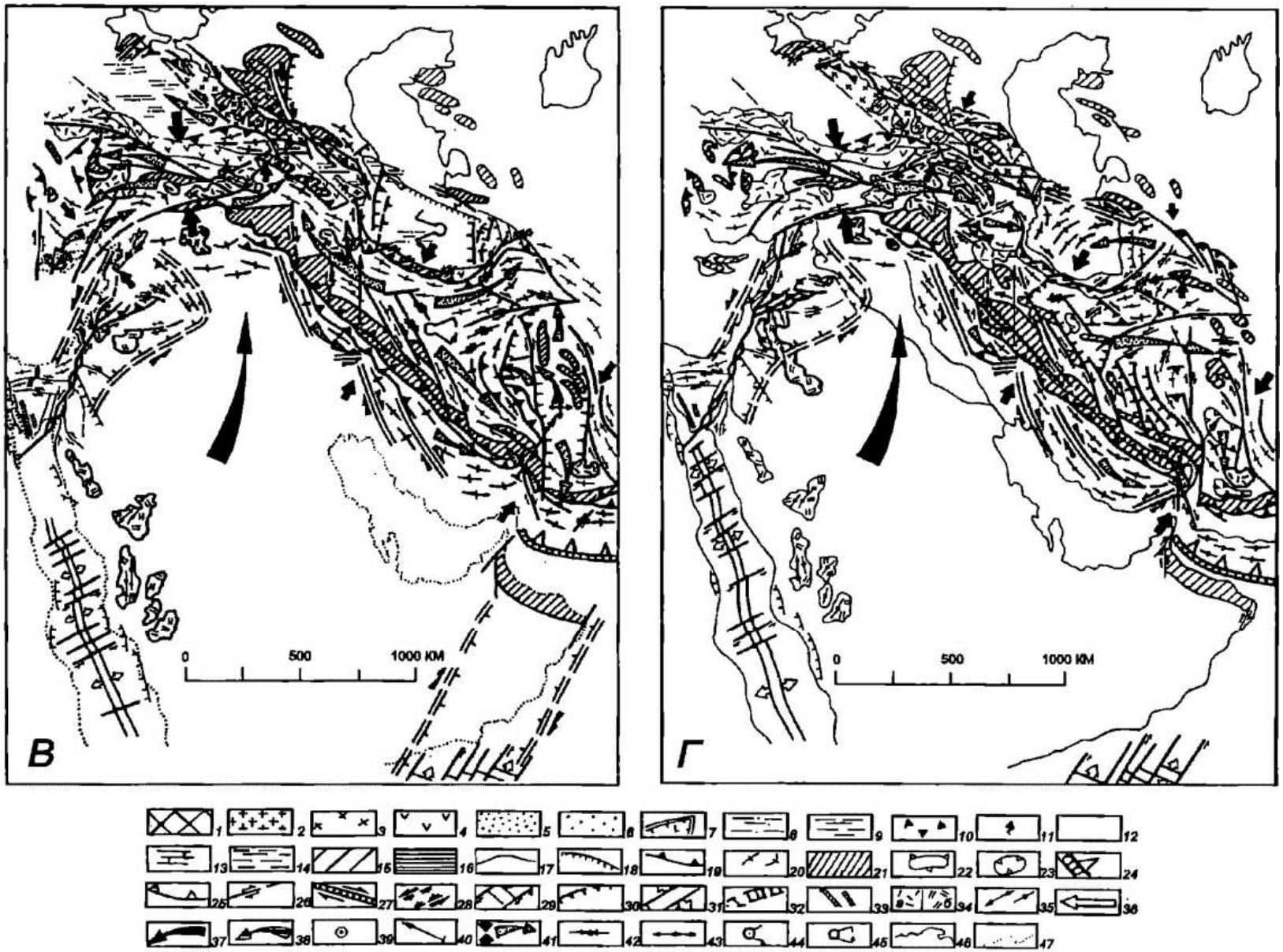


Рис.83. Подрисуночную подпись см. на стр. 211

Вышеохарактеризованное пространственное распределение тектонических режимов (сжатие на юго-востоке Турции и отсутствие больших деформаций и, может быть, некоторое растяжение на Кавказе и в Иране) логично связывать с начальной коллизией Афроаравии и Евразии в районе Турции [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993; Hempton, 1987]. Домен горизонтального сжатия в Турции и на Балканах на северо-востоке ограничен линеаментами северо-западного простирания, находящимися на продолжении линии Тессейра-Торнквиста [Копп, 1996; Расцветаев, 1980; Bergougnan, Forquin, 1982] и, скорее всего, игравшего роль внутриконтинентального трансформного разлома – правого сдвига, ограничивавшего на юго-западе самостоятельное перемещение Восточно-Европейской субплиты к юго-востоку [Копп, 1996]. Можно предполагать, что столкновение Аравийского выступа с быстро перемещавшейся к юго-востоку Восточной Европой было причиной констатировавшегося [Зоненшайн и др., 1987] резкого отклонения траектории Афроаравии от субмеридионального направления в эоцене до северо-западного в олигоцене.

Ранний–средний миоцен. В это время сжатие савской и штирийской фаз охватило, помимо Турции, обширную территорию Ирана и Копетдага. Подобное разрастание зоны конвергенции Афроаравии и Евразии к юго-востоку можно объяснить только вращательным захлопыванием Загросского бассейна (последний реликт Неотетиса), который, очевидно, изначально имел треугольную форму, расширяясь к юго-востоку. Возникновение момента вращения против часовой стрелки легко объяснить "заякориванием" Аравийского выступа за Турцию и консолидацией Юго-Западной Европы, наступившей в результате сжатия пиренейской и савской орогений и ограничившей возможность какого-либо дальнейшего продвижения Афроаравии к западу.

Противочасовое вращение Аравии вместе с Ираном хорошо доказывается дугообразной формой (с выпуклостью к востоку) Аден-Мангышлакской правосдвиговой зоны, впервые выделенной автором. Однако Афроаравийский полюс вращения для такого сильно изогнутого сдвига оказывается не в районе Ливии, как это обычно принято для разлома Мертвого моря [De Mets et al., 1990; Garfunkel, 1981; Hempton, 1987; Joffe, Garfunkel, 1987], а значительно восточнее, где-то на Синайском полуострове. Сказанное означает, что в раннем миоцене этот разлом в своем современном виде еще не существовал. Хотя это и расходится с традиционной точкой зрения [Girdler, 1990; Garfunkel, 1981; Hempton, 1987; Joffe, Garfunkel, 1987], вместе с тем, имеются непосредственные полевые данные, позволяющие отнести начало образования разлома Мертвого моря не ранее, чем на 15 млн лет назад [Bartov et al., 1980] и, кроме того, свидетельства о постепенной пропагации разлома к северу в течение позднего миоцена – плиоцена [Копп, 1997; Копп и др., 1994; Трифонов и др., 1991; Zak, Freund, 1981].

Основываясь на всем этом материале, автор высказывает предположение, что в раннем миоцене, если и существовал левый сдвиг в зоне нынешнего трансформного разлома, то он был еще очень коротким (наиболее вероятно, что роль последнего тогда играл левый сдвиг Кувейрат Утум в Иордании, который обладает сильной выпуклостью к востоку; полюс его вращения должен был находиться где-то неподалеку от полюса Аден-Мангышлакской зоны).

Возникает вопрос – как в таком случае должно было в раннем миоцене происходить смещение Аравийской и Финикийско-Синайской плит, если трансформного разлома еще не было? По мнению автора, оно в то время осуществлялось по пластической зоне левостороннего простого сдвига, разместившейся вдоль Левантинского континентального края. Наличие такой зоны подтверждается закономерным расположением досреднемиоценовых структур сжатия,

растяжения и сдвига, срезаемых Левантинским разломом: на юге – эшелонированные дайки, дальше к северу – ветвящиеся левые сдвиги меридионального простирания (R-сколы), еще дальше – широтные правые сдвиги (R_1-сколы) и, наконец, на самом севере – эшелонированные мегантиклинали и надвиги. Помимо всего прочего, такой порядок взаимного расположения структур разного кинематического типа свидетельствует об изменении стиля сдвиговой деформации от транстензионного на юге до транспрессионного на севере.

Наконец, обратим внимание на то обстоятельство, что полюс вращения Турции–Евразии, установленный по Северо-Анатолийскому разлому в его современной конфигурации, по своему местоположению почти совпадает с полюсом раскрытия Красного моря, определенным по Аден-Мангышлакской зоне правого сдвига. Это может означать, что, вопреки распространенному мнению о серавалли-тортонском времени заложения Северо-Анатолийского разлома, последний мог существовать уже в раннем миоцене и, следовательно, тогда же могла начаться направленная к западу латеральная экструзия Анатолийского блока.

В среднем миоцене – начале позднего миоцена на всей рассматриваемой территории преобладает спокойная тектоническая обстановка, характеризующаяся повсеместным выравниванием рельефа и развитием крупномасштабных трансгрессий и коррелирующаяся с приостановкой спрединга в Красном море [Girdler, 1990; Hempton, 1987; Joffe, Garfunkel, 1987].

Поздний миоцен – ранний плиоцен. В конце позднего миоцена – раннем плиоцене кинематическая картина кардинально изменилась. Именно в эту эпоху на западе Аравийского полуострова, примерно вдоль оси развивавшейся там в раннем–среднем миоцене зоны левостороннего простого сдвига, возникает и последовательно разрастается к северу Мертвоморский (Левантинский) разлом в его современном виде. При этом его линия, будучи дугообразной, все-таки обладает существенно большим радиусом кривизны, нежели линии сдвигов раннемиоценового возраста. Соответственно Афроаравийский полюс перемещается к западу, в район Ливии или прилегающей части Средиземного моря, где он находится и поныне [De Mets et al., 1990; Garfunkel, 1981; Joffe, Garfunkel, 1987]. Такое положение полюса показывает почти меридиональное, с некоторой (меньшей по сравнению с ранним миоценом) компонентой вращения против часовой стрелки. Соответственно в районе Центрального-Восточного Ирана должно происходить почти лобовое столкновение Африки и Евразии, а в Турецко-Кавказской области оно все-таки должно сопровождаться правым сдвигом, но существенно меньшим, чем в раннем миоцене.

Резкое изменение траектории Аравии в позднем миоцене легко понять, если учесть, что к тому времени уже практически полностью консолидировалась кора Турции, Ирана и Копетдага, и единственный глубокий бассейн сохранялся только в области современных Кавказа, Черного и Каспийского морей. Поэтому системы "трансформный разлом – зона спрединга" вынуждены были приспособиться к закрытию этого остаточного бассейна – главного тектонического убежища для верхнего миоцена – раннего плиоцена. Именно в это время растяжение в осевой зоне рифта Красного Моря – Аденского залива дошло до полного разрыва континентальной коры и образовалась современная ось спрединга и ос-ложняющая ее сеть трансформных разломов [Hempton, 1987; Joffe, Garfunkel, 1987]. При этом отмечается пропагация осевого хребта к востоку в течение всего позднемиоцен-четвертичного времени.

Вышеохарактеризованная динамокинематическая обстановка способствовала возникновению повышенного сжатия в районе Ирана и, кроме того, образованию сети спиралевидно расходящихся от восточного угла Аравии правых

сдвигов северо-западного простирания, которые способствовали закрытию остаточного бассейна на севере. Концентрация сжатия напротив Эльбурса привела к тому, что, помимо правых сдвигов, в Эльбурс-Копетдагском районе возникли левые сдвиги северо-восточной ориентировки, участвовавшие в выгибании Копетдагской дуги к северу. Симметрично расходящиеся от Эльбурсского пережима правые и левые сдвиги обусловили резкую интенсификацию начавшегося еще в раннем миоцене широтного растяжения в Южном Каспии. Одновременно смещение к северо-западу западных крыльев многочисленных правых сдвигов привело к интенсивному сжатию в области Кавказа, особенно Центрального и Западного. Именно в то время сочленяющиеся под углом правые сдвиги и надвиги образовали здесь ромбовидную структуру, описанную Л. М. Расцветаевым [1973].

В другом центре концентрации сжимающих напряжений, находящемся напротив наиболее приближенного к Евразии Аравийского выступа, в рассматриваемую эпоху продолжалось стартовавшее в раннем миоцене выжимание к западу Анатолийского блока, сопровождавшееся его пластической деформацией и вращением против часовой стрелки. Судя по возрасту наиболее древних вулканитов Армянского нагорья и по признакам начавшегося в конце сармата роста Малокавказского орогена, началось выжимание к северо-востоку Малокавказской дуги, приведшее к окончательному захлопыванию Большекавказского бассейна, изоляции Черного моря от Каспия и формированию сложной структуры Кавказского перешейка. Вместе с тем, выдвигание Малокавказской дуги было лимитировано на северо-востоке правыми сдвигами, поэтому можно предполагать, что особенно сильно с некоторым поворотом к Черному морю выдвигалась западная часть Малого Кавказа (Аджаро-Триалетская зона и прилегающая часть Восточного Понта). Этот вывод согласуется с вышеприведенными данными о возрасте орогенного воздымания Малого Кавказа и структуры Аджаро-Триалетской зоны.

На флангах зоны динамического влияния Аравийского индентора в это время происходит интенсивное реактивное выжимание материала к югу, т. е. навстречу движению Аравии, блоков Центрального Тавра–Кипра (с вероятным продолжением на Синайском полуострове) и Макрана. В областях отделения блоков формируются обширные молассовые бассейны и развивается интенсивный вулканизм. В то же время, сами эти тыловые области локального растяжения превращаются в геодинамические убежища и в них нагнетается материал с флангов зоны внедрения. В результате возникли "горизонтальные диапиры" – сложные структуры вращения и нагнетания в горизонтальной плоскости на юго-востоке Турции (хребет Нурхак) и в Керман-Табасской зоне Восточного Ирана. В последнем месте структуры такого типа особенно масштабны, что естественно связывать с большей амплитудой правых сдвигов к востоку от Аравии (по сравнению с левыми сдвигами к западу от нее), обусловленной противочасовым вращением этой плиты.

Поздний плиоцен – квартер. В позднем плиоцене – квартере в целом сохраняются те же тенденции, что и на предыдущей стадии. Однако имеется одно существенное изменение, связанное с возникновением глубокого Южно-Каспийского геодинамического убежища с сильно утоненной корой. Если в позднем миоцене – раннем плиоцене соседние блоки разбегались в стороны (т. е. к западу и востоку), обусловливая растяжение и провал Южно-Каспийской впадины, то в рассматриваемую эпоху последняя уже начинает притягивать соседние блоки и здесь происходит интенсивная тектоническая аккумуляция. В результате на Кавказе активизировались антитетические левые сдвиги и связанные с ними

структуры; существенно выдвинулась на северо-восток, с некоторым поворотом по часовой стрелке, Малокавказская структурная дуга и возникла ее петлеобразная конфигурация на юго-востоке; существенно ускорилось воздымание Малого Кавказа и восточной части Большого Кавказа. Оформился структурный рисунок мегабудинажа (в горизонтальной плоскости) на Большом Кавказе. В тылу Малокавказской дуги продвинулась на восток тыловая область орогенного вулканизма. На Копетдаге в это же время активизировались антитетические правые сдвиги, обеспечившие накоторый заворот одноименной дуги к западу. В Южно-Каспийской впадине, судя по наличию четвертичных сбросов и по широкому распространению землетрясений с механизмом растяжения в очаге, до сих пор сохраняется растяжение, однако оно в существенной мере сочетается с широтным сжатием.

Второе, менее отчетливо выраженное изменение кинематического режима касается Центрального-Восточного Ирана, где нагнетание материала к западу, в район современной Керман-Табасской зоны, сменилось горизонтальным выжиманием всего Иранского блока к востоку.

5.3.4. Резюме

Структурный рисунок Периаравийского сегмента в целом весьма похож на таковой горно-складчатого обрамления Индостана. Здесь можно найти многие элементы, уже рассматривавшиеся нами для последнего.

Так, во внутренней области внедрения (или области нагнетания материала) присутствуют надвиговые ороклины продольного изгиба (в горизонтальной плоскости), сформировавшиеся в обстановке недостатка пространства на севере и накатывающиеся на индентор навстречу его движению; они напоминают "фестоны" обрамления Индостана и Гималайскую дугу, аналогом которой является дуга Загроса. В структуре зоны фронтального скучивания, включающей Загрос и нагорье Центрального-Восточного Ирана, отчетливо проявляются признаки вращения против часовой стрелки, связанного с антитетическим затаскиванием к северу западного крыла правосдвиговой зоны восточного фланга Аравии. Как и Тибет, треугольный блок Ирана по ряду особенностей напоминает асимметричный сдвиговый дуплекс в зоне кулисного сочленения двух правых сдвигов неравного значения. Ормузский "входящий угол" складчатого пояса по своему местоположению и генезису соответствует Ассамскому синтаксису Индостана и, как и последний, сформировался при заворачивании выжимаемого материала против часовой стрелки.

Во внешней области (или области латерального выжимания), хотя и с несколько большим трудом, может быть выделена осевая зона внедрения с осью растекания, протягивающейся от Эльбурсской деформационной шейки складчатого пояса до меридиональной Каспийской полосы погружения. Эльбурсская шейка – аналог Каракорумской, Южно-Каспийская впадина (на новейшем этапе) – Таримской, выпуклая на север дуга Апшеронского порога–Прибалханской зоны – дуги Тянь-Шаня к востоку от Таласо-Ферганского разрыва. Имеется целый ряд общих черт и в строении ряда более дробных элементов. Так, Центрально-Кавказская правосдвиговая зона соответствует Таласо-Ферганскому разрыву, поперечное новейшее поднятие Дзирульского массива – Курамино-Чаткальской мегантиклинали. Северо-Анатолийский сдвиг и Центрально-Анатолийский блок коррелируются, соответственно, с Гератским разрывом и блоком Центрального Афганистана, Шахрудская сдвиговая зона – с Алтынтагским сдвигом и т.д.

Все, таким образом, говорит за то, что структурный рисунок рассматриваемого сегмента Альпийско-Гималайского пояса, как и Периндийского, образовался в результате индентации. Кроме того, внедрение и здесь имело в существенной степени поступательный характер, так как реализовалось в возникновении симметричных к оси растекания расходящихся сдвигов и ассоциирующих с ними структур.

Однако есть и серьезные различия строения зон динамического влияния Аравии и Индостана.

Первая группа различий определяется существенной редукцией зоны динамического влияния Аравийского индентора: если внедрение Индостана вызвало сильные деформации всей Восточной Азии от Байкала на севере до Зондской дуги на юге, то здесь соответствующие северная и восточная части зоны влияния практически отсутствуют или, во всяком случае, сокращены в размере. Кроме того, отмечаются признаки наложения этих редуцированных внешних зон на внутренние. Например, обязательная для любой зоны внедрения периферическая область растяжения, которая в Периндийском сегменте находится к северу и востоку от Тибета, в рассматриваемом регионе наложена на аналог последнего – плато Центрально-Восточного Ирана и, кроме того, на Кавказ и Южно-Каспийскую впадину.

Рассмотренное искажение нормальной конфигурации зоны динамического влияния индентора, на мой взгляд, лучше всего может быть объяснено отсутствием на северо-востоке достаточного для приемки выжатых масс пространства, которое экранировалось более мощной зоной влияния Индостана. Причину меньшего размера области внедрения на севере можно искать также в меньшей глубине проникновения Аравии в Евразию и, кроме того, в худшей способности коры передавать напряжения: в Центральной Азии, где столкновение было более сильным, сжатие распространилось на огромные пространства с более прочной древней континентальной корой, а в Периаравийском сегменте коллизионные деформации успели охватить еще недостаточно консолидированную кору океана Тетис и его обрамления.

Вторая группа отличий зоны динамического влияния Аравийского индентора, несомненно связанная с первой, сказывается в усилении асимметрии ее западной и восточной частей. Она выражена прежде всего в еще большей продольной поляризации структур сжатия и растяжения в пределах внутренней зоны внедрения: первые еще сильнее смещены к западу, т. е. в данном случае к Кавказу, а вторые охватывают всю восточную часть последней. В структуре внутренней зоны лучше проявлены антитетические правые сдвиги, свидетельствующие о противочасовом повороте. Переходя к внешней области внедрения, можно отметить, что на востоке ее значительно хуже, чем в Периндийском сегменте, выражены антитетические левые сдвиги: они как бы вытесняются правыми (Копетдаг). Вместе с тем, крупные левые сдвиги появляются в Западной краевой зоне (Восточный Кавказ), показывая тем самым некоторое смещение оси растекания.

Можно видеть, что в данном случае усиливается дисгармония внутренней и внешней областей сферы динамического влияния индентора. Во внутренней, характеризующейся в целом режимом нагнетания скучиваемых масс коры, усиливается компонента вращения против часовой стрелки. Во внешней области, где идет горизонтальное выжимание и переотложение масс, напротив, подчеркивается компонента вращения по часовой стрелке, что выражено расширением и смещением к западу домена антитетических левых сдвигов. Следовательно, и здесь, как и в обрамлении Индостана, внешняя и внутренняя области сцеплены

в виде шестеренок, поворачивающихся в противоположные стороны; только для данного региона это проявляется в еще большей степени.

Наконец, третья группа различий связана с проявлением интенсивного горизонтального выжимания материала из Кавказского и Копетдагского синтаксисов в Южно-Каспийское тектоническое убежище (см. гл. 3). Для сравнения укажем, что на западе Таримской впадины также присутствуют отдельные поперечные складки. Они зеркально симметричны тем, что находятся в Таджикской впадине, однако не сопоставимы по своей выраженности. Следует полагать, что утонение коры Южно-Каспийской впадины, равно как и более заметное противочасовое вращение Аравийской плиты, могут быть обусловлены общей причиной – недостатком пространства на востоке. Возникновение такого рода промежуточного "отстойника", который был бы в состоянии принять хотя бы часть выжимаемого материала, не способного удаляться в восточном направлении, легко понять именно с этих позиций.

Различные моды постколлизионных горизонтальных перемещений развивались с заметным расхождением во времени. Общее вращение блоков против часовой стрелки господствовало на ранней стадии – в позднем олигоцене – раннем миоцене, в связи с закрытием последнего реликта Неотетиса в Загросе. В это время были деформированы Турция, Иран (в особенности Восточный) и Копетдаг и была заложена ось спирально расходящихся от Аравии правых сдвигов меридионального–широтного простирания, в том числе, очевидно, и Северо-Анатолийский разлом. Противочасовое вращение продолжалось и дальше, вплоть до настоящего времени: антитетические правые сдвиги всегда составляли важнейший элемент структуры Периаравийского сегмента.

Вместе с тем, в конце позднего миоцена, очевидно в связи с консолидацией Ирана и Копетдага, режим горизонтальных движений существенно изменился. Аравийская плита теперь могла двигаться только к северу, где все еще сохранялось Кавказское окраинное море. Траектория ее дрейфа существенно выпрямилась, полюс вращения переместился из Синайского полуострова в Ливию. Теперь уже максимальное давление приходилось на Эльбурс и Южно-Каспийскую впадину, что вызвало латеральное выжимание Кавказского и Копетдагского блоков (соответственно на северо-запад и северо-восток), а заодно и проседание вышеупомянутой впадины в результате широтного и меридионального растяжения. В силу недостатка пространства на востоке (где находилась мощная сфера влияния Индостана), в этот период все-таки преобладал северо-западный и западный вектор транспорта выжатых масс – в направлении Кавказа и Черного моря, где находилась наиболее глубокая часть Кавказского окраинного моря. Однако по мере роста Кавказского орогена и одновременного углубления Южно-Каспийской котловины акцент стал смещаться в сторону сброса выжимаемого материала в последнюю. Наиболее отчетливо этот стиль движений и деформаций оформился в позднеплиоцен-четвертичное время, когда возникли левые сдвиги Кавказа и активизировалось выжимание Малокавказского блока из Эрзерумской деформационной шейки к северо-востоку.

В целом, можно сказать, что картина постколлизионных горизонтальных движений в Периаравийском сегменте Альпийско-Гималайского пояса в первую очередь определялась закрытием реликтовых бассейнов. Плиты и блоки всегда выбирали наикратчайшее направление в сторону самых близких в то время к ним геодинамических убежищ. Более того, векторы горизонтальных перемещений приспосабливались к конфигурации последних: блоки испытывают колебательные движения в плане для того, чтобы достичь плотнейшей упаковки деформируемого пространства.

5.4. Периадриатический (Периапулийский) сегмент

Надвиги и другие структуры сжатия в пределах рассматриваемого сегмента (Динариды, Альпы) начали формироваться задолго до рассматриваемого этапа – уже в мелу [Зоненшайн и др., 1987; Книппер, 1985], однако современный структурный рисунок региона возник только на орогенном этапе развития, начавшемся в конце **эоцена**. В течение всего кайнозоя Апулия уже входила в состав Африканской плиты [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993], и поэтому сильно рассредоточенные в пространстве сдвиги по краям рассматриваемого сегмента следует рассматривать в качестве внутриплитных структурных элементов, но никоим образом не как трансформные разломы. Отсутствие четкой границы Африки и Апулии сильно затрудняет оконтуривание Адриатического выступа. Более того, как показывают многие особенности структурного рисунка, активное воздействие, приводившее к латеральному выжиманию коровых масс, оказывал весь северо-восточный край Африки, от Ломбардии до моря Леванта, хотя Адриатический выступ осуществил при этом наибольшие деформации. Поэтому название "Адриатический индентор" носит здесь несколько условный характер.

Необходимо подчеркнуть, однако, что принадлежность кайнозойской Апулии к Африканской плите следует понимать только в самом первом приближении – если иметь в виду, что первая находилась на продолжении второй и, безусловно, подталкивалась ею, и что обе с примерно одинаковой скоростью сближались с Евразией. Вместе с тем, имеется ряд данных, свидетельствующих о том, что сцепление обеих вышеупомянутых фрагментов было нежестким и что траектория Апулии заметно отклонялась от таковой Африки. Здесь прежде всего следует упомянуть многочисленные палеомагнитные определения, доказывающие сильное (15–40°) вращение Апулии [Баженов и др., 1987; Lowrie, 1980] относительно Африки и Евразии и о том же свидетельствующие сейсмологические материалы (Anderson, 1987, цит. по: [Platt et al., 1989]).

Весьма характерны в данном отношении результаты замеров ориентировки кинематических индикаторов (линейности удлинения, милонитовых текстур, вращающихся порфиробластов, стилолитов и др.) в разновозрастных породах Альп [Platt et al., 1989]. Они показывают преимущественно западное (до северо-западного) направление тектонического транспорта в течение всего кайнозоя, осложненное радиальными (по отношению к Альпийской дуге) перемещениями. Соответственно, Апулийская плита, по крайней мере около Альп, должна была смещаться к западу или северо-западу, что прямо не согласуется с меридиональной конвергенцией Африки и Евразии. Здесь приходится искать более сложные механизмы взаимодействия Апулийской и Африканской плит, предполагающие полную независимость либо разрушение первой в зоне столкновения: подгибание ("слом") Адриатического "мыса" в горизонтальной плоскости, сопровождающийся вращением против часовой стрелки, либо латеральную экструзию его северной части и т. д. С таким вариантом внутриплитной деформации вполне согласуется сильная пластификация и тектоническое течение апулийского фундамента в пеннинских покровах.

По целому ряду признаков (возросшая роль горизонтального растяжения коры, ассоциирующего с внедрением глубинных диапиров; интенсивная покровная тектоника, маскирующая сдвиги; весьма сложный структурный узор с прихотливо изогнутыми ороклинами и др.) Периадриатический сегмент существенно отличается от двух предшествующих. Тем не менее и здесь отчетливо проявляются уже известные нам структурные рисунки, связанные с обстановкой

индентации. Разберем их схематично – в плане сравнения с более восточными сегментами Альпийско-Гималайского пояса.

5.4.1. Внутренняя область индентации

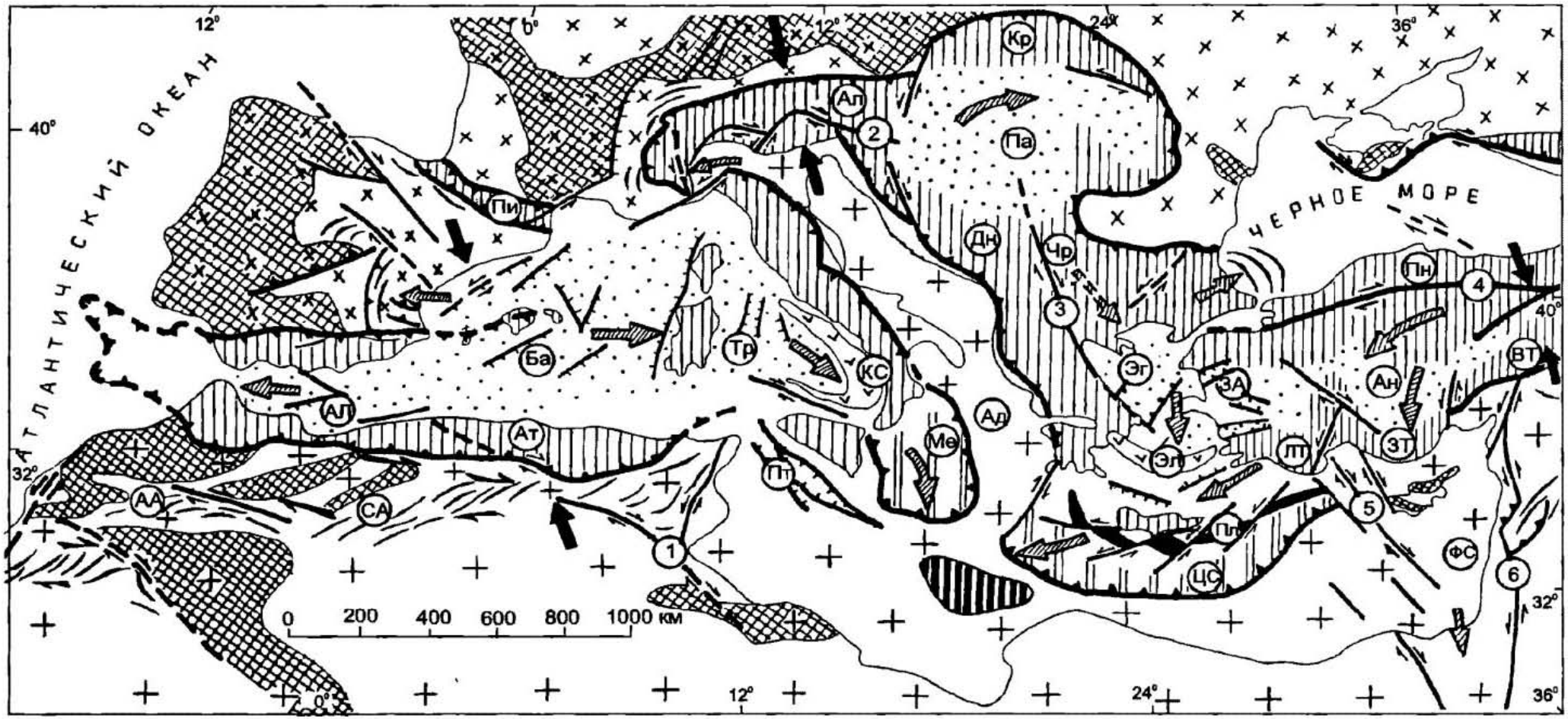
Внутренняя область охватывает Южные Альпы, Динариды и Эллиниды, Ликийский Тавр и, в определенной мере, Эгейский регион, включающий одноименную систему впадин и Западно-Анатолийский блок.

Система левых сдвигов, которые могут идентифицироваться с западным флангом Адриатического индентора, намечается в Западных Альпах и на Апеннинском полуострове. В первом из этих регионов левые сдвиги север-северо-западного – меридионального простирания (Суббриансонский, Канавез, Виа-Локарно и др.) [Ricou, Siddans, 1986] и явно синтетического облика разделяют блоки с разным набором структурно-фациальных зон мезозоя (на востоке они сильно пережаты). По данным Л. -Э. Рику, эти разрывы развивались в эоцене–олигоцене, способствуя выдвижению Альпийской дуги к северу, после чего они перестали быть активными и в неогене деформировались покровами, а также правыми сдвигами Инсубрийской линии. К северу от их продолжения находятся левые сдвиги Юры. Южнее, в Апеннинах, также можно увидеть следы левостороннего сдвига северо-западного простирания, выраженные в формировании асимметричных в плане структурных дуг с коротким юго-восточным крылом (дуга Северных Апеннин, а также более мелкие дуги Умбро-Маркских Апеннин и Гран Массо-д'Италиа), напоминающих "фестоны" западного фланга Индостана. Дуги, как и вдоль периферии Аравийского и Индостанского инденторов, сочленяются очень резко, с "входящим углом". Это говорит о надвигании масс коры на Адриатическую плиту и о недостатке пространства вдоль периферии последней.

По существу, такой же стиль строения (только зеркально симметричный – с правыми сдвигами) имеет северо-восточный фронт Апулийского индентора (рис. 84). Правые сдвиги здесь выражены в рельефе Средиземного моря (от Ионического до Левантинского бассейна включительно). Кроме того, они широко развиты на поверхности в Эллинидах и Динаридах. Для того, чтобы разобраться, какие из правосдвиговых зон маркируют край плиты, а какие только осложняют фронтальную зону скучивания (как это имеет место в Гималаях и Загросе), попробуем воспользоваться аналогией с рассмотренными выше сегментами орогенного пояса.

Если Анатолийский блок, ограниченный на севере Северо-Анатолийским разрывом, а на юге – дугой Западного Тавра, сопоставить с блоком Центрального Афганистана–Макрана (выше приводились соответствующие доводы), тогда место Лутского блока должен занимать блок Западной Анатолии. И действительно, для такого сопоставления имеются серьезные основания.

Помимо некоторых общих особенностей (одинаковые положение в структуре и форма, равноправное проявление сжатия и растяжения) имеются и сходные черты структурного рисунка. На востоке Западно-Анатолийского блока прослеживается широкая правосторонняя сигмоида северо-западного простирания, подчеркиваемая кулисным расположением складок и покровов – аналог Систанской полосы правых сдвигов. Назовем ее условно Центрально-Анатолийской, хотя она наверняка выделялась турецкими исследователями и скорее всего как-то названа ими. Данная сдвиговая зона обладает заметной выпуклостью к северу и обуславливает синтетический подворот в северу западного крыла дуг Западного Тавра и Кипра (аналог Макранской дуги) и антитетический – восточного крыла дуги Ликийского Тавра.



1 2 3 4 5 6 7 8

9 10 11 12 13 14 15 16

Так, по мнению автора, возник известный "угол Испарты", по которому резко сочленены две соседние дуги Тавра. Он является аналогом такого же резкого "входящего угла" между дугами Лутского участка: с одной стороны, Базманской (и Западно-Макранской), а с другой – Восточно-Макранской. Доказательством антитетического вращения соответствующих крыльев сдвигов является отсутствие крупных левых сдвигов на подвернутых крыльях структурных дуг – как в Западной Анатолии, так и в Западном Макране. Согласуется с этим и наличие увеличивающихся к правым сдвигам противочасовых поворотов структур, устанавливаемых по палеомагнитным данным (для Анатолии – [Kissel et al., 1984], для Ирана это уже отмечалось выше). Во фронтальной части западного крыла рассматриваемой правосдвиговой зоны присутствует погружающийся к западу "конский хвост" структур сжатия северо-западного – меридионального простирания. Как и таковой к северу от Лутской впадины, он скорее всего возник при противочасовом вращении западного крыла правосдвиговой зоны. Наконец, на западе Западно-Анатолийского блока намечается меридиональная складчатая зона – вероятный аналог Керман-Табасской зоны в Восточном Иране. Можно предполагать, что здесь, как и на западной периферии Лутского блока, широтное сжатие было в существенной мере обусловлено реакцией верхних горизонтов коры на меридиональное растяжение подложья. Последнее надежно доказывается сейсмологическими методами [Mercier, 1981].

При таком сопоставлении следует ожидать между Ликийским Тавром и Эллинской дугой наличия еще одной зоны правых сдвигов наподобие Оманской линии. Один из них, север-северо-западного простирания, угадывается по завороту к северу западного фланга дуги Ликийского Тавра (местный вариант Ормузского синтаксиса) и далее трассируется в море на западный край поднятия Анаксимандра. Второй линеамент той же ориентировки прослеживается в рельефе дна от пролива Карпатос через поднятие Демокрита вплоть до оси и южного склона Средиземноморского вала. Последний в месте приближения к нему группы правых сдвигов коленчато изогнут. Вся эта поперечная зона глубинных

←

Рис.84. Структурно-кинематическая схема региона Средиземного моря для неоген-четвертичного времени. Составлена на основе Международной Тектонической карты Европы масштаба 1: 5 000 000, под ред. Ю.Г.Леонова и В.Е.Хаина (находится в печати), с дополнениями автора

1 – Евразийская плита; *2* – Африканская и Аравийская плиты; *3* – Ионическая впадина (синеклиза); *4* – горноскладчатые сооружения; *5* – вулканические островные дуги; *6* – оси глубоководных желобов; *7* – аккреционные призмы; *8* – тыловодужные бассейны и другие бассейны растяжения; *9* – фронтальные альпийские покровы и другие надвиги (вершины треугольников – по падению смесителей); *10* – сдвиги; *11* – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; *12* – сбросы (бергштрихи – по падению смесителей); *13* – оси складок в сорванных чехлах платформ; *14* – внутриплитные новейшие поднятия; *15* – участки гиперкомпрессии (синтаксисы, деформационные шейки); *16* – направления эскейпа выжимаемых блоков

АА – Анти-Атлас, Ад – Адриатическая (Апулийская) платформа, Ал – Альпы, АЛ – Альборанский краевой бассейн и одноименная структурная дуга, Ан – Анатолийский блок, Ат – Атлас, Ба – Балеарский бассейн, ВТ – Восточный Тавр, Дн – Динариды, ЗА – Западно-Анатолийский блок, ЗТ – Западный Тавр, Кр – Карпаты, КС – Калабро-Сицилийская островная дуга, ЛТ – Ликийский Тавр, Ме – Мессинский "конус", Па – Паннонский бассейн, Пи – Пиренеи, Пл – желоб Плиния, Пн – Понт, Пт – Пантеллерийский грабен, СА – Сахарский Атлас, Тр – Тирренский бассейн, ФС – Финикийско-Синайская субплита, ЦС – Центрально-Средиземноморский вал, Чр – Черногорский синтаксис, Эг – Эгейский тыловой бассейн, Эл – Эллинская островная дуга

Крупнейшие сдвиги (цифры в кружках): 1 – Атласский, 2 – Инсубрийский, 3 – Порнадриатическая линия (предполагаемый правый сдвиг), 4 – Северо-Анатолийский, 5 – Тавро-Нильский линеамент (зона сгущения доказанных и предполагаемых правых сдвигов), 6 – Левантинский

дислокаций, которую Я. П. Маловицкий назвал Тавро-Нильским разломом [Маловицкий, 1978], трассируется на трансформный разлом запада Финикийско-Синайской плиты, выраженный уступами северо-западного простирания. Рассмотренные нами выше правые сдвиги скорее всего образуют веер на его затухании.

Следовательно, к зоне фронтального скучивания принадлежит вся Динарско-Эллинская складчатая система вместе с Эгейской островной дугой, а расширяющийся к востоку треугольный блок, включающий Балканское междугорье, Эгейское море и Западную Анатолию, занимает место блоков Центрального-Восточного Ирана и Тибета. Как и в пределах последних, здесь отмечаются весьма интенсивные деформации сжатия в виде метаморфизма (внутренние зоны) и покровов. Особенно интенсивно они развивались в конце палеогена и в раннем–среднем миоцене [Angelier, 1977]. Альпийский метаморфизм достиг максимума на востоке треугольного блока, где не только перерабатывались древние метаморфические породы Сербско-Македонского массива, но и возникали новообразованные метаморфические комплексы (Киклады). Подобное увеличение сжатия на восток может быть обусловлено вращательным (против часовой стрелки) клинонадвиговым перекрытием. И действительно, как уже отмечалось выше, здесь имеются признаки такого вращения. Как и в рассмотренных ранее треугольных блоках подобного рода, правые сдвиги обрисовывают в плане коленообразный изгиб типа асимметричного дуплекса. Выпуклую к северо-востоку восточную часть последнего составляет Центрально-Анатолийская правосдвиговая зона север-северо-западного простирания, у Мраморного моря плавно сочленяющаяся со слегка выгнутым к северу малоамплитудным западным отрезком Северо-Анатолийского сдвига (вероятно, местный аналог разрыва Дорунех, только с более четко доказанной правосдвиговой природой). Вогнутую к северо-востоку западную часть дуплекса составляют правые сдвиги Эллинид север-северо-западного простирания, на юге приобретающие северо-западную ориентировку. Слегка выпуклые к юго-западу цепочки островков Кикладского архипелага, четко вытянутые в северо-западном направлении, – несомненный, на наш взгляд, аналог серповидных горст-антиклиналей Центрального Ирана, ограниченных сбросо-сдвигами (разрывы Кухбенан, Наин и др.).

На все рассмотренные проявления горизонтального сжатия и парагенетически связанного с ним правого сдвига в Эгейском регионе (как в Иране и Тибете) наложено горизонтальное растяжение (также ассоциирующее со сдвигом), развивавшееся в конце позднего миоцена и особенно в плиоцене–квартере. Оно выражено в сбрасообразовании, активном вулканизме и землетрясениях с раздвиговыми фокальными механизмами. По мнению ряда изучавших Эгейский регион исследователей [Angelier, 1977; Le Pichon, Angelier, 1979; McKenzie, 1972, 1978; Mercier, 1981], растяжение сопровождалось вытягиванием к югу Эллинской дуги, вершина которой в начале плиоцена находилась существенно севернее, может быть, на широте Киклад (размер растяжения оценивается разными авторами от 100 до 400 км).

Относительно генезиса тыловодужного растяжения высказывались разные точки зрения: распирающее воздействие глубинного диапира [Makris, 1977], затягивание нависающей плиты в зону субдукции [Прозоров, Шеменда, 1987], совместное воздействие субдукционных процессов и глубинного диапиризма [Le Pichon, Angelier, 1979], широтное раздавливание Эгейского блока (с растяжением по меридиану), выжимающегося из зоны конвергенции Аравии с Анатолийским блоком [McKenzie, 1972; Tapponnier, 1977; и др.].

В духе развиваемых здесь представлений автор склонен считать наиболее вероятной последнюю точку зрения. Иначе трудно объяснить возникновение условий растяжения именно в месте столкновения двух встречных потоков выжатых масс (один из которых берет начало в Кавказском синтаксисе, а второй – в Альпийской и Черногорской шейках коллизионного пояса). Смена направления их течения с широтного на меридиональное (южное) вполне может привести к отслаиванию блоков от их северных границ – так, как это происходит в открытых складках продольного изгиба при увеличении наклона их крыльев, двигающихся навстречу друг другу. Напомним, что сходные условия существовали и в тылу ряда других дуг Альпийско-Гималайского пояса, образовавшихся при изменении вектора течения выжимаемого материала: Макранской, Зондской, Эльбурсской и ряда других, меньшего размера.

Смена направления потоков выжатого материала, сопровождаемая соответствующим вращением блоков, представляется автору главной причиной возникновения растяжения в тылу Эллинской дуги. Вместе тем, нельзя исключать того, что кинематогенное растяжение верхних горизонтов коры могло создать ловушку для подъема глубинного диапира, распирающее воздействие которого способно дополнительно увеличить разрыв кровли. Далее, весьма важной причиной, катализирующей растяжение в тылу дуги, является ее гравитационное оплывание. Ниже мы еще вернемся к этому вопросу при обсуждении структуры внешней области внедрения Периадриатического индентора.

Можно отметить общую для всех рассмотренных сегментов Альпийско-Гималайского пояса закономерность в пространственном распределении структур растяжения: в глубоком тылу Гималайской и Загросской дуг, на севере, сбросы ориентированы либо вдоль, либо поперек структурного плана (однонаправленное растяжение), а ближе к самим дугам, т. е. южнее, сбросы и грабен-синклинали простираются уже и так, и так. Здесь, очевидно, изгибание дуги уже настолько ускоряется, что ее отслоение обусловливает возникновение всестороннего растяжения.

В Эгейском регионе проявляются точно такие же соотношения: на севере его сбросы ориентированы субширотно, а на юге, около Киклад и Крита, развиты как субширотные, так и субмеридиональные сбросы [Angelier, 1977]. Продольной депрессии Гавкуни Загроса здесь соответствует Северо-Критский трог, а Крит является аналогом сильно сжатой около правых сдвигов и активизированной в плиоцен-четвертичное время восточной части Внутреннего Загроса около Сирджана. Восточно-Средиземноморский вал, который некоторые исследователи [Mantovani et al, 1990] считают аккреционной призмой, по-видимому, занимает место Внешнего Загроса.

Как бы то ни было, при решении вопроса о генезисе растяжения в Эгейском регионе нельзя не учитывать всех этих аналогий с более восточными сегментами Альпийско-Гималайского пояса.

Гораздо более последовательно фронтальное скучивание проявилось в горно-складчатой цепи Альп, Динарид и Эллинид, где сжатие и покровообразование продолжались практически непрерывно в течение позднего кайнозоя. Никаких структур растяжения (во всяком случае, крупных) здесь уже нет, зато широко распространены правосдвиговые деформации, которые делают структурный рисунок этой горно-складчатой системы весьма похожим на таковой Загроса. О существовании здесь широкой зоны правосдвиговых дислокаций – так называемой Периадриатической линии (иногда под этим названием выделяют лишь ее северную часть в районе Альп), частично совпадающей с западным отрезком Вардарской офиолитовой зоны, имеются указания в целом ряде работ

[Laubscher, 1971,1988 а, б; Royden et al., 1983; Tapponnier, 1977; и др.]. Правосдвиговая зона имеет правокулисное строение и состоит из серии частных сдвигов север-северо-западного простирания (рис. 85). В структурном рисунке они лучше проявлены для внешних зон Динарид и Эллинид (линеаменты Сплит-Карловац, Шкодер-Сараево, Катира и др.). Западные крылья сдвигов антитетически подвернуты, что способствует сегментации внешних складчатых зон на ряд структурных дуг с коротким юго-восточным крылом и длинным северо-западным. Размер ороклинов составляет от 100–200 (дуги Велебит в Хорватии и Камешница-Чабуля – в Боснии, подпираемые на востоке линеаментами Сплит-Карловац и Шкодер–Сараево, соответственно) до 500 км и более (огибающая их Далматинская дуга и дуга Динарид в целом).

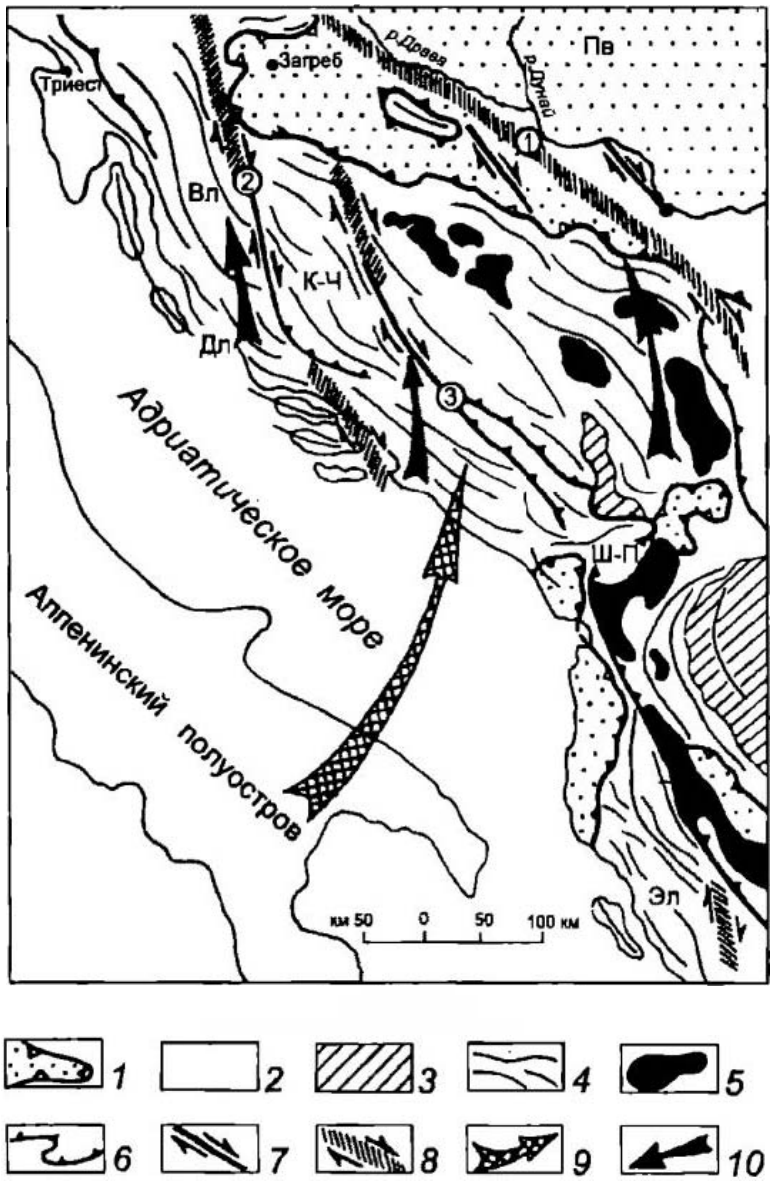


Рис.85. Структурная схема Динарид

1 – альпийские молассы; *2* – доорогенные альпийские комплексы; *3* – доальпийские комплексы; *4* – оси складок и маркирующие горизонты; *5* – альпийские офиолиты; *6* – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *7* – сдвиги; *8* – зоны простого сдвига; *9* – предполагаемое по структурному рисунку направление дрейфа Адриатического выступа; *10* – направление поворота западных крыльев сдвигов

Сдвиги (цифры в кружках): 1 – Периадриатическая линия, 2 – Сплит-Карловац, 3 – Шкодер–Сараево

Структурные дуги и другие тектонические элементы: Вл – дуга Велебит, Дл – Далматинская дуга, К-Ч – дуга Камешница-Чабуля, Пв – Паннонская впадина, Ш-П – синтаксис Шкодер-Печ, Эл – Эллинская дуга

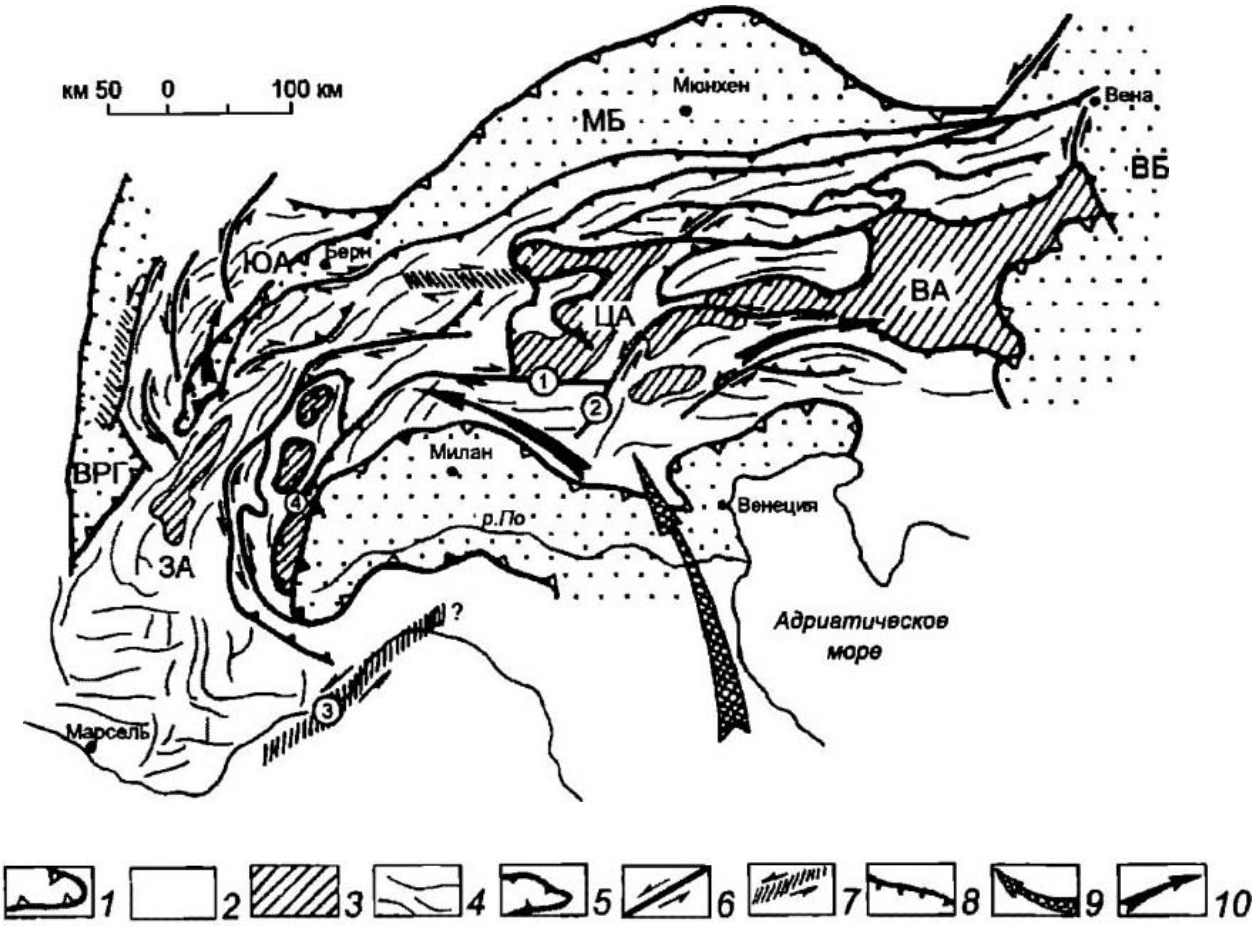
Наиболее крупные ороклины Динарид и Эллинид по своим размерам и местоположению идентичны локальным дугам Пушт-и-Кух и Берегового Фарса в Загросе. Как и там, соседние дуги любого масштаба резко сочленены "входящими углами". В частности, дуги Динарид и Эллинид соединяются сильно сжатой поперечной (северо-восточного простирания) впадиной Шкодер-Приштина, похожей на Ормузский и Ассамский синтаксисы более восточной части Альпийско-Гималайского пояса. S-образно изогнутое в плане складчатое сооружение Динарид, аномально расширенное и поднятое на востоке и постепенно сужающееся к западу, напоминает в данном отношении дуги Омана и Аракан-Иомы. Это все структуры сдвигового дуплекса (см. рис. 45, *Г*), сочленяющие два правых сдвига, один из которых (восточный) имеет большую амплитуду.

Можно сказать в целом, что структура обрамления Адриатического индентора, как и его аналогов на востоке, характеризуется наличием крупных мегаскладок продольного изгиба в горизонтальной плоскости. Они формировались в связи с перемещениями по фланговым мегасдвигам и отражают нагнетание материала, связанное с недостатком пространства в области внедрения. Как и для более восточных сегментов коллизионного пояса, только еще более отчетливо, здесь проявляется плановая асимметрия, выраженная в гораздо большей протяженности правых сдвигов: последние опоясывают почти всю внутреннюю область. Левые сдвиги западного фланга, как уже констатировалось выше, в новейшее время были слабо активными. Еще более усиливается плановая асимметрия в строении зоны скучивания: Альпы уже существенно выше Динарид и Эллинид. Здесь, таким образом, можно предполагать усиление роли вращательной (против часовой стрелки) компоненты движения плиты-индентора.

5.4.2. Внешняя область индентации

В центральной части внешней области, напротив Карпат и Мизийской плиты, находится пережим орогенного пояса (так называемая Черногорская шейка [Буртман, 1984]), которая по своему местоположению соответствует Эльбурсской и Каракорумской деформационным шейкам более восточных сегментов; здесь же отмечаются наибольшие новейшие деформации в Динаридах. Соответственно, Мизийская впадина, являющаяся продолжением Восточно-Европейской платформы, может считаться аналогом Таримской и Южно-Каспийской впадин на неотектоническом этапе развития, а покровно-складчатое сооружение Карпат – чем-то вроде Восточного и Малого Кавказа, вместе взятых .

Однако, если в более восточных сегментах пояса осевая зона области выжимания четко подчеркивается симметрично расходящимися разноименными сдвигами, то здесь ситуация обстоит сложнее. Антитетические левые сдвиги новейшего возраста известны к востоку от пережима, в Болгарии, где они имеют северо-восточное простирание [Karagjuleva et al., 1980]. Что касается симметричных им правых сдвигов, которые должны бы существовать в Карпатах, то, хотя они и предполагаются просто по изгибу Карпатской дуги [Caire, 1977; Tapponnier, 1977], на самом деле не задокументированы здесь детальными работами [Royden et al., 1983]. В последние годы появились данные о правом сдвиге вдоль линии Петрошани в Румынских Карпатах [Ratsbacher, Frish et al., 1991]. Однако этот сдвиг обусловливает синтетический подворот структурных линий. Антитетические правые сдвиги присутствуют далеко – в Западных и Центральных Альпах (см. ниже), и ареал их распространения значительно скромнее по сравнению с аналогами данной области в более восточных сегментах орогенного пояса. Поэтому нельзя исключать того варианта, что, как и на Кавказе, но только в



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Рис.86. Структурная схема Альп

1 – альпийские молассы; *2* – доорогенные альпийские комплексы; *3* – доальпийские комплексы; *4* – оси складок и маркирующие горизонты; *5* – покровы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); *6* – сдвиги; *7* – зоны простого сдвига; *8* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); *9* – предполагаемое по структурному рисунку направление дрейфа Адриатического выступа; *10* – направления латерального выжимания масс

Сдвиги (цифры в кружках): 1 – Инсубрийская линия, 2 – Джудикарийская линия, 3 – линия Виллавернла–Варци-Леванто, 4 – меридиональные левые сдвиги Бриансонской группы

Тектонические элементы: ЗА – Западные Альпы, ЦА – Центральные Альпы, ВА – Восточные Альпы, ВБ – Венский бассейн, ВРГ – Верхнерейнский грабен, МБ – Молассовый бассейн (Предальпийский прогиб), ЮА – Юрский антиклинорий

еще большей степени, здесь проявилось выжимание масс к востоку – в новообразованную впадину. Исходя из опубликованных данных о времени первоначального столкновения Апулии с Евразией [Зоненшайн и др., 1987], можно предполагать, что растяжение Черногорской шейки началось еще в конце мела, однако особенно усилилось оно скорее всего в олигоцене.

Гораздо более четко доказывается (во всяком случае, для неогена) ось растекания в Альпах. В центральной части этого складчатого сооружения находится водораздел между двумя системами сопряженных сдвигов: правых – северо-западного простирания и левых – северо-восточного. Угол встречи тех и других достигает 100–110° (рис. 86), что на 30–40° больше теоретического двойного угла скалывания. Факт присутствия сдвигов разного знака уже давно используется в качестве доказательства того, что в Альпах зарождаются два потока масс, выжатых по латерали: западный, представленный Западно-Альпийской дугой, и более крупный восточный (Карпатская дуга) [Буртман, 1984; Laubscher, 1971,1988 а, б; Menard et al., 1991; Ratsbacher. Merle et al., 1991; Ratsbacher, Frish et al., 1991; Tapponnier, 1977].

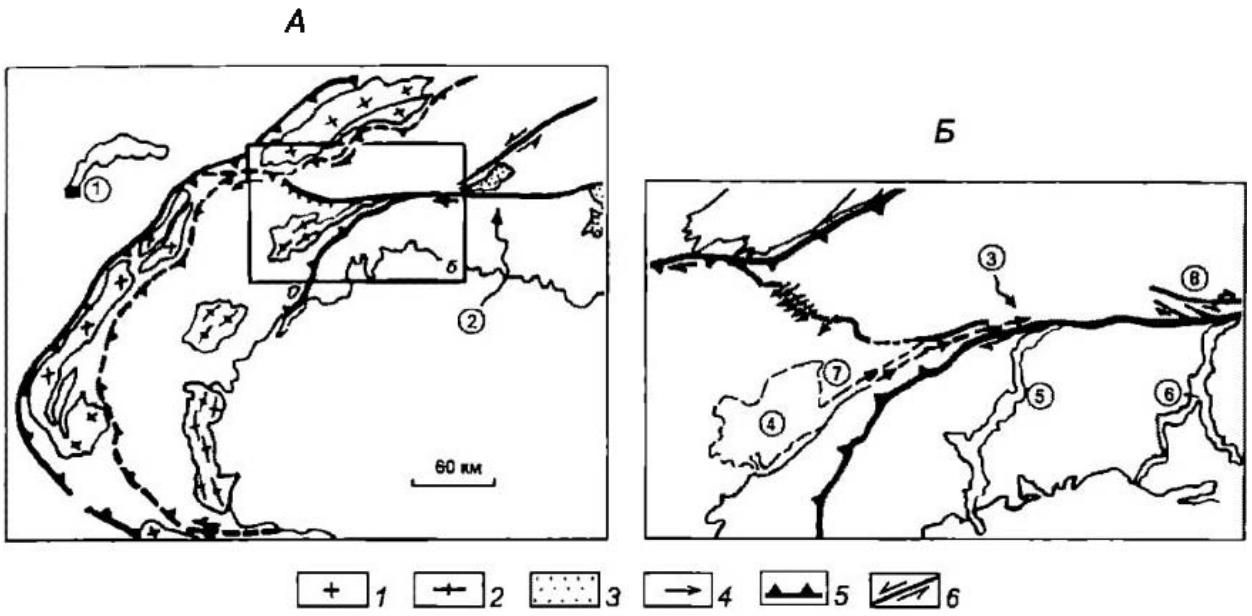


Рис.87. Схема соотношений Инсубрийской линии (правый сдвиг) с другими структурами в Центральных и Западных Альпах [Lacassin, 1986]

А – общая ситуация; *Б* – схема строения западного окончания Инсубрийского разлома

1 – внешние кристаллические массивы; *2* – внутренние кристаллические массивы; *3* – третичные интрузивы Бьелла, Бержелл и Адамелло; *4* – простирания и наклоны борозд скольжения в милонитах; *5* – надвиги и покровы (вершины треугольников – по падению смесителей); *6* – сдвиги

Цифры в кружках: 1 – Женева, 2 – Инсубрийская линия, 3 – изученный участок, 4 – покров Монт-Роз, 5 – оз.Маджиоре, 6 – оз.Комо, 7 – гнейсы и милониты (пластический правосторонний сдвиг) вблизи Вилладоссола, 8 – хрупкие сдвиги, смещающие массив Бержелл

Правые сдвиги, крупнейшим из которых является Инсубрийская линия (рис. 87, см. рис. 86), развивались в олигоцене и особенно в миоцене [Laubscher, 1971, 1988 а, б; Ricou, Siddans, 1986], а также в плиоцене. По мнению Г.Лаубшера [Laubscher, 1988 а, б], по существу все Центральные и Западные Альпы – структура правого сдвига, что доказывается эшелонированным расположением тектонических окон. Кулисность структур сжатия очень хорошо читается на геологических картах (см. рис. 86).

Сопряженность правых сдвигов с Западно-Альпийской дугой позволила Г. Лаубшеру сделать вывод о формировании последней в результате дрейфа к западу Инсубрийской "плиты". Следует отметить, что Западно-Альпийская виргация сильно пережата в месте сочленения с правыми сдвигами и постепенно раскрывается к югу, в сторону Прованса. Левосдвиговая зона южного фланга дуги (Лигурийская линия, или линия Виллаверниа-Варци-Леванте), выражена только в кулисности складок и, видимо, имеет меньшую амплитуду по сравнению с правосдвиговой зоной северного фланга. Если бы не чрезвычайно сильная деформированность, Западно-Альпийская дуга напоминала бы по всем этим особенностям Таджикскую депрессию. Можно предполагать, что, как и последняя, Западно-Альпийская дуга повернулась против часовой стрелки.

Левые сдвиги надежно доказаны в Центральных и Восточных Альпах и на севере Карпатско-Паннонского региона. Кроме того, они играют ведущую роль в структуре северо-западного форланда (Верхнерейнский грабен и Юрские горы). Наиболее известная из них Джудикарийская линия, сместившая влево Инсубрийский разлом в центре Альп, активно развивалась в конце миоцена – плиоцене [Laubscher, 1988 а]. После этого смещения правосдвиговая деформация происходила уже только к северу от Инсубрийской линии и выразилась в образовании эшелонированных тектонических окон. В Центральных и Восточных

Альпах, где антитетические сдвиги разного знака развиты приблизительно в равной степени, возникли линзовидные и ромбовидные плановые сочетания структурных элементов. Подобные явления мегабудинажа в горизонтальной плоскости уже отмечались выше, в частности, для Большого Кавказа.

Выше (гл. 4.3, рис. 52, *Б*) уже приводились аргументы в пользу того, что Карпатская петля образовалась при повороте по часовой стрелке. Об этом свидетельствует очень характерная завернутая форма петли и наличие на ее северном фланге активных в новейшее время левых сдвигов. Данная точка зрения, впервые выдвинутая А. Кэром на основе этих же аргументов, уже неоднократно высказывалась в литературе [Ярошевский, 1981; Caire, 1977; Tapponnier, 1977]. Убедительное подтверждение она получила в результате неотектонических исследований, проведенных в Паннонском бассейне [Royden et al., 1983]. Так, было установлено, что вся северная часть Паннонской впадины от Венского бассейна на северо-западе до Сольнокского грабена на юго-востоке, включая также соответственные склоны Карпат, – это область проявления левосдвиговой деформации. Здесь присутствуют как разрывы-сдвиги, так и эшелонированные зоны сбросов и грабенообразных впадин. Ориентировка левых сдвигов к юго-востоку меняется от северо-восточной до широтной и даже запад-северо-западной, что как раз соответствует представлению о вращении по часовой стрелке. Согласуется с этим и омоложение структур в сторону юго-восточной оконечности Карпатской петли. Данные показывают, что последняя нарастала к юго-востоку, постепенно закручиваясь по часовой стрелке.

Точка зрения о вращении Карпат по часовой стрелке подтверждается палеомагнитными результатами [Баженов, Буртман, 1990; Marton, 1981]. Прежде всего, устанавливается вторичная природа послемелового изгиба Карпатской петли. Кроме того, зона противочасового вращения сосредоточена лишь в сравнительно узкой полосе на северо-западном фланге дуги, тогда как Восточные и особенно Южные Карпаты – это все область вращения по часовой стрелке, усиливающегося к югу.

Таким образом, Карпатская и Западно-Альпийская дуги – это структуры сжатия, компенсировавшие латеральное выжимание масс из Альпийского синтаксиса. Расталкиваемые Адриатическим выступом, они обе симметрично поворачиваются в противоположные стороны: первая – по часовой стрелке, вторая – против.

Граничные условия возникновения латеральной экструзии Восточных Альп и Карпат были экспериментально промоделированы [Ratsbacher, Merle et al., 1991] на эквивалентных материалах, имитирующих трехслойную литосферу и астеносферу. При этом деформируемый объект помещался в разнообразные структурные ситуации, предполагавшие наличие или отсутствие жесткого ограничения на востоке модели, разную конфигурацию индентора, меняющуюся ширину области сдавливания и т.д. Оказалось, что современный структурный рисунок Восточно-Альпийско–Карпатского региона в наилучшем виде может быть воспроизведен при соблюдении следующих условий. Помимо обязательного свободного восточного ограничения, позволяющего материалу вытекать в сторону, это: 1) индентор с широким и прямым северным краем; 2) узкая зона сдавливания, где даже при небольших перемещениях штампа происходит сильное пропорциональное укорочение по меридиану, заставляющее сдвиги вращаться вокруг вертикальной оси; 3) жесткий северный форланд (аналог Богемского массива), ответственный за резкое расширение потока выжимаемого материала сразу к востоку от области индентации.

Хотя Западно-Альпийский и Карпатский потоки выжатого материала перемещались в целом по латерали от Альпийского синтаксиса, для них, как мы уже отмечали выше, характерна тенденция заворота к югу, навстречу движению Апулийского индентора. В еще большей степени это характерно для самых южных дуг области выжимания – Калабро-Сицилийской и Эллинской, которые давно рассматриваются в качестве аналогов дуги Макрана, выдавливаемой в зияние между двумя соседними инденторами [McKenzie, 1972; Tapponnier, 1977]. Эллинская дуга находится между Аравийским и Адриатическим выступами, а Калабро-Сицилийская – между последним и северо-западным краем Африки, который по правым сдвигам Туниса и Алжира (см. рис. 84) продвинулся к северо-западу, раздавив самую западную оконечность океана Тетис в районе Атласа и Бетской Кордильеры. Обе эти дуги выдвигались в неоген-четвертичное время, главным образом после среднего миоцена. В их тылу присутствуют ярко выраженные структуры растяжения, представленные многочисленными сбросами и вулканическими ареалами, а во фронтальных частях отмечаются признаки субдукции – известково-щелочной вулканизм, сейсмофокальные зоны и аккреционные призмы [Le Pichon, Angelier, 1979].

Смена направления тектонического транспорта от почти широтного в Альпах и Карпатах до направленного примерно к югу или юго-востоку в вышеупомянутых дугах должно было привести к сильному вращению блоков: против часовой стрелки – в Калабро-Сицилийской дуге и по часовой стрелке – в Эллинской дуге. Именно такого направления повороты устанавливаются многочисленными палеомагнитными данными [Баженов и др., 1987; Kissel et al., 1984; Kondopoulou, 1986; Lowrie, 1980; и др.].

Весьма характерно отмечавшееся нами для других сильно вытянутых дуг Альпийско-Гималайского пояса наращивание кривизны в сторону фронтальной части, свидетельствующее о наличии свободного пространства впереди и об его отсутствии в тылу. В этом же направлении улучшается и выраженность тыловодужного растяжения. Например, в тылу Калабро-Сицилийской дуги количество и амплитуда сбросов, равно как и интенсивность тылового вулканизма, скачкообразно увеличиваются от Балеарской впадины к более внешней Тирренской.

Все это может свидетельствовать об участии гравитационного фактора, способного облегчить и удлинить путь потоков материала, выжимаемого из зон столкновения. Интересно отметить, в этой связи, что как Эллинская дуга, так и Калабро-Сицилийская направлены вершинами почти точно в сторону глубочайшей и древней впадины Средиземного моря – Ионической, представляющей собой перикратонный прогиб Африканской платформы с мощностью чехла не менее 10–12 км. Любопытно при этом, что если вершины внутренних дуг еще лишь немного отклоняются в сторону, то внешние дуги (аккреционные призмы) дополнительно еще и корректируют их в этом отношении и направлены уже точно в сторону Ионического азиля.

5.4.3. Резюме

Анализ структурного рисунка Периадриатического сегмента подтверждает ранее высказанные представления [Caire, 1977; Tapponnier, 1977] о том, что он сформировался в результате вдавливания в соответствующий участок Евразии Адриатического выступа Африканской плиты. Здесь можно найти все главные элементы зоны динамического влияния индентора, выделявшиеся нами и для более восточных сегментов Альпийско-Гималайского пояса: внутренние и внешние области с преобладанием, соответственно, нагнетания и выжимания материала; структуры, образующиеся в обстановке недостатка пространства

и продольного укорочения внутри области нагнетания, и, напротив, структуры, связанные с продольным удлинением в области выжимания материала.

В структурном рисунке можно увидеть те его особенности, которые свидетельствуют о симметричном растекании материала в противоположные стороны (к северо-западу и юго-востоку) от Черногорской шейки коллизионного пояса, связанном с перемещением индентора к северо-востоку. Однако асимметрия зоны динамического влияния по сравнению с более восточными сегментами коллизионного пояса здесь еще более возрастает. Во внешней области современная ось растекания сильно смещена к западу, в район Альп, в результате чего Восточная краевая зона имеет гипертрофированные размеры и включает в себя Карпатскую петлю с новейшим вулканизмом в тылу – вероятный аналог Малого Кавказа. Одновременно с этим еще более увеличивается (по сравнению с восточными сегментами) асимметрия внутренней области, на западном фланге которой плохо выражены левые сдвиги, но зато прекрасно представлены правые, присутствующие вдоль всей периферии данной области от юга Альп до восточного края Ликийского Тавра. Ориентировка их меняется от меридиональной – северо-западной на востоке (Тавро-Нильский разрыв) до широтной на западе (Инсубрийская линия Альп). Противоположным образом меняется ориентировка левых сдвигов: от меридиональной – северо-восточной на западе (левые сдвиги Западных Альп, Джудикарийская линия) до широтной или даже запад-северо-западной на востоке (Карпаты).

Все эти особенности могут свидетельствовать либо о возрастании асимметрии индентора в плане (резче выражен его западный край), либо о его более интенсивном повороте против часовой стрелки, либо о том и другом одновременно.

Параллельно меняется пропорциональное соотношение размеров реактивных потоков выжатого материала на флангах вдавливающихся плит. Если для Периндийского сегмента восточный поток (Зондская дуга) существенно превышает таковой на западе (Макран), а для Периаравийского (соответственно Макран и Эллинская дуга) они приблизительно одинаковы, то здесь западный поток (Калабро-Сицилийская дуга) по своим размерам уже превышает восточный (Эллинская дуга). Очевидно, в Периадриатическом сегменте из-за выдвижения Аравии к северу еще больше увеличивается закрытость восточного направления транспорта выжатых масс, уже отмечавшаяся нами для предыдущего сегмента. Вместе с тем, на западе было больше свободного пространства из-за возникновения Тирренско-Балеарской системы впадин и близости западного края Евразиатского континента. В силу данных обстоятельств выжимаемые Адриатическим выступом массы могли аккумулироваться либо к западу от него (Калабро-Сицилийская дуга), либо (частично) – к северу (Карпатская петля, имевшая возможность выдвигаться в сторону Черноморско-Кавказского бассейна).

* * *

Закончив рассмотрение Периадриатического сегмента, нельзя не сказать хоть немного о том, что происходило еще дальше к западу, в районе Западного Средиземноморья и окружающих его горно-складчатых цепей (см. рис. 84). Структурный рисунок этого региона уже сильно отличается от такового в Периаравийском и особенно Периндийском сегменте, который принят здесь в качестве эталона. Вместе с тем, он весьма похож на структурный рисунок Периадриатической области. Своеобразие региона в том, что он к началу коллизии Африки и Евразии находился на самом краю океана Тетис, в области его вырождения. Тем не менее, несмотря на относительно небольшое расстояние, которое

пришлось пройти коллидирующим плитам, и, вероятно, замедленную скорость их движения, величина коллизионных деформаций здесь вполне сопоставима с таковой в более восточных частях Альпийско-Гималайского пояса – именно из-за редуцированной ширины зон раздавливания, способствующей течению материала. Кроме того, вероятно, в силу действия этой же причины, деформации перекинулись в глубь сталкивающихся плит, захватив огромное пространство от Марокко до юга Франции. По своим размерам в плане этот пояс внутриплитных дислокаций сопоставим разве что с Центрально-Азиатским. Далее, недостаток пространства обусловил широкое развитие вращательных перемещений блоков.

Орудием деформации здесь явился Алжиро-Тунисский выступ Африканской плиты. В отличие от Восточного Средиземноморья, где в позднем мезозое – кайнозое существовала полоса глубоких перикратонных прогибов (а некоторые исследователи помещают сюда даже реликтовый залив океана Тетис [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993], вышеупомянутый выступ всегда был несколько приподнят. В данном отношении он аналогичен Аравийскому "мысу" Афроаравийского кратона. Что же касается Апулии, то она представляла что-то вроде острова (микроконтинента) во всей этой системе мегаструктур, составлявших северный склон Африканской плиты. Недостаток пространства к северу от Алжирско-Тунисского выступа и его полное отсутствие на юге определили ряд существенных особенностей структурного рисунка данной части коллизионного пояса.

Левосдвиговая зона западного ограничения индентора здесь выражена еще хуже, чем в Периадриатическом сегменте (напомним, что там левые сдвиги, которые можно сопоставлять с западной фланговой зоной внедрения, установлены только в Западных Альпах; при этом в неогене они уже потеряли свою активность, будучи деформированы выдвигающейся к западу Западно-Альпийской дугой). В данной работе левый сдвиг только угадывается по эшелонированному расположению крупных сводов фундамента в Западной Сахаре и Марокко; кроме того, не исключено, что с ним могут быть связаны обращенные к Атлантике новейшие уступы меридионального – северо-восточного простирания, установленные здесь геоморфологическими методами [Deffontaines et al., 1992].

Зато правые сдвиги выражены исключительно хорошо на огромном расстоянии от Туниса до Марокко и, судя по геологическим картам, весь Атлас включая зону покровов Рифа и Телля представляет собой зону транспрессии. Правые сдвиги плавно меняют свою ориентировку от северо-западной в Тунисе до широтной и даже запад-юго-западной в Алжире и Марокко; таким образом, почти со всех сторон предполагаемый индентор ограничен правыми сдвигами; подобная конфигурация фланговой сдвиговой зоны обязательно требует вращения хотя бы одного из разделенных ею блоков: либо Северо-Западная Африка поворачивается против часовой стрелки, либо Западное Средиземноморье – по часовой, либо и то и другое одновременно.

Ротацию Западно-Средиземноморского блока по часовой стрелке легко объяснить обтеканием поверхности штампа выжимаемыми массами. Гораздо сложнее понять, вращался ли последний. В пользу такого предположения может свидетельствовать, по мнению автора, некоторое усиление новейших деформаций на крайнем северо-западе Африки, в районе Анти-Атласа и Рифа, и, несколько севернее, концентрация сдвигов, способствовавших выжиманию Альборанской дуги (см. ниже).

Наконец, представление о противочасовом повороте Северо-Западной Африки позволяет легче понять возникновение многочисленных сбросов

северо-западного простирания на Тунисском шельфе (Пантеллерийский грабен и др.) [Jongsma et al., 1985]. Если представить, что Алжирско-Тунисский и Адриатический выступы слегка разошлись друг от друга в виде ножниц, между ними должно возникнуть растяжение, ориентированное в северо-восточном направлении.

Область выжимания охватывает прежде всего Западное Средиземноморье: Балеарский бассейн – зона вероятного оттока материала в Альборанскую и Калабро-Сицилийскую структурные дуги (последняя, как мы уже отмечали выше, принадлежит и к сфере влияния Адриатического индентора). Обе дуги вытягивались в неогене, в существенной мере в послемессинское время; на флангах они сопровождаются попутными сдвигами. В наилучшей мере комплекс структур, могущий быть соотнесенным с латеральной экструзией, изучен для Альборанской дуги [Doblas et al., 1991], где фиксируются сдвиги разного знака, оконтуривающие клиновидный блок. Альборанская дуга прорвала узкий перешеек между Африкой и Иберией и выдвинулась далеко в Атлантический океан, где на ее продолжении зафиксирована подводная аккреционная призма с развивающимися надвигами и складками нелитифицированных осадков.

По своей морфологии, местоположению в области внедрения и даже размеру, мегаструктуры Западного Средиземноморья чрезвычайно напоминают Альпийско-Карпатский регион: Альборанская и Калабро-Сицилийская дуги сопоставляются, соответственно, с Западно-Альпийской и Карпатской, а Балеарско-Тирренский бассейн – с Паннонским. Даже такая уже относительно частная особенность, как Корсо-Сардинский горст, имеет своего аналога в виде горста Апусени: тот и другой отделяют более древнюю часть тыловодужного бассейна от более молодой послемессинской, и, очевидно, двухстадийный тип развития вышеупомянутых структурных дуг составляет их общую особенность. В структурном ансамбле Западного Средиземноморья не находится, однако, места для аналогов Эллинской дуги и Эгейской зоны растяжения, что логично связывать с другой конфигурацией индентора (отсутствие свободного пространства на юго-востоке).

И в Западном Средиземноморье, и в Альпийско-Карпатском регионе западные дуги (Альборанская и Западно-Альпийская), хотя и имеют меньший размер, но зато отличаются гораздо большей вытянутостью вдоль движения и исключительно сложным стилем деформаций и метаморфизма; то и другое свидетельствует о тектоническом течении в обстановке высоких давлений и недостатка пространства. Деформированность и метаморфизм материала в восточных дугах несколько меньше, но шарьяжный стиль тектоники, свидетельствующий о значительных горизонтальных перемещениях, сохраняется. Это обстоятельство, наряду с существенно большим размером дуг, является признаком того, что на востоке существовало гораздо больше места для продвижения потоков выжатого материала. При этом в Западном Средиземноморье еще больше увеличивается отмечавшаяся нами выше плановая асимметрия зоны влияния индентора. Ось растекания здесь уже единственная и она резко смещена к западу, в район Балеарских островов, а если продолжить сравнение этой оси с более восточными районами, то она соответствует оси растекания в центре Альп, либо Эрзерумскому пережиму в Периаравийском сегменте. Закономерное увеличение к западу выраженности вышеуказанного признака может быть еще одним свидетельством возрастания недостатка пространства у замыкания Тетиса.

Как уже говорилось выше, внутриплитная деформация в сдвиговом поле напряжений распространилась далеко к северу в Западную Европу. Симметрично расходящиеся левые и правые сдвиги на продолжении западно-

средиземноморской оси растекания отмечаются в Провансе и Пиренеях. Иберийский полуостров с юго-востока и севера ограничен, соответственно, левыми и правыми сдвигами [Doblas et al., 1991], которые обрисовывают смещающийся к западу клиновидный блок. Во фронтальной части последнего, в центре Испании, мезозойский чехол платформы и неогеновые молассы смяты в резко сочленяющиеся со сдвигами меридиональные складки, которые выгнуты в виде дуг по ходу движения блока и, очевидно, образовались при его торможении.

5.5. Обсуждение результатов

5.5.1. Сравнение структурных рисунков сегментов Альпийско-Гималайского пояса

Как видно из вышеизложенного, рассмотренные нами в гл. 5 структурные рисунки повторяются в сходных ситуациях в разных местах Альпийско-Гималайского пояса – несмотря на различную предысторию и структуру областей, подвергшихся новейшему орогенезу. Основанные на изучении структурных рисунков геокинематические выводы часто совпадают с таковыми, полученными другими методами, в том числе палеомагнитными. Это повышает, по мнению автора, доверие к выбранной методике исследования и, кроме того, показывает, что полученные с ее помощью новые результаты, относящиеся к тем или иным регионам, заслуживают пристального внимания как объекты дальнейшего исследования. Наряду с признаками сходства структурных рисунков разных сегментов рассматриваемого орогенного пояса отмечены и некоторые их закономерные различия, связанные с разными причинами, в том числе с плановой конфигурацией микроконтинентов-индентеров и с формой траектории их перемещения. Перейдем к рассмотрению тех и других.

Черты сходства структурных рисунков. Признаки структурной аналогии можно проследить как для внутренних, так и внешних областей зон внедрения индентеров.

Во внутренних областях этих зон закономерно повторяются структуры, которые возникли в обстановке резкого недостатка пространства, сопутствовавшего нагнетанию материала в лобовой зоне столкновения. Таковы наложенные на индентеры структурные дуги, сформированные в значительной мере при участии деформации продольного изгиба в горизонтальной плоскости за счет встречного вращения их крыльев по сдвигам. Во фланговых зонах внедрения, где присутствуют крупномасштабные сдвиги, обеспечивающие движение микроплит, структурные дуги подобного типа имеют фестончатый характер: они резко асимметричны и часто обладают эшелонированным расположением. Антитетически подвернуты, обычно, попутные движению плиты южные крылья дуг, ориентированные поперек генеральному структурному плану. С левыми сдвигами на западных флангах индентеров связаны асимметричные структурные дуги: Северных Апеннин и Гран Сасса д'Италиа в Периадриатическом сегменте, Сулеймановых гор и Кветты в Индостане, а с правыми сдвигами на восточных флангах – дуги Эллинид и Динарид (а также осложняющие последние дуги 2-го порядка) в Периадриатическом сегменте, Оманская дуга (Периаравийский сегмент), дуги Аракан-Иома и Андаманская (Перииндийский сегмент). В местах сочленения сдвигов разного знака формируются более симметричные, но зато сильно вытянутые в сторону индентеров дуги, примерами которых могут

служить антиклинорий Соляного Кряжа в Индостане и вал Мардин в Аравии.

Связанная с антитетическими подворотами по сдвигам деформация продольного изгиба в горизонтальной плоскости отчетливо проявляется и во фронтальных зонах скучивания масс – в строении таких складчатых систем, как Гималаи, Загрос и Динариды, которые по традиции принято считать надвиговыми, но отнюдь не сдвиговыми. Представляется очевидным, что дугообразная конфигурация этих мегантиклиниориев предопределена антитетическими подворотами их флангов по продольным сдвигам. Так, в результате антитетического подворота западного крыла Семангку-Сагайнской правосдвиговой зоны образовалась дуга Гималаев. Точно так же возникла дуга Загроса – при смещении по правым сдвигам Оманской линии, а также составляющие ее дуги Прибрежного Фарса и Пушт-и-Кух. Сходную природу имеет дуга Динарид, восточный фланг которой завернут против часовой стрелки по Перидриатической линии правых сдвигов.

Поскольку продольный изгиб в горизонтальной плоскости приводит к отслаиванию литосферных пластин от их основания, в тылу подобных структурных дуг обычно развивается растяжение (что позволяет такой изгиб считать одной из недостаточно изученных форм тыловодужного спрединга). Возникшие при нем продольные сбросы и впадины зафиксированы в тылу Гималайской (продольные сбросы вдоль шовной зоны Инда-Цангпо), Загросской (впадина Гавкуни), Сулеймановой (новейшая впадина Катаваз) и других дуг.

Механизм подгибания к северу краев вышеупомянутых складчатых систем легко проследить на участках затухания фланговых сдвигов, ограничивающих внедрявшийся индентор (районы Юго-Восточного Ирана, Пенджаба и Ассама). При встрече с коллизионным поясом каждый из таких сдвигов разветвляется в виде транспрессионного веера, внешние (т. е. удаленные от индентора) ветви которого еще сохраняют главную ориентировку сдвиговой зоны, а внутренние изгибаются до поперечного к ней (с тенденцией развернуться еще больше) простирания. Соответственно меняют направление и структуры сжатия, компенсирующие горизонтальное перемещение по отдельным ветвям веера: от широтной во внешней части последнего до диагональной или даже меридиональной – в его внутренней части.

Иными словами, каждый фланговый сдвиг 1-го порядка работает на нагнетание материала в непосредственной близости от своего окончания и сдвиговый веер представляет собой форму рассасывания избытка масс, их более равномерного перераспределения на площади. В итоге возникают характерные вихревые структуры на завершениях фланговых сдвигов – с вращением по часовой стрелке (левые сдвиги) и против часовой стрелки (правые сдвиги), а находящаяся между ними фронтальная зона скучивания выгибается навстречу индентору, т. е. на юг (см. рис. 91).

В деталях особенности структурного рисунка, образованного нагнетанием материала по фланговому сдвигу, рассматривались здесь для Юго-Восточного Ирана – в связи с анализом вопросов о природе вращения блоков против часовой стрелки в Лутском регионе и о генезисе развитой там меридиональной складчатости. Характерно, что наиболее масштабные структуры нагнетания (в горизонтальной плоскости) и ассоциирующего с ним вращения развиваются напротив правых сдвигов, ограничивающих с востока микроконтиненты-инденторы (Юго-Восточный Иран, Юго-Восточный Тибет). Это является надежным признаком большей амплитуды правых сдвигов по сравнению с левыми, находящимися к западу от инденторов. В результате восточные крылья фронтальных структурных дуг везде более короткие и подвернутые (в плане), тогда

как западные растянутые (правда, как это было показано для Внешнего Загроса, асимметрия наиболее близких к индентору дуг может дополнительно усилиться из-за действия гравитационных сил, корректирующих направление схода выжимаемого материала в сторону наиболее погруженных участков).

Заканчивая сравнительный анализ структурных рисунков внутренних областей внедрения плит-инденторов, остановимся еще на одной характерной черте их строения. Ярко выраженная кулисность сдвигов – как фланговых, так и тех, которые, заворачивая с флангов, осложняют фронтальную зону скучивания, – и антитетические подвороты крыльев на их окончаниях определили возникновение широко распространенных в регионе сдвиговых дуплексов, где складки и надвиги сосуществуют с параллельными им сдвигами. Дугообразно изогнутые сдвиги 2-го порядка, ответвляющиеся от основного разрыва, ограничивают по краям смыкающее звено сдвигового дуплекса, позволяя ему легче вписаться в общий антитетический подворот. Поскольку один из кулисных сдвигов 1-го порядка, ограничивающих такую вращающуюся в горизонтальной плоскости зону сжатия, обычно имеет существенно большую амплитуду (как правило, это сдвиг, начинающийся южнее, ближе к индентору), сдвиговые дуплексы имеют форму сильно асимметричной, S- или Z-образной миндалины с широким и округлым одним краем (примыкающим к более крупному сдвигу) и оттянутым тонким – другим. Таков Тибет, во всяком случае его южная половина, с Гималайской складчатой системой, вместе образующие сдвиговый дуплекс между Семангку-Сагайнской и Памиро-Каракорумской правосдвиговыми зонами, Центральный Иран (на юге) с Загросом, Динариды, а также почти все дуги, находящиеся на флангах плит-инденторов (Оман, Сулеймановы горы, Аракан-Иома и др.). Обращает на себя внимание, что наиболее крупные асимметричные сдвиговые дуплексы типа Тибетского и Центрально-Иранского зарождаются около сдвигов, ограничивающих зону внедрения с востока, тем самым дополнительно подчеркивая их большую амплитуду по сравнению с таковыми на западе.

Во внешних областях зон динамического влияния микроконтинентов-инденторов повторяются (в одних и тех же обстановках) структурные элементы, формирующиеся при крупномасштабном выгибании коры по ходу движения микроконтинентов и при латеральном выжимании материала в места меньшего сжатия. Если во внутренних областях реактивное движение выжимаемого материала из-за недостатка пространства направлено к плитам-инденторам (в результате чего последние сами деформируются), то здесь этот материал, напротив, растекается и перемешается по ходу их движения (в процессе наращивания облекающей индентор гигантской складки поперечного воздействия) и, кроме того, выжимается в стороны, чему способствует наличие геодинамических азилей на удалении от плит-инденторов и в промежутках между ними.

Возникающее при вышеуказанных геокинематических процессах продольное удлинение расплющиваемых участков коллизионного пояса реализуется в образовании антитетических сдвигов, в процессе деформации вращающихся в направлении оси растяжения. Ближе к фронту внедрения (обстановка транспрессии) они ассоциируют со структурами сжатия, а на удалении (обстановка транстензии) – со структурами растяжения. Посередине между ними (обстановка чистого сдвига) антитетические сдвиги развиты особенно широко.

Наиболее крупные антитетические сдвиги разного знака расположены симметрично около определенной линии (оси растекания), маркирующей область наибольшего внедрения и проецирующейся на центральную ось индентора (последняя параллельна вектору его перемещения и находится между фланговыми сдвигами). В Периндийском сегменте ось растекания трассируется в северо-

восточном направлении от Каракорумской деформационной шейки Тибета через линию максимального расширения Таримской впадины на вершину выпуклой к северу Тянь-Шаньской дуги и далее к северу – на Джунгарское поперечное поднятие, разделяющее Балхашскую и Зайсанскую впадины. Северо-восточное продолжение этой главной оси растекания, расположенное кулисно к ней, находится в Монголии и затем проецируется на Байкальский рифт. Такая же ось растекания прослеживается на север от Эльбурсской шейки Периаравийского сегмента через линию максимального расширения Южно-Каспийской впадины на Апшеронский порог (соединительное звено между Кавказом и Копетдагом, которое по положению в структуре сопоставляется с зарождающимся Тянь-Шанем) и далее – на меридиональную Волжско-Каспийскую ось новейшего погружения. В Периадриатическом сегменте такую же позицию занимает линия северо-восточного простирания, протягивающаяся от Черногорской шейки на Мизийскую впадину.

Следует отметить, однако, что в двух западных сегментах (особенно Периадриатическом) вышеуказанные главные оси растекания выражены хуже. Немаловажное значение здесь принимают сильно смещенные к западному флангу дополнительные оси растекания, находящиеся напротив Альп и Кавказа. На причинах этого мы остановимся несколько ниже.

Возвращаясь к основной линии рассуждений, необходимо признать, что подобная повторяемость структур одного и того же типа в сходных ситуациях, разумеется, не может быть случайной. Обращает на себя внимание парагенезис деформационных шеек (синтаксисов) орогенного пояса с надстраивающими их к северу поперечными межгорными впадинами (часто с сильно утоненной корой) миндалевидной формы в плане, наиболее характерны из которых Южно-Каспийская и Таримская. По обыкновению их генезис объясняется причинами, не зависимыми от орогенных процессов (наследование древних субокеанических бассейнов [Зоненшайн, Ле Пишон, 1987] или, напротив, вовлеченных в прогибание древних срединных массивов [Вальдия, 1984; Tapponnier et al., 1986]). Однако указанное обстоятельство, а также ограничение впадин новейшими сдвигами заставляет считать их наложенными кинематогенными структурами чисто коллизионного происхождения, возникшими перед областями наибольшего внедрения микроконтинентов-индентеров. Соответственно кинематогенными являются и разделяемые данными впадинами клиновидные участки расширения орогенного пояса: Памирский и Нань-Шанский – в Перииндийском сегменте, Малокавказский и Копетдагский – в Периаравийском (иногда их происхождение пытаются связать с облеканием выступов индентора).

Если перечисленные впадины, ограниченные сдвигами разного знака, следует рассматривать в качестве своеобразных грабенов в горизонтальной плоскости, венчающих "свод" "поднятия" штампа, то граничащие с ним участки воздымания и расширения орогенного пояса (Памирский и Нань-Шанский, Кавказский и Копетдагский, Альпийский и Родопско-Балканский "выступы") представляются как "приподнятые" плечи этих грабенов, куда идет отток материала из "днищ" (деформационных шеек орогенного пояса).

Отмечаются общие различия структурных рисунков в центре внешней области внедрения и на ее флангах.

В центре, в пределах осей растекания – как главных, так и частных, – присутствуют структурные рисунки, образованные двумя примерно равновеликими системами антитетических сдвигов разного знака и сочетающимися с ними надвигами, тектоническими швами и сбросами. Основной элемент этих рисунков – миндалевидные или ромбовидные в плане блоки (мегабудины), длинная ось

которых субпараллельна оси удлинения эллипсоида деформации (Альпы, Восточный Кавказ, Тянь-Шань, особенно Восточный). Другой тип развивающихся в таких местах структурных рисунков образуется при существенном преобладании одной из систем сопряженных сдвигов, нарезающих деформируемый объем на узкие ромбовидные блоки (Копетдаг, Тянь-Шань, в определенной мере Большой Кавказ – Центральный и Западный).

Возникновение того или иного из вышеописанных типов структурных рисунков обусловлено конкретными условиями деформации: в первом случае растекание материала равномерно идет в обе стороны, во втором – больше в одном направлении, при общем скашивании всего сдвигового домена. В некоторых местах оба рассматриваемых типа структурных рисунков могут интерферировать. Например, это отмечается для восточной части Большого Кавказа, находящейся одновременно на западе зоны динамического влияния Аравийского индентора (преобладающее движение выжимаемых масс – к западу) и на востоке зоны динамического влияния Малокавказского клина (преобладающее движение масс – к востоку, в сторону Южно-Каспийской впадины).

В более периферических (северных) участках осевых зон внедрения, в областях проявления транстензионного стиля деформаций (Монголия, Прибайкалье, район Рейнского грабена и Центрально-Французского массива) структурный рисунок, связанный с горизонтальными перемещениями, становится более мозаичным и в существенной мере определяется сочетаниями сдвигов и сбросов. Блоки здесь имеют компоненту перемещения навстречу индентору, они как бы проседают в раскрывающийся на "своде" поддвигового ороклина горизонтальный грабен.

На флангах внешних областей всех без исключения сегментов коллизионного пояса структурные рисунки определяются антитетическими сдвигами одной из сопряженных систем (на западных флангах – правыми, на восточных – левыми), разделяющими согласованно поворачивающиеся в одну сторону блоки. Направление их скашивания в горизонтальной плоскости совпадает с вращением соответствующего крыла поддвигового ороклина, облекающего индентор (в Периаравийском сегменте – правые сдвиги Анатолии–запада Большого Кавказа и левые сдвиги севера Восточного Ирана, в Перииндийском сегменте – правые сдвиги Средней Азии–севера Афганистана и левые сдвиги в Китае).

Особенно интенсивно поворачиваются те крылья сдвигов, которые двигаются к периферии зоны динамического влияния индентора, где больше свободного пространства. Во фронтальных частях этих крыльев формируются внушительные по своим размерам поперечные присдвиговые зоны сжатия (Кураминo-Чаткальское поднятие и мегантиклиналь Юго-Западного Гиссара – около правых сдвигов Средней Азии, новейшее поднятие Дзирульского массива – около Центрально-Кавказской правосдвиговой зоны, Нань-Шанский антиклинорий – в восточном крыле Алтынтагского левого сдвига). Следы вращения крыльев антитетических сдвигов проявляются не только в формировании торцово сочленяющихся с ними зон сжатия, как в вышеприведенных случаях, но и в возникновении вынужденных виргаций и структурных дуг (Западно-Альпийская дуга, Таджикская виргация). Последние могут быть сильно завернутыми в плане (Карпатская петля).

Интересно, что закономерное положение в пространстве имеют не только крупные сдвиговые домены, но и отдельные разрывы в их пределах. Например, в соседних сегментах орогенного пояса есть свои аналоги Таласо-Ферганского (Центрально-Кавказская правосдвиговая зона), Гератского (Северо-Анатолийский сдвиг), Алтынтагского (левые сдвиги Эльбурса) и других региональных

сдвигов. Данное обстоятельство впервые было подмечено П. Молнаром и П. Таппонье [Tapponnier, Molnar, 1976]. Можно добавить к этому, что имеются аналоги между симметрично расположенными сдвигами разного знака в пределах одного и того же сегмента. Так, Алтынтагский левый сдвиг морфологически идентичен Таласо-Ферганскому правому, только он длиннее и обуславливает более крупные присдвиговые дислокации. Такие же аналогии напрашиваются между Гиссаро-Илякским правым и Кангтинским левым, а также Гератским правым и Красной Реки – левым – сдвигами. Очевидно, существует закономерный "шаг" между крупнейшими разрывами одного порядка.

Возвращаясь к основной теме данного раздела, можно сказать, что особенности структурного рисунка краевых зон внешних областей определяются прежде всего вращением блоков, и знак последнего совпадает с тем, какое и должно присутствовать на флангах индентора, прорывающего вмещающие породы. Следовательно, сдвигообразование здесь прежде всего следует связывать с деформацией изгиба в горизонтальной плоскости, сопутствующей образованию гигантского ороклина, облекающего индентор. Латеральное выжимание, по крайней мере в северных частях краевых зон, происходит в обстановке недостатка пространства и обычно является полублоковым, т. е. связанным со смещением вдоль сдвигов одной из возможных сопряженных систем. Более совершенные (в отношении замкнутости границ) клиновидные блоки, выжимаемые по двум (хотя часто – сильно неравной амплитуды) сдвигам разного знака, появляются лишь на юге таких краевых зон (Анатолийский блок, блок Центрального Афганистана) – ближе к зонам субдукции, приуроченным к промежуткам между соседними инденторами.

Общим элементом внешних областей всех рассмотренных сегментов являются находящиеся в промежутках между инденторами сильно вытянутые в обратную сторону их движения надвиговые структурные дуги (Калабро-Сицилийская, Эллинская, Макранская, Зондская).

На флангах они ограничены сдвигами разного знака, которые, возможно, имеют равную или хотя бы близкую амплитуду. Соответственно здесь мы скорее всего имеем дело уже с настоящим, блоковым, типом горизонтального выжимания (только перемещение здесь происходит не по латерали, а навстречу индентору). На то, что подобные структурные дуги, расположенные в зияниях между соседними внедряющимися микроконтинентами, могут представлять собой компенсационные противопотоки выжатого материала, уже не раз обращалось внимание в литературе [Конп, 1979; Tapponnier, 1977]. В их фронтальной части находятся наклонные сейсмофокальные зоны, которые, по моему мнению, в данном случае больше свидетельствуют о надвиге выжимаемого блока на утоненную кору геодинамического азиля, нежели о поддвиге последней.

Однако признавая дуги типа Макранской и Эллинской наиболее внешними (южными) элементами зон выжимания, одновременно нужно отметить отсутствие прямой структурной связи между ними и более северными частями этих зон. О такой связи можно было бы говорить, если бы диагональные или субширотные сдвиги, контролировавшие латеральное перемещение полублоков или блоков, постепенно изгибаясь, переходили в субмеридиональные сдвиги, ограничивающие с флангов вышеупомянутые дуги. Только тогда можно было бы предполагать наличие единых потоков выжимаемого вещества, которые меняют направление своего перемещения от латерального до встречного к движению штампа.

Вместе с тем, ничего подобного на самом деле все-таки нет, и, как это можно было видеть в Периндийском сегменте, плавного перехода от широтного

Гератского правого сдвига к меридиональной Систанской зоне того же знака не существует. В равной мере не отмечается сильного изгибания на 90° к югу Северо-Анатолийского правого сдвига в Эгейском бассейне, хотя небольшой изгиб присутствует. Далее, в тылу дуг наблюдается интенсивное растяжение, которое позволяет предполагать их отрыв от находящихся севернее блоков. Итак, вышеупомянутые структурные дуги выглядят как самозарождающиеся, и если связывать их с процессом латерального выжимания материала из зон коллизии, то нужно при этом искать самостоятельный механизм ускорения дрейфа выжимаемых блоков в сторону областей с тонкой корой. Это могут быть силы, связанные с резким погружением пододвигающейся плиты, либо, как я уже пытался показать для Средиземного моря, гравитационные силы (вспомним направленность вершин Калабро-Сицилийской и Эллинской дуг в одну сторону – к Ионической впадине).

Вместе с тем, если считать, что тыловодужные бассейны (Балеарско-Тирренский, Эгейский, Хамун-и-Машкельский и др.) образовались при растяжении, которое должно существовать на периферии области индентации, то можно найти постепенные переходы между ними и другими впадинами, образующими концентрические цепочки по краю сфер влияния разных микроконтинентов-инденторов. При этом характерно возрастание по латерали роли структур растяжения. На участках большего скучивания и утолщения коры перед лобовой частью индентора формируются узкие рифты, вытянутые примерно поперек орогенного пояса (Байкальский и Верхнерейнский грабены, раздвиги Центрального Кавказа и Предкавказья). Все говорит о том, что растяжение здесь идет в условиях недостатка пространства. В промежутках между инденторами, растяжение в их тылу настолько возрастает, что здесь появляются сбросы и раздвиги, вытянутые уже вдоль орогенного пояса, т. е. вопреки направлению регионального сжатия (Эгейский регион, Восточный Иран, Макран, Зондский архипелаг). Кроме того, общий режим воздымания сменяется проседанием.

Тот факт, что тыловодужные бассейны к северу от Калабро-Сицилийской, Эллинской, Макранской и Зондской дуг как бы завершают весь этот ряд структур растяжения на внешней границе зон индентации, может говорить о том, что каждый из таких рядов возник над глубинным компенсационным противопотоком выжимаемого подкорового вещества, который на поверхности выражен только в сбросовом поле напряжений. Скорость движения глубинных масс и, соответственно, растяжение поверхностных горизонтов возрастали вбок от зоны столкновения и дальше – к югу, в сторону ближайшего океана. Островные дуги с их фронтальными зонами субдукции образовались при торможении именно таких глубинных противопотоков. Ограниченные же сдвигами клиновидные блоки, вроде Анатолийского, Центрально-Афганского, Таджикского и др., характеризующиеся внутрикоровым характером сейсмичности и орогенного вулканизма, составляют более верхний этаж структур выжимания. Эти блоки выжимались в сторону частных впадин, созданных глубинным растяжением, и, надо полагать, скорость их движения находилась в прямой зависимости от скорости растяжения и проседания ложа впадин.

Наконец, как для *внутренних*, так и для *внешних областей* всех рассмотренных сегментов характерно проявление, в той или иной степени, некоторой а с и м м е т р и и с т р о е н и я – причем обратного знака для тех и других.

В прилегающих к индентору внутренних областях, где преобладает нагнетание материала, из двух возможных систем сдвигов преобладают правые. Это сказывается прежде всего в неравенстве амплитуд самих фланговых сдвигов, ограничивающих движущиеся плиты. Правые сдвиги восточного фланга всегда

производят более внушительные деформации: с ними связана ярко выраженная асимметричная форма фронтальных складчатых дуг (Динариды, Загрос, Гималаи) с вершиной, смещенной к востоку, с ними же ассоциируют наиболее крупные сдвиговые веера, асимметричные сдвиговые дуплексы (Центральный-Восточный Иран, Тибет). Сильно, но, вместе с тем, плавно изгибаясь в плане, фланговые правые сдвиги в Атласе, Гималаях и Загросе приобретают продольное простирание и проникают далеко на запад внутри этих складчатых систем.

Соответственно место наибольшего нагнетания во фронтальных зонах смещено к западным флангам инденторов (Альборанская дуга, Альпы, Кавказ, Памир). На участках такого рода особенно увеличивается амплитуда деформаций, метаморфизма и орогенного воздымания, а также степень мобилизации фундамента. Характерны всякого рода наложенные деформации, связанные с периодической сменой направления горизонтального движения блоков. Латеральное выжимание, если оно здесь и происходит, то в условиях сильного недостатка пространства. Соответственно, производимые им структурные формы невелики по размерам, но зато возникают при весьма сложных деформациях. Таковы относительно небольшие, но зато сильно вытянутые вдоль движения Альборанская и Западно-Альпийская дуги, образовавшиеся при сильной пластификации и течении деформируемого материала.

Иначе построены внешние области. Вместо сжатия, вертикального выжимания и правосдвиговой транспрессии здесь преобладают растяжение, латеральное выжимание и левый сдвиг. Участок наибольшего латерального выжимания и растяжения здесь смещен, напротив, к востоку (Карпаты, Северо-Восточный Иран и Копетдаг, Северный Тибет и Монголия) и занимает антисимметричное положение к находящемуся на западе участку наибольшего нагнетания в районах Альп, Кавказа и Памира. В наиболее упрощенном виде внутреннюю и внешнюю области каждого сегмента можно изобразить в виде двух прямоугольных треугольников, образовавшихся при разделении квадрата гипотенузой: они как бы вложены друг в друга, но при этом вершинами обращены в противоположную сторону. Ось растекания между сопряженными системами левых и правых сдвигов во внешней области всегда в той или иной степени смещена к западу (особенно это характерно для Периаравийского и более западных сегментов). Находящиеся к западу от нее выжимаемые блоки и полублоки значительно уступают по своим размерам таковым к востоку (достаточно сравнить, например, Курамино-Чаткальскую мегантиклиналь, компенсирующую смещение по Таласо-Ферганскому разлому, с занимающим сходную позицию около Алтынтагского сдвига Нань-Шанским поднятием на восточном фланге зоны внедрения; второе значительно крупнее).

Именно на востоке внешних областей, где аномально увеличивается растяжение, присутствует еще один чрезвычайно характерный элемент структурного рисунка – поперечные (субмеридиональные) складчатые зоны (Керман-Табасская – в Иране, Лунгмыньшань – в Китае, меридиональные складки Западной Анатолии).

С одной стороны, как я здесь пытался показать это для Восточного Ирана, отмечается отчетливый парагенезис таких субмеридиональных структур сжатия с разветвляющимися на северных окончаниях фланговыми правыми сдвигами, ограничивающими инденторы с востока. Весьма характерны для подобных участков признаки вращения против часовой стрелки и, местами, особенно на юге, постепенный переход субмеридиональных складок в восточный фланг фронтальной зоны скучивания (Ормузский участок Восточного Загроса – см. рис. 75).

Все это заставляет рассматривать субмеридиональные складки, особенно в непосредственной близости к индентору, как структуры нагнетания (см. рис. 79), образовавшиеся при затаскивании западных и южных крыльев искривляющихся сдвигов внутрь зоны фронтального скучивания (т. е. в данном случае к западу).

Вместе с тем, некоторые характерные особенности таких складчатых зон: приуроченность к области наибольшего меридионального растяжения между расходящимися к северу и к югу потоками выжатого материала, выгибание к западу (складки как бы извне затягиваются в образуемый расходящимися потоками сфенохазм), простой стиль деформации – все это позволяет выдвинуть гипотезу, что субширотное сжатие, сформировавшее Керман-Табасскую и Лунгмыньшанскую складчато-надвиговые зоны, возникло в результате реакции чехла на глубинное растяжение подложья в меридиональном направлении (см. рис. 80). Принципиальная возможность подобного механизма складкообразования в свое время была доказана В. В. Эзом [1959].

Констатируемые в настоящем разделе многочисленные признаки сходства структурного рисунка разных частей Альпийско-Гималайского пояса весьма симптоматичны, свидетельствуя о единстве деформационной обстановки. Посмотрим, однако, не противоречат ли этому заключению наблюдаемые различия их структуры.

Черты различия структурных рисунков. Прежде всего, здесь бросается в глаза закономерное возрастание размеров зон динамического влияния разных инденторов в направлении с запада на восток, от Периадриатического к Перииндийскому сегменту. Если в первом из них эта область составляет в ширину не более 700–1000 км в наиболее широких пересечениях, то в последнем эта же величина увеличивается до 3000 км. Несколько выбивается из этого правила территория, находящаяся к западу от Периадриатического сегмента (зона влияния Алжирско-Тунисского выступа с шириной до 1300 км).

Общее увеличение к востоку зон индентации сопровождается и пропорциональным увеличением размеров их отдельных составных частей, а, кроме того, лучшей проработанностью их традиционной внутренней структуры. Например, в Перииндийском сегменте, который может считаться классическим во многих отношениях, четко обособляются такие элементы, как снабженное двумя выступами к северу треугольное плато (Тибет), расположенное непосредственно перед фронтом внедрившегося микроконтинента, и обрамляющая его сложно структурированная внешняя область с антитетическими сдвигами, впадинами растяжения и фланговыми структурными дугами, завершающими глубинные потоки выжатого материала. Уже в Периадриатическом сегменте эти элементы могут быть найдены с трудом, и роль Тибета здесь в совокупности выполняют Паннонская и Эгейская впадины, причем последняя, кроме того, является тыловым бассейном для Эллинской островной дуги. Дальше к западу, напротив Алжирско-Тунисского индентора, структурный рисунок еще более упрощается, и зона индентации здесь представлена только двумя структурными дугами – Альборанской и Калабро-Сицилийской, которые могут быть сопоставлены, соответственно, с Западно-Альпийской и Карпатской, т. е. лишь с частью Периадриатического сегмента.

Меньший размер и более примитивный облик мегаструктур латерального нагнетания и выжимания на западе Альпийско-Гималайского пояса свидетельствуют об общем вырождении процесса индентации с востока на запад.

Указанные различия вряд ли могут быть объяснены неодинаковыми размерами инденторов. Длина активной границы соприкосновения последних

с деформируемым материалом почти одинакова, и структурный рисунок Периадриатического сегмента с наиболее короткой (1800 км) границей принципиально похож на таковой Перииндийского, где она составляет 2400 км; лишь несколько уменьшается величина обычных элементов зоны динамического влияния. Точно так же слабо разнятся современные площади микроконтинентов. Правда, мы не имеем никакого представления об их первичном размере: их северные края погребены под покровами и погружены в зоны А-субдукции, так что изначальные соотношения могли быть несколько другими, однако вряд ли они намного отличались от современных. Сама по себе одинаковость размеров микроконтинентов-инденторов, ритмичный "шаг" разделяющих их трансформных разломов, приводят к мысли о планетарной регулировке процессов дробления плит.

В равной мере маловероятным представляется значительное влияние на величину зоны индентационных деформаций и такого показателя, как суммарная длительность внедрения. Первоначальная коллизия рассматриваемых гондванских микроконтинентов с Евразией произошла примерно одинаково – в середине палеогена (для Аравийского выступа Афроаравийской плиты разные исследователи указывают цифры порядка 40–35 млн л. н., а для Индостана – 55–45 млн л. н.). Более того, при этом, начиная уже во всяком случае с олигоцена (а именно с этого времени формируется современный структурный рисунок), во всех частях Альпийско-Гималайского пояса одновременно проявлялись одни и те же фазы деформаций. Так что отмечается и общая синхронизация событий внутри процесса внедрения. Меньшая, по сравнению с Индостаном, глубина проникновения Аравии могла быть, конечно, вызвана более поздним началом коллизии в этой части Альпийско-Гималайского пояса. Но, в то же время, для Адриатического микроконтинента, который коллидировал с Евразией чуть ли не раньше всех остальных (часто это событие датируют серединой мела, хотя при этом все исследователи считают, что главная фаза коллизии относится все-таки к эоцену), отмечается наименьшая величина площади деформаций.

Остается, следовательно, единственный вариант – считать, что глубина проникновения микроконтинентов-инденторов в Евразию зависит прежде всего от постколлизионной скорости их перемещения. Как показывают плейттектонические расчеты [Зоненшайн и др., 1987; Савостин и др., 1987; Казьмин и др., 1987; Atlas Tethys, 1993; Treloar, Coward, 1991], эта величина закономерно увеличивается к востоку: Адриатика – 1–1,5 см/год, Аравия – 2 см/год, Индия – 4–5 см/год. Именно с аномально высокой скоростью движения Индостана обычно связывают катастрофические последствия его столкновения с Евразией [Cobbold, Davy, 1988; Tapponnier, Molnar, 1976; Tapponnier et al., 1986; и др.].

Между тем, существует, по мнению автора, еще одно важное условие неравенства размеров зон внедрения – неоднородная реология деформируемых плит. Находящаяся напротив Индостана часть Евразии к началу эоцена была уже полностью консолидирована в результате палеозойских и раннемезозойских движений. В прочной и холодной коре напряжения могли передаваться на значительные расстояния. В той же части Евразии, которая примыкала к Адриатическому и Аравийскому инденторам (особенно к промежутку между ними) вплоть до конца миоцена сохранялся глубокий остаточный бассейн – окраинное море в тылу Понтийско-Малокавказской мезозойской островной дуги. В палеоцене и затем в олигоцене оно претерпело фазы сильного углубления (скорее всего связанные с пострифтовым охлаждением), сопровождавшегося вероятным утонением коры. Особенно резко бассейн обособился в олигоцене – когда его днище резко погрузилось одновременно с орогенезом в Турции и Карпато-Балканском регионе, и он превратился в полузамкнутое море (Паратетис).

Надо полагать, что наличие такой ослабленной зоны на пути Адриатического и Аравийского инденторов, какой являлся вышеохарактеризованный морской бассейн, должно было экранировать, скрадывать эффект их суммарного воздействия на кору Евразии. Подтверждение тому – редукция именно северных (внешних) областей зон внедрения, которые не исчезают вовсе, но сильно отступают к югу и накладываются на внутренние области, интерферируя с ними. Возможно, в этом и заключается причина сильного растяжения, сопровождаемого вулканизмом, в Паннонской впадине, Турции, Малом Кавказе и Иране. Такой деформации классического строения зон индентации дополнительно способствовало и близкое соседство глубоко внедрившегося Индостана, который загородил все пути для перемещения других блоков к востоку и северу. При наличии свободного пространства к западу, в области Паратетиса, такое соседство способствовало завороту последних в этом направлении. Ниже мы еще вернемся к этому вопросу при обсуждении различий структурных рисунков, связанных с траекториями перемещений.

Каковы бы ни были истинные причины возникновения неравенства размеров зон влияния инденторов, само по себе его существование определило изменчивость такой важной характеристики структурного рисунка зон индентации, как степень выраженности сдвигов и сбросов. Наиболее ярко эти разломы представлены в Турции, Иране и Центральной Азии, а также на севере Африки и в Испании. Обращает на себя внимание то, что в основном это районы, где деформации подверглись срединные массивы (Турция, Иран) либо соседние платформы. Особенно выразительна в данном отношении зона динамического воздействия Индостана, захватившая огромную часть платформ Евразии. Именно здесь впервые были описаны многие известнейшие сдвиги и, кроме того, родилось само представление об индентации [Molnar, Tapponnier, 1975]. Очевидно, высокая прочность древней континентальной литосферы обусловила хрупкий характер деформации и хорошую выраженность на земной поверхности глубинных сдвигов.

Совершенно другая ситуация в данном отношении существовала в районах Альп, Карпат, Динарид и Кавказа, где деформации в основном подверглись слабо литифицированные осадки океана Тетис и моря Паратетис (и разделяющие их неширокие срединные массивы). Сдвиги здесь замаскированы покровно-складчатыми дислокациями: скорее всего, сыграла свою роль способность неконсолидированных осадков к смятию в складки и выжиманию в виде покровов не только из зон взбросов и надвигов, но и сдвигов. Вместе с тем, крупные зоны сдвиговых деформаций могут быть выявлены и здесь по кулисности расположения складок и тектонических окон в покровных комплексах, и, как мы попытались показать выше, структурный рисунок этих территорий принципиально (во всяком случае, в первом приближении) не отличается от такового в более восточных регионах. На западе Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, где возрастает роль внутриплитных деформаций как форланда, так и самого индентора (Атлас и Анти-Атлас, Испания, Рейнский грабен, Юра и др.) выразительность крупных сдвигов в структуре существенно возрастает.

Далее, отмечается общее увеличение роли структур растяжения с востока на запад. Это легко можно продемонстрировать на примере структуры центральных треугольных плато, занимающих переходное положение между внутренними и внешними областями внедрения, где господствуют, соответственно, сжатие и растяжение (и то и другое сочетается со сдвигом). В наиболее восточном Периндийском сегменте растяжение проявилось в огромных масштабах, особенно на северо-востоке (Байкал, Китай, Южно-Китайское море),

но оно практически не захватило внутреннюю область. В пределах Тибетского плато французские и китайские исследователи установили субмеридиональные и, на юге, широтные сбросы, но они развиваются на фоне общего сжатия и поднятий и нигде не приводят к образованию крупных бассейнов. Зато в пределах Центрально-Иранского плато сбросы и сбросо-сдвиги разных простираний формируют крупные грабены и межгорные впадины, заполненные молассами. В Карпато-Балканском и Эгейском регионах и дальше к западу растяжение уже сильно наступает на внутренние области внедрения и зоны сжатия здесь уже имеют как бы островной характер.

Наконец, весьма важная группа различий связана с вариациями траектории движения плит и блоков и выражена в нарушениях симметричного расположения либо амплитуды и морфологии сдвигов, ограничивающих последние.

Прежде всего, здесь достаточно резко бросается в глаза увеличение к западу неравенства выраженности (и амплитуд?) левых и правых сдвигов на флангах инденторов. Выше уже неоднократно отмечались признаки одинаковой асимметрии структурного рисунка всех охарактеризованных сегментов Альпийско-Гималайского пояса. Во внутренних областях внедрения асимметрия проявляется в заметно лучшей выраженности восточного (т.е. правосдвигового) фланга внедряющихся микроконтинентов – по сравнению с западными (левосдвиговыми). Однако, если в восточных сегментах левые сдвиги все-таки представлены достаточно отчетливо (Чаманский в Периндийском и Левантинский в Периаравийском), то в западных дело обстоит иначе. В Периадриатическом сегменте левые сдвиги, которые могут быть сопоставлены с ограничением Апулийского выступа, присутствуют в Западных Альпах, но они не были активны в течение неогена–квартера [Ricou, Siddans, 1986]. Эти разломы сильно замаскированы более поздними покровами и намечаются в существенной мере предположительно. Что же касается западного обрамления Алжирско-Тунисского выступа, то там левые сдвиги вообще проблематичны и намечаются только по геоморфологическим данным. При этом с востока на запад отнюдь не ухудшается выраженность правых сдвигов восточного фланга и, кроме того, возрастает роль этих разрывов в строении фронтальной зоны скучивания. В Периндийском сегменте продольные правые сдвиги только заходят в Гималаи с востока, тогда как в Загросе, Динаридах и особенно в Атласе они уже составляют весьма характерный элемент строения этих складчатых систем.

Увеличение роли правых сдвигов (с одновременным ослаблением значения левых) в обрамлении инденторов, усиливающееся с востока на запад, заставляет предполагать нарастание в этом направлении компоненты ротации последних против часовой стрелки. Этому не противоречат нарастание к западу сжатия и орогенеза в северо-западных углах зон внедрения (Памир ниже Гималаев, тогда как Альпы выше Динарид) и вышеупомянутые палеомагнитные данные [Баженов и др., 1987; Lowrie, 1980], свидетельствующие о сильном (до 40°) вращении Апулии.

Если во внутренних областях внедрения, как мы видели, к западу возрастает доминанта правых сдвигов, то во внешних, наоборот, увеличивается роль левых сдвигов. Иными словами, в этом же направлении происходит отступание к западу главной оси растекания во внешней области. В Периндийском сегменте она расположена почти посередине (с некоторым отступом к западу), причем ее северный отрезок в районе Монголии и Байкала смещен к востоку. В Периаравийском сегменте западнее главной оси, намечаемой в центре Эльбурса, фиксируются оси растекания в районах Центрально-Кавказского

пережима и (особенно крупная) Эрзерумской деформационной шейки коллизионного пояса, где сходятся вместе Таврская и Понт-Малокавказская дуги. В Периадриатическом сегменте центральная ось растекания, приходящаяся на Черногорскую шейку коллизионного пояса, к середине миоцена, очевидно, потеряла свою активность. Однако западнее, в Альпах, исключительно четко выраженный водораздел между правыми и левыми сдвигами существовал в течение всего коллизионного этапа. Наконец, на самом западе, в обрамлении Алжирско-Тунисского индентора, в структуре сохраняется уже единственная, сильно смещенная к западу ось растекания – аналог Альпийской.

Возрастание к западу роли антитетических левых сдвигов в структурном рисунке внешних областей и характерная клювообразная (с заворотом к югу) форма в плане многих обращенных к востоку структурных дуг в западной части Альпийско-Гималайского пояса (Калабро-Сицилийская, Карпатская, Эгейская и Малокавказская дуги) является, по мнению автора, признаком нарастающего к западу вращения внешних областей в направлении по часовой стрелке.

Если суммировать два последних различия структурных рисунков, касающихся как внутренних, так и внешних областей зон внедрения, то можно сказать, в целом, что к западу происходит *увеличение отмеченной выше общей асимметрии строения зон динамического влияния инденторов*: во внутренних областях нарастает значение правых сдвигов, а во внешних – левых. При этом становятся все более явными признаки вращения этих областей в противоположные стороны: первая – против часовой стрелки, а вторая – по часовой стрелке. Ниже мы еще попытаемся истолковать эту особенность при обсуждении кинематической модели коллизионных деформаций (см. 5.5.2).

Наряду с вышеохарактеризованными признаками закономерного изменения стиля структурного рисунка Альпийско-Гималайского пояса в продольном направлении, которые можно связать с общими причинами (расширением к востоку океана Тетис, увеличением в этом же направлении скорости дрейфа плит-инденторов и др.; дальше об этом еще пойдет речь), намечаются и *локальные вариации структурного рисунка, связанные с местными неоднородностями деформируемой среды*. К их числу принадлежит увеличение выраженности тех сдвиговых доменов, которые обеспечивали латеральное выжимание материала в частные геодинамические убежища, в том числе возникшие в ходе самой индентации. Таковы, например, левые сдвиги Кавказа и правые – Копетдага, нарушающие традиционный стиль строения осевой зоны внедрения и, вместе с меридиональными складками, составляющие комплекс тектонического заполнения Южно-Каспийского азиля. Трудно сказать, чем вызван более активный сброс выжимаемого материала в одноименную впадину – по сравнению с Таримской котловиной, занимающей сходное структурное положение. Может быть, здесь сказались меньшая скорость движения Аравийского индентора и не столь глубокое его проникновение в Евразию (экранирующее воздействие Паратетиса?). А может быть – более способная к растяжению утоненная кора Южного Каспия: ведь не следует забывать, что он унаследовал восточную часть окраинного моря в тылу островной дуги, тогда как Таримская впадина наложилась на срединный массив. А может быть – то, и другое, и третье? Здесь, безусловно, еще существует материал для размышлений.

В том же ряду явлений – исключительная выраженность восточной (правосдвиговой) фланговой зоны в Периаравийском сегменте, ее дугообразная конфигурация и проникновение далеко на север, в Туранскую плиту

(Аден-Мангышлакская правосдвиговая зона). Находящийся к западу от нее мегаблок стремится отвернуть в сторону от мощной зоны динамического влияния Индостана – в направлении моря Паратетис и расположенного на его южном продолжении промежутка между зонами влияния Аравии и Адрии – и поэтому весь Периаравийский сегмент целиком подвергается большему, чем остальные, вращению против часовой стрелки (в том числе, что характерно, распространяющемуся и на внешнюю область). Зато в Периадриатическом сегменте наиболее северные блоки испытывают аналогичное вращение по часовой стрелке, что также связано с притяжением находившейся к востоку и югу тонкой коры того же моря Паратетис (позднее – Черного моря) и Восточного Средиземноморья.

Резюме. Как видно, вышеохарактеризованные различия структурного рисунка разных сегментов Альпийско-Гималайского пояса достаточно существенны и еще требуют своего дальнейшего углубленного анализа. Тем не менее, они вполне объяснимы в рамках индентационной модели – либо локальными особенностями деформируемой среды, либо общим для всего коллизионного пояса продольным изменением условий деформации, связанным с расширением океана Тетис к востоку и с увеличением скорости и силы столкновения плит в этом направлении.

Установленные в настоящем разделе черты сходства структурных рисунков разных сегментов Альпийско-Гималайского пояса являются важным аргументом в пользу общности создавшего эти структурные рисунки процесса. Закономерная повторяемость сходных структурных форм в одних и тех же участках сфер предполагаемого влияния разных гондванских микроконтинентов не могла бы проявиться без их самостоятельного перемещения и столкновения с Евразией. В этом отношении приведенные здесь материалы независимо подтверждают и существенно дополняют (в отношении кинематики деформаций) представления индентационной тектоники [Арган, 1935; Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier et al., 1981, 1986].

5.5.2. Геокинематическая модель коллизионных деформаций

Постановка проблемы. Индентационная модель Альпийско-Гималайского коллизионного пояса рассматривалась разными исследователями, использовавшими как результаты интерпретации геологических и геофизических материалов по тектонике региона, так и данные моделирования. Если отбросить некоторые детали, то наиболее распространенные представления сводятся к следующему [Cobbold, Davy, 1988; England, Houseman,1985; Molnar, Tapponnier, 1975; Otsuki, 1985; Ratsbacher, Merle et al., 1991; Ratsbacher, Frish et al., 1991; Tapponnier, Molnar, 1976; Tapponnier et al., 1986; Vilotte et al., 1982] (рис.88, I, II, *А*):

1. Деформация производится примерно симметричным индентором прямоугольной или треугольной формы (в том и другом случае – с незакругленными углами); при этом треугольник соприкасается с деформируемым материалом не вершиной, а стороной.

2. Индентор перемещается поступательно, поперек коллизионному поясу; его фронтальная активная граница ориентирована под прямым углом к направлению движения, но зато примерно вдоль коллизионного пояса.

3. Вдавливание индентора компенсируется тремя видами деформаций: а) утолщением коры (вертикальным выжиманием, по нашей терминологии), б) ее выгибанием по ходу движения штампа (т. е. горизонтальным изгибом) и в) латеральной экструзией блоков.

4. Последний вид компенсации существенно преобладает благодаря возмож-

ности свободного проскальзывания материала в продольном направлении вдоль фронтальной активной границы индентора (в качестве примера приводится выжимание к востоку Тибета на расстояние более 1000 км).

5. Восточное ограничение деформируемого объема предполагается более свободным (но не за счет конфигурации индентора, так как последний симметричен, а из-за наличия на востоке ослабленной области в виде зоны субдукции); в силу этого легче осуществляется восточное направление эскейпа выжимаемых блоков.

6. Индентор предполагается абсолютно жестким – по сути дела, штампом; во всяком случае, с ним не происходит никаких деформаций.

7. Некоторые особенности пространственного расположения сдвигов разного знака объясняются наличием жестких включений (например, в качестве такового предполагается Таримский срединный массив, отклоняющий правые и левые сдвиги соответственно к западу и востоку).

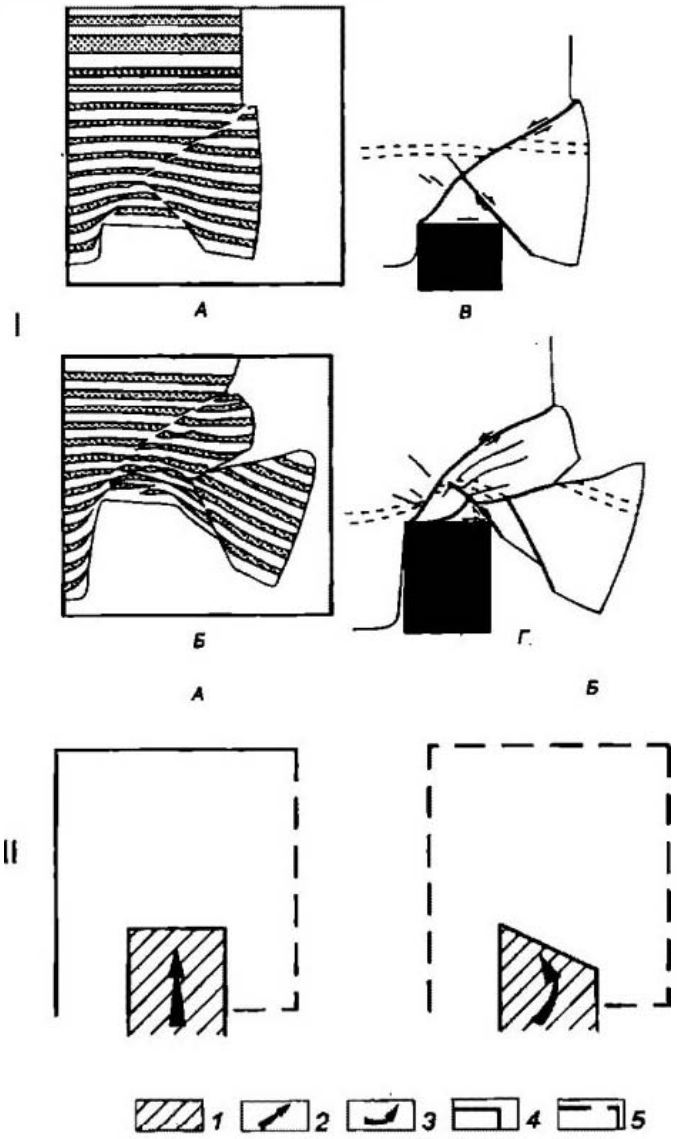


Рис.88. Модели горизонтальной индентации

I – одна из характерных моделей плоской деформации пластилинового блока, вызванной индентацией жесткого штампа [Tapponnier et al., 1982]. Условия эксперимента: правая сторона модели остается свободной; *А,Б* – глубина проникновения индентора (*А* – 6 см, *Б* – 22 см); *В,Г* – результирующая геометрия разрывов

II – сравнение моделей индентации (принципиальные схемы, план). *А* – традиционная модель; *Б* – модель, рассматриваемая в настоящей работе; *1* – индентор; *2,3* – направление перемещения индентора: *2* – поступательное, *3* – вращательное, против часовой стрелки; *4,5* – условные границы модели: *4* – несвободные (препятствующие перемещению деформируемого материала), *5* – свободные и полусвободные

Необходимо сказать, однако, что все вышеперечисленные параметры модели вряд ли выведены в результате сравнительного анализа альтернативных вариантов и геологических ситуаций и скорее всего отражают подход к проблеме только в самом первом приближении. Необходимо помнить, что индентационные представления разрабатывались главным образом на материале Перииндийского сегмента и для того, чтобы объяснить особенности ориентировки и пространственного расположения широко распространенных там сейсмоактивных разломов. При этом сами авторы концепции не раз подчеркивали, что при анализе более крупных территорий и более длительного, нежели поздний плиоцен – квартер, интервала времени способны проявиться качественно новые штрихи суммарной деформации [Tapponnier, 1977; Tapponier et al., 1981, 1986]. Так была доказана вероятность значительного вращения блоков по краям зоны внедрения как результат длительной индентации [Peltzer, 1988; Tapponnier et al., 1986].

Иследованные нами структурные рисунки накапливались в течение длительного времени, поэтому они способны дать наиболее объективную геокинематическую информацию (при условии знания их возраста). Весьма важный материал при этом дает приведенный в 5.5.1 сравнительный анализ структурных рисунков соседних сегментов коллизионного пояса. Все это позволяет предложить новый вариант геокинематической модели (см. рис. 88, II, *Б*), который также основан на представлении об индентации, но при этом существенно иначе трактует проблемы первичной конфигурации инденторов, природы свободных ограничений на востоке зон индентации, соотношения горизонтального изгиба и горизонтального выжимания при компенсации внедрения и мн. др.

По мнению автора, микроконтиненты-инденторы должны были в начале деформации иметь асимметричную, скошенную на восток форму (именно этим и объясняется наличие свободного пространства на востоке), которая заставляет их поворачиваться против часовой стрелки при внедрении. Это вращение в ходе времени все более ограничивало возможность латерального выжимания к востоку тех блоков, которые находились в непосредственной близости к индентору (Тибет). Компенсация внедрения в поверхностных горизонтах коры происходила в существенной мере за счет наращивания горизонтального изгиба по ходу внедряющегося тела; латеральное выжимание было локализовано главным образом только на краях зоны индентации. При этом предполагается, что в более глубинных горизонтах (в астеносфере?) латеральное выжимание могло захватывать большие площади. И, наконец, допускается существенная деформация самих плит-инденторов. Если рассматривать всю область внедрения как огромную горизонтальную складку поперечного воздействия, то не по всем параметрам можно провести четкую грань между штамповым и диапировым механизмами ее формирования.

Рассмотрим более подробно положения предлагаемой модели.

Первичная форма инденторов в плане. Выяснению ответа на вопрос прежде всего мешает то обстоятельство, что лобовые и фланговые части инденторов сильно деформированы. Кроме того, далеко не бесспорны и представления о том, какая часть микроконтинентов успела субдуцировать. Те очертания последних, которые мы видим в настоящее время, в существенной мере имеют деформационное происхождение, и нет почти никаких реальных зацепок для выяснения их первичной конфигурации. Казалось бы, в качестве одного из таких индикаторов можно использовать детали очертаний орогенного пояса (сужения последнего напротив предполагаемых "мысов", или выступов, инденторов и расширения – перед "заливами" в последних). Такой подход и используют некоторые авторы, когда считают, что Пенджабский, Ассамский и Ормузский синтаксисы

орогенного пояса облекают выступы соответствующих плит-индентеров (Пенджабская, Ассамская, Оманская и другие "шпоры") [Арган, 1935; Tapponnier, Molnar, 1976; Villotte, Daigneries et al., 1987].

Однако выше мне уже не раз приходилось доказывать, что подобные сочленения структурных дуг в виде "входящих углов" вторичны и связаны с формированием складок продольного изгиба в горизонтальной плоскости, в которых участвует и материал самих микроконтинентов-индентеров. Кроме того, вызывает подозрение, что предполагаемые "шпоры", во всяком случае, одного порядка, присутствуют на одних и тех же местах (например, Битлисский и Джеламский синтаксисы – в западной части фронтальной зоны скучивания, а Ормузский и Ассамский синтаксисы – в восточной). Если бы какой-либо один из микроконтинентов-штампов и имел подобную "двурогую" конфигурацию, то вряд ли этого следует ожидать от остальных. Слишком ритмично повторяются и более второстепенные "входящие углы" орогенного пояса – для того, чтобы их было можно отождествить со случайными выступами индентеров.

Несколько больше шансов имеется в пользу первичной природы северо-западных выступов индентеров (мы говорим об их современных ограничениях), напротив которых находятся Альпийский, Кавказский и Памирский пережимы коллизионного пояса. Об этом может свидетельствовать длительное время их деформации, начало которой совпадает с моментом первого столкновения соответствующего гондванского микроконтинента с Евразией. Особенно древний возраст имеют непосредственно прилегающие к индентерам южные части вышеперечисленных пережимов (Южные Альпы, Тавр, структуры Ладакха и Каракорума). К востоку от пережимов вдоль простирания коллизионного пояса отмечается омоложение возраста складчатости.

Например, как детально было показано в 5.3., в Периаравийском сегменте покровы и складчатость Битлисского Тавра были сформированы уже к началу олигоцена. Находящиеся же на их простирании структуры Внутреннего Загроса в зоне Главного надвига подвергались интенсивным деформациям в позднем олигоцене – раннем миоцене, а Внешний Загрос – в позднем миоцене – квартере. Имеются высказывания о таком же продольном омоложении возраста структуры в Гималаях [Chandra, 1979; Mattauer, 1986]. Далее, весьма симптоматично наличие реликтов не полностью субдуцированной океанической и субокеанической коры к юго-востоку от микроконтинентов-индентеров (Восточное Средиземноморье, Аравийское и Андаманское моря), свидетельствующее об их сужении в данном направлении.

Отсюда можно предположить, что изначально все три микроконтинента-индентора имели выступы на западе (рис. 89). Подобная гипотеза хорошо согласуется с треугольной конфигурацией океана Тетис [Зоненшайн и др., 1987; Савостин и др., 1987; Atlas Tethys, 1993]. Океаническое пространство такой формы в плане может захлопнуться посредством либо встречного поворота двух ограничивающих его континентов целиком, либо их скалывания на части, разделенные поперечными трансформными разломами (см. рис. 89 *Б*). В последнем случае, как бы ни были ориентированы эти разломы, доли рассеченного таким образом крупного континента обязательно придут в соприкосновение с противоположным крупным континентом своими остро выступающими углами.

Свободная восточная граница зоны индентации. Асимметричная форма микроконтинентов-индентеров может иметь важные следствия. Одно из них – более свободное ограничение модели с одной из сторон. Скошенный в виде плуга индентор будет отбрасывать выжимаемый материал только в направлении наклонной границы (примем, что она находится на востоке). Противоположная

же сторона (западная), где внедряющееся тело выступает к северу больше всего, будет закрыта для удаления выжимаемых масс, и здесь должно развиваться сильное сжатие, сопровождаемое нагнетанием материала под высоким давлением. Вдоль диагональной границы скошенного индентора возникнет правый сдвиг, ограничивающий на юге выжимаемый к востоку клиновидный блок. Перемещение последнего должно компенсироваться надвиганием к востоку и, может быть, к югу.

Легко видеть, что как раз именно такие особенности и запечатлены в неоднократно анализировавшейся выше асимметрии структурного рисунка всех сегментов Альпийско-Гималайского пояса. Везде на западе присутствует область сильных деформаций и орогенеза, которая может быть сопоставлена с выступающим углом индентора (Альпы, Кавказ, Памир). На востоке она соприкасается по диагонально ориентированной границе с треугольным блоком, ограниченным сдвигами. Последний меньше сжат и даже кое-где растянут, но зато на востоке и юго-востоке заканчивается зоной сжатия и надвигания, либо субдукции (Карпаты и Эллиниды, Центрально-Восточный Иран с Систанской зоной и Макраном, Тибет с зонами субдукции в Юго-Восточной Азии и складчато-надвиговой зоной Лунгмыньшань). Наконец, везде присутствуют продольные правые сдвиги около предполагаемых диагональных границ инденторов (Динариды, Загрос, Гималаи).

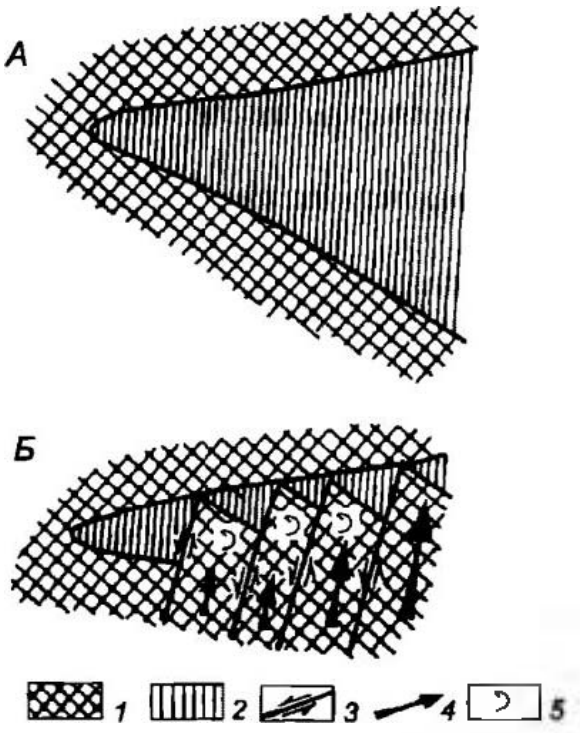


Рис.89. Предполагаемая геометрическая схема закрытия океана Тетис

А – первоначальная треугольная конфигурация океана; *Б* – небольшие треугольные зияния, остающиеся после коллизии

1, 2 – кора: *1* – континентальная, *2* – океаническая; *3* – трансформные разломы; *4* – направление перемещения блоков; *5* – направление поворота блоков

Важно отметить, что признание изначально асимметричной формы микроконтинентов-инденторов избавляет от необходимости связывать свободное ограничение зон внедрения на востоке с наличием там независимо существующей зоны субдукции. Таковое возможно только для Периндийского сегмента, расположенного близко от Тихого океана; в остальных же никакой самостоятельной зоны субдукции не существует. Зато кливажная конфигурация внедряющегося микроконтинента сама по себе способна создать условия для возникновения субдукции на юго-востоке, связанной с надвиганием выжимаемого блока на океан (Калабро-Сицилийская, Эллинская, Макранская и Зондская островные дуги).

Характер траектории перемещения инденторов. Скошенная к востоку форма внедряющихся микроконтинентов имеет еще одно следствие: в процессе деформации их западные выступы могут "заякориваться" за противоположную плиту и создавать тем самым крутящий момент, стремящийся развернуть инденторы против часовой стрелки. И действительно, к настоящему времени накопилось уже достаточно много независимых данных – палеомагнитных, сейсмологических, расчетных – свидетельствующих о реальности позднекайнозойской

ротации такого знака для гондванских микроконтинентов (рис. 90). Некоторые из них уже приводились в тексте настоящей монографии. Поглядим, однако, выражена ли эта ротация в структурном рисунке.

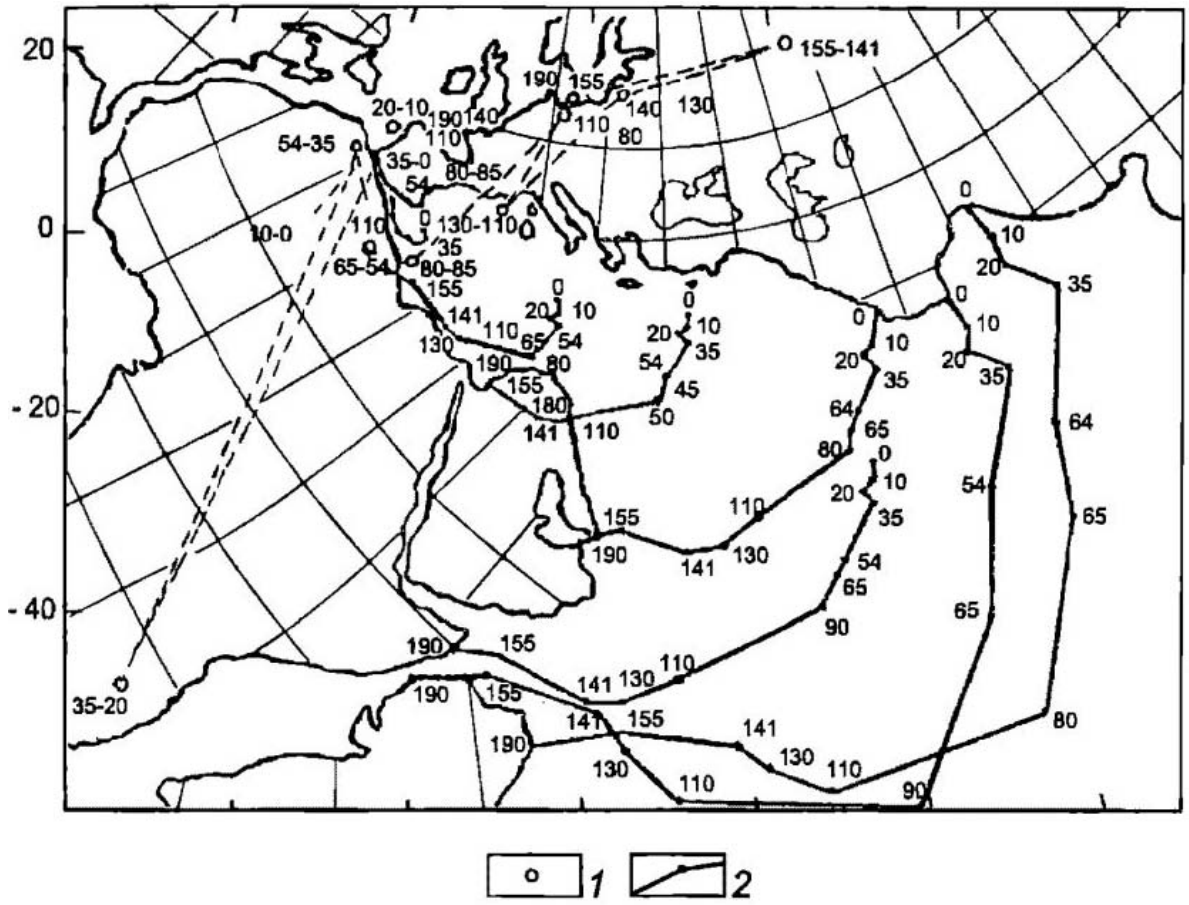


Рис.90. История перемещений Африки, Иберии, Аравии и Индии по отношению к Евразии [Савостин и др., 1987]. Показано положение континентов на 190 млн лет назад

1 — полюса вращения Африки и Евразии; 2 – пути перемещения континентов; цифры – млн лет. Косая меркаторская проекция с полосой 50°, 155°

Казалось бы, с вращением может быть связана неоднократно упоминавшаяся выше асимметрия структурного рисунка: и на самом деле, поворачивающийся против часовой стрелки блок на большем протяжении будет ограничен правыми сдвигами и, кроме того, он способен давить на северо-западный угол зоны внедрения. Однако все подобные вещи могут объясняться и без привлечения ротационной гипотезы: например, на основе представлений о косой коллизии плит. Тем более, что для этого имеются реальные основания. Косая коллизия в случае поступательного движения плиты возникает либо из-за диагональности вектора ее перемещения к поясу деформаций, либо даже и при лобовом столкновении, но если скошена в плане граница несомого этой плитой микроконтинента-индентора. Для рассматриваемой территории можно видеть проявления как того, так и другого.

Касательное перемещение гондванских континентальных блоков относительно Евразии наиболее отчетливо проявилось в олигоцене, когда все они, до того перемещавшиеся в северо-восточном – северном направлении, дружно повернули к северо-западу [Зоненшайн и др., 1987; Савостин и др., 1987]. Именно к этому времени, как считают многие авторы, и относится заложение крупных правых сдвигов Альпийско-Гималайского пояса. Поскольку полюс вращения

Афроаравии находился где-то на юге нынешней Африки, наиболее сильно (на 90° и более) отклонилась траектория Северной Африки–Апулии, тогда как для Аравии она изменилась на несколько меньшую величину. Таким образом, действие данного фактора для олигоценового времени представляется вполне вероятным. Однако он почти ничего не дает для объяснения неогеновой структуры, которая сформировалась в обстановке уже почти лобового столкновения континентальных блоков.

Скошенная (наподобие плуга или гильотины) первичная конфигурация жестких микроконтинентов, о наличии которой выше приводились соответствующие доводы, могла явиться причиной косой коллизии также только в самом начале столкновения (см. рис. 67, 83, 89, 92). Однако сейчас мы наблюдаем плотное соприкосновение инденторов с деформируемым материалом практически вдоль всех активных границ последних (за исключением их самой восточной части, где еще сохранились реликты океанической коры).

Таким образом, при истолковании природы асимметрии структурного рисунка обязательно следует учитывать возможность косой коллизии, особенно для начальных этапов столкновения. Тем не менее, некоторые особенности этой асимметрии только лишь косой коллизией объяснены быть не могут. К их числу относится, например, дугообразная (с выпуклостью к востоку) конфигурация фланговых сдвигов и трансформных разломов, ограничивающих зоны внедрения. Таковы Левантинский разлом и Аден-Мангышлакская зона, ограничивающие Периаравийский сегмент, разлом Карлсберг и Семангку-Сагайнский сдвиг – в Периндийском. Особенно характерна Аден-Мангышлакская дуга правых сдвигов, в пределах которой их ориентировка меняется с восток-северо-восточной до северо-западной в направлении на север. Важно подчеркнуть, что выпуклостью на восток обладают как западные, так и восточные фланговые сдвиги, что может возникнуть только при вращении блока. Далее, весьма показательны огромного масштаба асимметричные сдвиговые дуплексы, образовавшиеся перед фронтом инденторов (треугольные плато Центрального-Восточного Ирана и Тибета). Такие структуры не могли образоваться без антитетического (в данном случае, против часовой стрелки) поворота западных крыльев правых сдвигов. Еще С. Кэри [Carey, 1955] связывал треугольную форму Тибетского плато с вращением Индостана против часовой стрелки. Наконец, обращает на себя внимание спиралевидное расхождение правых сдвигов в зонах динамического влияния Адриатического, Аравийского и Индостанского инденторов.

Противочасовое вращение способно удачно объяснить противоположный знак асимметрии во внутренних и внешних областях зон динамического влияния микроконтинентов-инденторов: преобладание правых сдвигов вблизи последних и левых – на удалении от них. Складывается впечатление, что эти области вращаются в противоположных направлениях: первые из них – против часовой стрелки, а вторые – по часовой стрелке (см. рис. 70). Можно думать, что здесь проявляется своего рода "эффект шестереночной передачи" – когда ведущая шестерня (аналог индентора), подталкивая сцепленную с ней ведомую (аналог деформируемого материала), заставляет ее вращаться в противоположную сторону.

Подытоживая все сказанное выше, можно сказать, что в возникновении асимметрии зон динамического влияния микроконтинентов-инденторов действительно могли участвовать все вышеназванные причины. По мнению автора, они скорее всего действовали взаимосвязанно: вращение микроконтинентов против часовой стрелки и их проскальзывание к западу могли возникать как следствие их первичной скошенности в плане – из-за "заякоривания" выступов

около западных флангов. Кроме того, находящиеся к западу от Индостана микроконтиненты вынуждены были разворачиваться из-за сильного недостатка пространства с восточной стороны, экранированной Индостаном. В связи с последним обстоятельством обращает на себя внимание констатированное выше нарастание к западу асимметрии зон индентации, которое могло быть связано с увеличением вращательной компоненты движения гондванских микроконтинентов. То же самое показывают и палеомагнитные данные о величине неоген-четвертичного поворота блоков: Индия – 15°, Аравия – 15, Египет – 22, Ливия – 31, Апулия – 29° [Савостин и др., 1987, табл. 5]. Можно предполагать, что, помимо влияния Индостана, увеличение вращательной компоненты было вызвано также и сужением океана Тетис к западу и связанным с этим недостатком пространства.

Проблема свободного выжимания блоков вдоль фронтальных границ индукторов. Как уже говорилось выше, многие авторы полагают, что внедрение гондванских микроконтинентов в существенной мере компенсируется латеральной экструзией блоков, находящихся непосредственно перед фронтальной активной границей индукторов (в приоритетных условиях находятся блоки, смещаемые к востоку). В качестве примера приводится Тибет, который по мнению П. Таппонье, П. Кобболда и их соавторов [Cobbold, Davy, 1988; Tapponnier et al., 1986], был выдавлен к востоку на расстояние порядка 1000 км. Сходная деформация, судя по всему, должна была ожидать и близкий по морфологии и структурному положению Центрально-Иранский блок.

Сразу отмечу, что приведенные здесь результаты изучения структурных рисунков полностью подтверждают существенную роль именно восточного направления транспорта выжимаемых блоков. В полном согласии с этой точкой зрения находится и принятая автором геокинематическая модель, предполагающая скошенную в плане форму микроконтинентов-индукторов и их вращение (вместе с несущими плитами) против часовой стрелки.

Определенные комментарии вызывают только два момента: амплитуда и размер выжимаемых клиньев. В частности, вызывает сомнение, что в латеральной экструзии участвовали южные (прилегающие к индукторам) части Тибетского и Иранского блоков.

Мнение о 1000-километровой амплитуде перемещения Тибета основано на полевых измерениях позднечетвертичной скорости смещения по Алтынтагскому разлому и на допущении постоянства этой скорости в течение последних 50 млн лет. Позволю себе привести цитату: "...Это предполагает скорость смещения порядка 30±20 мм/год. Неизвестно, сколь долго скольжение могло продолжаться; но такая скорость, если она сохранялась в течение 50 млн лет, должна была результировать в суммарном смещении размером 1500±1000 км. Мы полагаем, что такое смещение возможно по двум причинам. Во-первых, данная зона разлома по своим геометрическим особенностям идентична другим крупным сдвигам – таким, как Сан-Андреас в Калифорнии или выше охарактеризованный Чаманский разлом. Во-вторых, левобоковые подвижки порядка нескольких сот километров необходимы, чтобы объяснить различие мощности коры между Тибетским плато и Таримским блоком. В данном смысле Алтынтагский разлом является трансформным [Mattauer, 1986], передавая сжатие в ССВ направлении от Тибета на востоке к Каракоруму на западе" [Cobbold, Davy, 1988, с. 154].

Приведенная цитата наглядно иллюстрирует провизорность столь высокой оценки амплитуды восточного дрейфа Тибета. В качестве одного из аргументов приводится визуальное сходство Алтынтагского разлома с крупноамплитудными сдвигами в других регионах. Не последнюю роль играет и вполне понятное

стремление авторов разобраться в балансе масс: ведь вторжение Индостана на глубину порядка 2000 км должно было как-то компенсироваться. Вместе с тем, само по себе предположение, впервые высказанное, кажется, П. Таппонье и его коллегами [Tapponnier et al., 1986], по моему мнению, весьма интересно и вряд ли содержит что-либо принципиально невозможное.

Гораздо труднее согласится с представлением о том, что Тибет (и Центральный Иран) выжимался к востоку целиком, в виде единого блока. Особенное сомнение вызывает принадлежность к этому выжимаемому блоку Южного Тибета (и южной части Центрального Ирана).

В качестве южного ограничения Тибетского блока принимается сутура Инда-Цангпо, которая на новейшем этапе играла роль правого сдвига. Последний составлял как бы пару Алтынтагскому левому сдвигу, замыкая на юге выжимаемый к востоку клин [Tapponnier et al., 1986]. Вместе с тем, установление знака смещения по разлому, наследующему сутуру, проводилось на основе микро- и мезотектонических наблюдений, не дающих никакого материала о возрасте и размере смещения. Из-за продольной ориентировки по отношению к структурному плану не видны никакие оффсеты геологических структур, которые могли бы дать хоть какое-то представление о порядке амплитуды. Наконец, и в рельефе этот сдвиг выражен существенно хуже по сравнению с Алтынтагским.

Все это, безусловно, настораживает, хотя сама по себе правосдвиговая природа сутуры Инда-Цангпо (в новейшее время) представляется весма вероятной – хотя бы потому, что на ее простирании находятся субширотно ориентированные ветви разлома По Чу, правосдвиговая природа которого надежно доказывается по комплексу признаков. Напомним, что и продольные разломы Загроса также имеют правосдвиговую компоненту. Следовательно, вопрос здесь сводится не к тому, является ли сутура Инда-Цангпо правым сдвигом или нет, а к тому, к какому структурному ансамблю или блоку этот сдвиг принадлежит. Ведь здесь возможны самые разнообразные варианты. Например, правый сдвиг действительно составляет сопряженную пару Алтынтагскому разлому и вместе с ним ограничивает поступательно перемещающийся к востоку Тибетский блок. Далее: правый сдвиг составляет пару Алтынтагскому разлому, но имеет существенно меньшую амплитуду и с юга замыкает движение вращающегося по часовой стрелке Тибетского блока (полублока). Наконец, правый сдвиг не имеет никакого отношения к движению последнего и ограничивает с севера блок, двигающийся, наоборот, к западу. Не очень ясная выраженность сутуры Инда-Цангпо как крупномасштабного правого сдвига уже сама по себе настраивает против первого из перечисленных вариантов.

В настоящей работе уже не раз приводились доказательства того, что продольные правые сдвиги в районе сутуры Инда-Цангпо и Внутреннего Загроса составляют связующие звенья асимметричных сдвиговых дуплексов либо субширотные ветви транспрессионных сдвиговых вееров. Парагенезисы того и другого типа связаны с резким падением на север амплитуды фланговых сдвигов, ограничивающих инденторы с востока, и с рассредоточением нагнетаемых масс на возможно большей площади. В пользу такой точки зрения служит очень плавный переход продольных правых сдвигов во фланговые трансформные разломы, различающиеся по своему простиранию на 90–120° и более, и их расположение между более крупными кулисными правыми сдвигами (например, правый сдвиг вдоль сутуры Инда-Цангпо соединяет Семангку-Сагайнский фланговый правый сдвиг с Памиро-Каракорумским разломом). Весьма характерны для зоны правых сдвигов антитетические подвороты против часовой стрелки, без которых не

может обойтись формирование ни сдвиговых дуплексов, ни сдвиговых вееров (см. рис. 42–45).

Однако, если верна высказанная точка зрения, продольные правые сдвиги Гималаев, Тибета и Загроса не имеют никакого отношения к выжиманию на восток треугольных блоков Тибета и Центрального Ирана и, напротив, обеспечивают направленное к западу и северо-западу горизонтальное нагнетание материала с боков зоны внедрения в область фронтального скучивания. Более того, нарастающие на окончаниях фланговых трансформных разломов и сильно выступающие к северу свалы нагнетаемого материала (они сопровождаются крючкообразно изогнутыми правыми сдвигами с противочасовым вращением южных крыльев) с течением времени будут все более перекрывать возможность восточного эскейпа выжимаемого блока. Это, разумеется, не исключает того, что к северу от такого выступа как раз может активизироваться латеральная экструзия, которая, однако, охватывает только северо-восточную часть треугольного плато и происходит в форме выталкивания не целого блока, а полублока, ограниченного сдвигом (левым) всего лишь с одной стороны.

Так что, по мнению автора, область выжимания к востоку в районах Тибета и Центрального-Восточного Ирана в настоящее время (поздний миоцен – квартер) ограничена только районами Алтынтага и Южного Копетдага, соответственно. Сказанное не означает, что на более ранних этапах коллизии (эоцен–олигоцен), когда соприкосновение гондванских осколков было не столь плотным, выжимание не могло захватывать более южные части вышеупомянутых треугольных блоков, чем это происходит сейчас. Более точный ответ на этот вопрос может дать только специальный анализ возраста структуры.

Характер северного форланда и проблема жестких включений. Как показывают результаты сравнения структурных рисунков, в разных сегментах Альпийско-Гималайского пояса наблюдается одна и та же последовательность кинематических зон. На юге областей индентации везде присутствует зона фронтального скучивания с участками горизонтального и вертикального нагнетания материала, севернее находится внешняя область, где происходит, наоборот, выжимание блоков коры, местами сопровождающееся растяжением. Внутри нее, в свою очередь, могут быть выделены зоны проявления разных видов сдвиговой деформации (с юга на север): транспрессии, чистого сдвига (в горизонтальной плоскости) и транстензии, а дальше к северу выделяется зона чистого растяжения. Наконец, на самом севере постепенно происходит затухание деформаций, связанных с внедрением микроконтинента-индентора.

Все это говорит об относительной однородности коры Евразии (применительно к масштабам деформации) и отсутствии на севере жесткой границы, которая могла бы локализовать пояс коллизионных деформаций. Кора Евразии ведет себя как вязко-пластичное тело, и в этом смысле наши выводы принципиально не отличаются от сделанных ранее другими авторами [Tapponnier, Molnar, 1976]. Роль относительно жестких доменов Евразийской плиты проявляется только опосредованно. Например, Ангарский выступ Сибирской платформы сам по себе не производит деформаций (во всяком случае, они не выражены в особенностях мегаструктурного рисунка), но зато именно к нему приурочен водораздел между левыми и правыми сбросо-сдвигами Байкальского региона, завершающими на севере строение зоны динамического влияния Индостана. Богемский массив Центральной Европы "обтекается" правыми и левыми сдвигами Альп и Карпат, которые в любом случае должны были где-то в этом районе расходиться в стороны.

Еще более проблематичной выглядит возможность влияния на структурный рисунок жестких включений, отклоняющих разломы и связанные с ними деформации. Кора Альпийско-Гималайского коллизионного пояса чрезвычайно неоднородна, и, наряду с пластичными складчатыми зонами, маркирующими захлопнувшиеся бассейны, здесь присутствуют достаточно жесткие участки – срединные массивы, вулканические островные дуги и др. Тем не менее, в сдвиговом поле напряжений эти неоднородности скрадываются, и разница между более или менее жесткими участками (если не считать складчатости) проявляется только в том, что в первых сдвиги и связанные с ними деформации сжатия и растяжения выражены более четко и представлены более крупными формами, тогда как во вторых те и другие часто замаскированы покровно-складчатыми деформациями. Все это доказывает, по моему мнению, большую глубинность сдвиговых структур по сравнению с теми, которые сформированы в надвиговом поле напряжений.

Распространенное мнение о том, что с "обтеканием" срединного массива связано расхождение правых и левых сдвигов Таримского участка [Cobbold, Davy, 1988; Tapponnier et al., 1986; Vilotte et al., 1984], легко опровергается тем, что сходная ситуация присутствует и в Южно-Каспийском регионе, обладающем совершенно независимым стилем предыстории развития. Здесь также весьма вероятно присутствие небольшого срединного массива, но только в самой восточной части – области Туркменского шельфа [Годин, 1960]. Остальная же часть впадины унаследована от глубокого Кавказско-Копетдагского окраинного моря либо наложена на располагающуюся южнее Малокавказскую островную дугу. Диагональные и поперечные сдвиги резко секут все эти продольные зоны. Характерно, что как в Таримском, так и в Южно-Каспийском регионах расходящиеся правые и левые сдвиги маркируют области наибольшего внедрения соответствующих микроконтинентов-инденторов, где в любом случае должна проходить ось симметрии между сопряженными сдвигами противоположного знака.

Степень жесткости микроконтинентов-инденторов. Во всех лабораторных и математических моделях индентации принималось, что внедряющееся тело остается жестким и не испытывает деформации. При этом многие авторы подчеркивают относительность подобного допущения [Davy, Cobbold, 1988; Peltzer, 1988; Tapponnier et al., 1986]. Общеизвестен факт интенсивной ремобилизации платформенного фундамента гондванских микроконтинентов в Альпах, Внутреннем Загросе и особенно в Гималаях.

Таким образом, деформация лобовой части инденторов представляет собой реальный факт, который вряд ли требует особых комментариев. Тем не менее, стоит все же задаться вопросами, как соотносятся между собой жесткий и нежесткий стили поведения коры внедряющихся тел и как они выражены в структурном рисунке коллизионного пояса. Здесь помогает разобраться сравнение с двумя принципиально разными по механизму своего образования типами складок поперечного воздействия – диапировыми и штамповыми – кинематика роста которых достаточно хорошо изучена. Первые, как известно, образуются за счет нагнетания пластичного материала в ядро и вызванного этим подъема вышележащих слоев, а вторые – при распирающем воздействии жестких блоков фундамента. Согласно классической схеме, в последнем случае вместо нагнетания материала в ядро должно происходить его отжимание в стороны.

Анализ структурных рисунков показывает, что в нашем случае весьма трудно провести четкую грань между этими двумя полярными способами образования складок поперечного воздействия. С одной стороны, незначительная, по сравнению с Евразийской плитой, деформированность огромных частей

Аравийского и Индостанского микроконтинентов и очень резкое окончание на юге зоны дислокаций их лобовых частей (как будто что-то не давало распространяться этим дислокациям дальше к югу) – все это свидетельствует в пользу штампового механизма индентации. С другой – интенсивная гофрировка (в плане) структурных дуг на вогнутой стороне зон внедрения (дуги Загроса, Оман, "фестоны" Индостана, Гималаи), похожая на сложную мелкую складчатость диапировых ядер (см. рис. 60). Выше было показано, что все подобные структурные дуги возникли за счет продольного изгиба в горизонтальной плоскости.

Вышеотмеченная двойственность поведения коры гондванских микроконтинентов весьма показательна. Именно она явилась причиной того, что автор настоящей работы вместо термина "штамп" предпочитает использовать менее известный, но зато более нейтральный термин "индентор" (предмет, оставляющий отпечаток или зазубрину), вошедший в употребление на Западе. Он может применяться по отношению к самым разным видам внедрения, в том числе и производимым маловязким телом.

Итак, как же все-таки объяснить сложную гофрировку фестонов на вогнутой стороне зон внедрения и, в более широком плане, – увязать между собой штамповый и диапировый механизмы индентации, противоположные по способу возникновения? Если образование выгнутых к югу структурных дуг вроде Гималайской, Загросской или Сулеймановых гор можно истолковать как результат связанного с недостатком пространства в зоне коллизии их реактивного отката на жесткий индентор (происходящего как в надвиговом, так и в сдвиговом поле напряжений), то как быть с выпуклыми к северу ороклинами типа Пенджабско-Памирского, Ассамского или Лутского, которые своими вершинами направлены как раз в сторону резкого возрастания недостатка пространства? При этом в "ядрах" (т. е. в южных частях) этих ороклинов отмечаются несомненные признаки интенсивного горизонтального нагнетания материала, происходящего по сдвигам. Весьма показательна в этом отношении, например, структура Пенджабского синтаксиса [Coward et al., 1986], сформировавшегося в результате сгруживания материала по нескольким сдвигам разного знака (см. рис. 66). Эта область скучивания сама по себе является индентором (уже несомненно диапирового типа), выгибающим на север Памирскую дугу. Такого же рода выступы находятся и на северных продолжениях Ассамского и Ормузско-Лутского синтаксисов (соответственно Наньшанский и Копетдагский), которые также приходится считать горизонтальными диапирами.

Обращает на себя внимание, что все вышеперечисленные участки горизонтального нагнетания материала находятся на северных окончаниях фланговых сдвигов, ограничивающих инденторы. Ормузско-Лутский и Ассамский синтаксисы завершают на севере Оманско-Систанскую и Семангку-Сагайнскую линии правых сдвигов, а Пенджабский синтаксис занимает такое же структурное положение по отношению к Киртар-Чаманской зоне левых сдвигов. Выше уже высказывалось предположение, что как будто бы намечается нагнетание материала и на северном продолжении Левантинского сдвига – в районе хребтов Нурхак и Хезанлы в Турции. Каждый из таких участков сопровождается веерообразным расщеплением флангового сдвига в виде транспрессионного веера и антитетическим вращением структурных элементов: по часовой стрелке для левых сдвигов и против часовой – для правых. При этом вращение конформно изгибу фронтальной складчато-сдвиговой дуги Гималаев либо Загроса.

Таким образом, отмечается горизонтальное нагнетание горных масс в краях зоны фронтального скучивания. Однако приток материала шел не из лобовой зоны столкновения по направлению к флангам, как это должно было быть при

отжимании его штампом со "свода", а напротив – из фланговых разломов к центру последней; при этом происходило ее "прогибание" и накатывание в сторону индентора.

Как видно, увязать все эти сложные особенности с действием штампового механизма в его традиционном понимании довольно трудно. Тем не менее, я попытаюсь это сделать на основе аналогии с обычными (в вертикальной плоскости) складками поперечного воздействия.

В свое время советские исследователи школы В. В. Белоусова уделили много внимания возникновению так называемых "ушей" – небольших антиклиналей 2-го порядка над крутыми крыльями коробчатых антиклиналей (поэтому такие структуры часто называли "надфлексурными", или "надсбросовыми", складками). "Уши" фиксировались как при полевых наблюдениях коробчатых складок, так и в экспериментах, и по поводу их происхождения шла оживленная дискуссия.

Согласно одной из распространенных версий [Гзовский, 1975; Гзовский, Ма Цзинь, 1962], надсбросовые складки возникают при возвратно-поступательных движениях штампа. Когда последний идет вверх, слои над ним растягиваются, а когда он начинает опускаться, они сминаются и в итоге возникают шовные складки и горсты. Очевидно, что такая точка зрения вряд ли может рассматриваться применительно к Индостану и Аравии, так как никаких данных насчет того, что они меняли на 180° направление своего дрейфа, нет.

А. А. Сорский и В. Н. Шолпо [1962] считали, что "уши" образуются в результате отжимания пород со свода коробчатой антиклинали к ее крыльям. Если учесть, что в Пенджабе есть правые сдвиги, которые обеспечивали перемещение материала с востока на запад (т. е. от Гималаев к Пенджабу), то данный механизм вполне вероятен. Тем не менее, основное нагнетание, как это ясно из изложенного, шло все-таки в обратном направлении: с обоих боков к Гималаям

В. В. Белоусов [1962] рассматривал "уши" как результат нагнетания пластичных пород над разломами или флексурами по бортам коробчатой антиклинали. При этом разломам отводилась пассивная роль: предполагалось, что область выжимания находится под днищем соседней синклинали; разломы же, будучи ослабленными зонами, служат лишь проводниками для выжимаемого диапирового материала. Очевидно, что при такой трактовке роли разломов данный механизм также вряд ли может быть использован, ибо нет никаких оснований ожидать какого-либо притока материала из разделяющих инденторы промежутков (например, от Макрана к Гималаям), так как там, напротив, шла свободная аккумуляция выжатого материала.

Наконец, многие авторы связывают образование надразломных антиклиналей с перераспределением пластичного материала при горизонтальном сжатии [Мирчинк, Шурыгин, 1972; Расцветаев, 1972]. Автор настоящей работы [Копп, 1971 в] описал на Западном Копетдаге узкие гребневидные антиклинали, возникшие над крутыми (часто сопровождаемыми взбросами) крыльями асимметричных антиклиналей. Поскольку основной каркас структуры этого региона возник при горизонтальном сжатии, происхождение узких антиклиналей, осложняющих более крупные складки, трактовалось как результат расплющивания пластичных глин палеогена при давлении сбоку и соответственного нагнетания их вверх. Реальность подобного перераспределения материала подтверждалась интенсивным тектоническим утонением глинистых пачек и будинажем присутствующих в них прослоев песчаников на крутых крыльях крупных структур, равно как и сложным смятием глин в самих узких антиклиналях.

Данный механизм лучше всех вышеперечисленных способен объяснить нагнетание материала из зоны разлома к своду антиклинали, однако и он непригоден в своей основе, так как предполагает образование главной складки в результате продольного, а не поперечного изгиба. В нашем же случае индентация образует горизонтальную складку поперечного изгиба. Тем не менее, сжатие поперек сдвигов, ограничивающих зоны внедрения, вполне вероятно (инденторы могут распирать свои края, сдирая материал по ходу движения) и, кроме того, оно доказывается и геологическими данными. Поэтому механизм сжатия поперек разломов сбрасывать со счетов ни в коем случае нельзя.

Итак, как же все-таки объяснить нагнетание материала от фланговых сдвигов к лобовой зоне внедрения, не выходя за рамки механизма поперечного изгиба? Мне кажется, это можно сделать, исходя из общеизвестных геометрических особенностей изгибной деформации. Дело в том, что при трансформации резкого, ограниченного сдвигами, горизонтального внедрения в плавный горизонтальный изгиб (или, что то же самое, при трансформации вертикальной сундучной складки на глубине в плавную аркообразную антиклиналь на поверхности) между ними обязательно должна существовать зона некоторого разуплотнения, обеспечивающая сглаживание структурных линий (рис. 91, см. рис. 2). Иначе такой переход попросту не может состояться. В то же время, на вогнутой стороне любого изгиба обязательно присутствует недостаток пространства. Существующий, таким образом, дисбаланс будет выравниваться посредством перегонки избытка масс в сторону вышеуказанного разуплотнения. Вместе с тем, этот процесс идет в обстановке чрезвычайно сильной структурной тесноты на вогнутой стороне зоны внедрения; накачиваемый по фланговым сдвигам материал может здесь перераспределяться только в условиях нагнетания, но отнюдь не свободной аккумуляции.

Реальность подобного механизма проявляется прежде всего в самой геометрии зон влияния разных инденторов, где заметно постепенное выравнивание структурных линий по мере удаления от внедряющегося тела. Более внешние зоны все более и более плавно огибают внутренние – так, как это и происходит в настоящих складках облекания. Далее, геометрия и структура области перехода от внедрения углового сундучного штампа к плавному изгибу хорошо видна в моделях (см. рис. 62, 88), где при некоторых условиях возникают два небольших выступа, надстраивающих фланговые разломы. Разумеется, высказанная идея требует тщательной проверки на геологическом и экспериментальном материале.

Итак, на вопрос, поставленный в начале этого раздела, можно ответить следующим образом: каждый гондванский микроконтинент-индентор, деформировавший Альпийско-Гималайский пояс, следует считать жестким в первом приближении. Однако он испытывал настолько сильные деформации в своей фронтальной части, что там возникала зона продольного пластического течения, сопровождавшегося диапировым перераспределением материала под большим давлением. Надстраивающие каждый микроконтинент к северу выступы (Пенджабско-Памирский, Ассамско–Нань-Шаньский, Лутско-Копетдагский и др.) представляют собой уже настоящие горизонтальные диапиры, образовавшиеся в результате горизонтального нагнетания в их "ядра" материала, выжатого из зон фланговых мегасдвигов. Разуплотнение, способствующее аккумуляции последнего, создавалось во фронтальной зоне, во-первых, общим выравниванием структурных линий при переходе от зоны горизонтального внедрения к зоне горизонтального изгиба, а во-вторых, отгибанием к югу фронтальных складчато-надвиговых дуг.

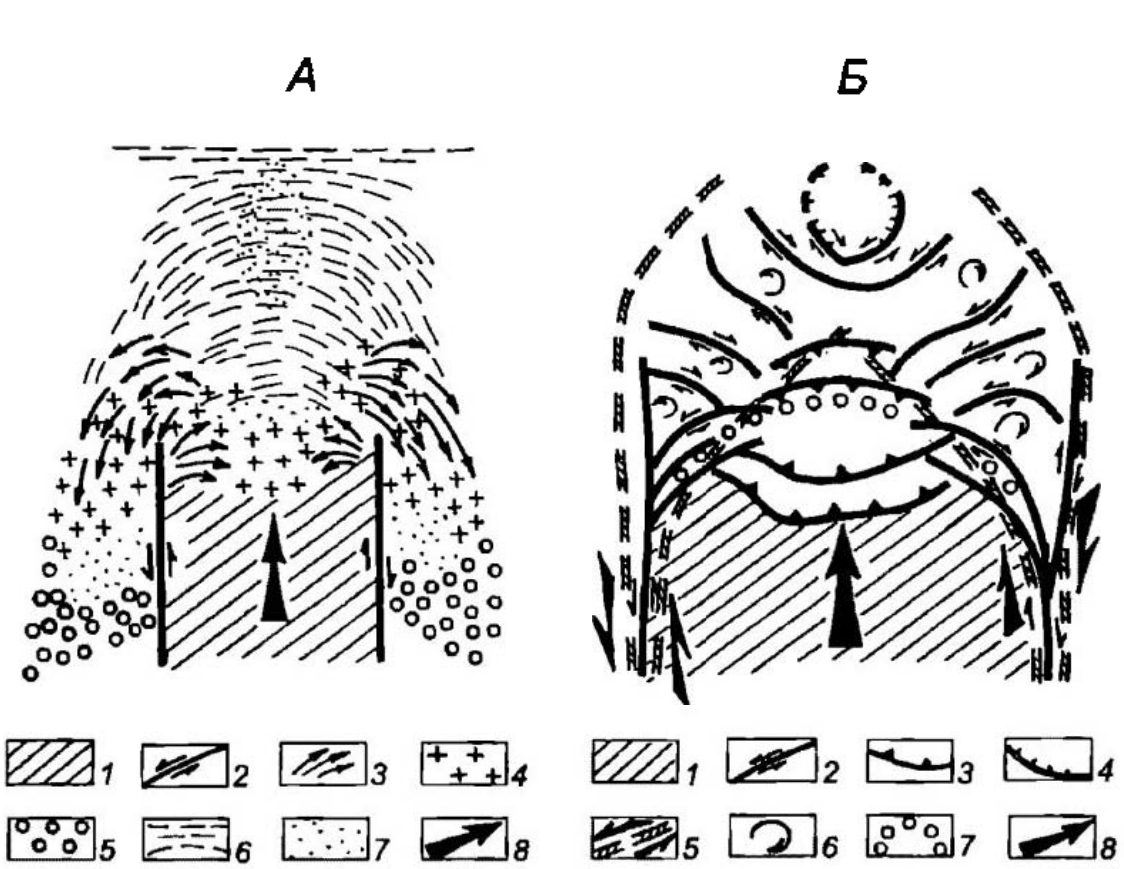


Рис.91. Горизонтальный изгиб и его место в кругу других деформаций, связанных с внедрением индентора (принципиальные схемы, план) (см. также рис.48, 60)

А – пространственные соотношения деформаций в горизонтальной плоскости: внедрения, изгиба, выжимания, нагнетания и свободной тектонической аккумуляции: *1* – блок–индентор, *2* – сдвиги, *3* – направление транспорта выжимаемых масс, *4* – области нагнетания, *5* – области свободной тектонической аккумуляции, *6* – условные материальные линии, изогнутые в горизонтальной плоскости, *7* – области растяжения, *8* – направление внедрения блока–индентора

Б – структурный рисунок горизонтального изгиба: *1* – блок–индентор, *2* – сдвиги, *3* – надвиги (вершины треугольников – по падению смесителей), *4* – сбросы (бергштрихи – по падению смесителей), *5* – широкие зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости, *6* – направление вращения блоков, *7* – нейтральная линия изгиба, *8* – направление внедрения блока–индентора

Баланс масс при индентационной деформации. Массы, вытесняемые при горизонтальном внедрении, могут перераспределяться тремя основными способами: вертикальным выжиманием (утолщением коры), горизонтальным (латеральным) выжиманием и горизонтальным изгибом по ходу движения индентора. Однако по поводу количественных соотношений вышеперечисленных видов компенсации внедрения единого мнения не существует. Это можно продемонстрировать на примере Центральной Азии.

Большинство французских исследователей полагают, что, помимо утолщения в Гималаях и Тибете, кора этого региона испытывает латеральную экструзию вбок от индентора – главным образом на восток, в сторону активной окраины Тихого океана [Cobbold, Davy, 1988; Jolivet et al., 1990; Peltzer, 1988; Tapponnier et al., 1986]. При этом предполагаются колоссальные амплитуды горизонтального перемещения блоков; в частности, Тибет и Индокитай были выжаты на расстояние более 1000 км. Однако, как уже говорилось выше, такие огромные амплитуды перемещения никак не задокументированы геологически и главным образом происходят из желания авторов понять, куда же деваются массы при 2000-километровом проникновении Индостана в Евразию. Кроме того, если обратиться к данным изучения структурных рисунков, то можно увидеть, что по крайней мере с миоцена, когда развивающаяся коллизия привела уже к полному захлопыванию реликта Тетиса в Гималаях и соприкосновение

Индии и Евразии стало стопроцентным, продолжающееся противочасовое вращение Индийской плиты перекрыло восточное направление эскейпа Тибетского блока и тот был вовлечен в это вращение в качестве сдвигового дуплекса. Что же касается Индокитая, то он остался в тени области противочасового вращения и испытывал, напротив, вращение по часовой стрелке; однако насколько последнее было связано с выжиманием, а насколько – с общим горизонтальным изгибом коры на восточном фланге зоны внедрения, неясно.

Существует и альтернативная точка зрения, высказываемая некоторыми авторитетными английскими геологами [Dewey et al., 1988] – что индентация действительно имеет место и существуют связанные с ней сдвиги, но они имеют незначительную, порядка нескольких десятков километров, амплитуду. Выжатые же индентором массы перераспределяются главным образом за счет утолщения коры в Гималаях и Тибете. Это представление также не лишено недостатков, так как, во-первых, геофизиками подсчитано, что удвоение мощности коры в Тибете не компенсирует целиком ее вытеснения Индостаном [Molnar, 1988; Tapponnier et al., 1986], а во-вторых, амплитуда таких крупных сдвигов, как Чаманский, Алтынтагский, Памиро-Каракорумский, Систанский, Северо-Анатолийский и др., заведомо превышает десятки километров. Даже если отрешиться от способа подсчета амплитуды через четвертичную скорость смещения (ведь нет никаких гарантий, что эта скорость выдерживалась постоянно), то и в этом случае без допущения больших амплитуд перемещений невозможно понять, как образовались грандиозные по своим масштабам присдвиговые деформации в Пенджабе, Нань-Шане, Восточном Иране и др.

Так что скорее всего истина должна находиться где-то между этими полярными точками зрения. И в этом смысле автору представляется, что отыскать ее будет гораздо легче, если добавить еще одну координату перемещения выжатых масс – по ходу движения индентора, т. е. принять, что кора способна образовывать облекающий последний крупномасштабный изгиб в горизонтальной плоскости.

Принципиальные соотношения деформаций горизонтального изгиба и горизонтального (латерального) выжимания уже рассматривались во Введении к этой книге – в контексте перечисления всех возможных видов компенсации горизонтального внедрения индентора. Вся сложность здесь заключается в том, что обе деформации возникают в сдвиговом поле напряжений и, хоть и характеризуются прямо противоположным кинематическим эффектом, тем не менее приводят к образованию по существу одной и той же сетки разломов. Очевидно, данное обстоятельство явилось причиной того, что родоначальники теории индентации не разделяли горизонтальный изгиб и горизонтальное выжимание и предпочитали говорить только о последнем [Molnar, 1988; Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1976; Tapponnier et al., 1981, 1986]. Они использовали динамический подход к решению проблемы, т. е. на основании геометрии сдвигов и других разломов строили схематические карты поля напряжений. Однако это позволяет установить только сам факт индентации и наметить предполагаемую форму индентора, но не дает возможности определить конкретное направление транспорта сдираемых индентором горных масс. Сделать последнее можно только на основании деформационного, или кинематического, подхода, помогающего установить блоки и векторы их относительного перемещения. Метод анализа структурных рисунков как раз и является одной из форм такого подхода.

Необходимо сказать, однако, что и деформационный подход требует определенной детализации для того, чтобы его можно было применять в вышеуказанных целях. Например, структурные рисунки, возникшие в обстановке

продольного удлинения, могут развиваться как в областях тектонической денудации при латеральном выжимании, так и в выпуклой части горизонтального изгиба, где развивается растяжение. Однако, если мы перейдем к флангам этой зоны, то там как раз можно довольно многое увидеть. Если продольное удлинение складчатой системы завершается на флангах формированием ограниченных сдвигами клиновидных блоков и поперечных структур сжатия, компенсирующих горизонтальное перемещение, значит мы имеем дело с выжиманием (см. рис. 48). Если же этого нет, а, напротив, зона продольного удлинения сопряжена с простым сдвигом либо заканчивается постепенно, то в данном случае присутствует изгибная деформация в горизонтальной плоскости. Так нами было показано постепенное нарастание латерального выжимания при движении вбок от лобовой зоны. Напомним соответствующие данные для Перииндийского сегмента.

В осевой зоне последнего, на Тянь-Шане, фиксируется субширотное удлинение по наличию здесь многочисленных правых сдвигов. Многие признаки строения последних говорят о вращении против часовой стрелки (см. рис. 68). На Восточном Тянь-Шане эти разломы принципиально не меняют стиль его строения, т.е. соседние сдвинутые блоки в поперечном сечении похожи один на другой. Тем не менее, к западу от Таласо-Ферганского сдвига профиль Тянь-Шаня резко меняется: здесь вместо нескольких небольших мегантиклиналей и мегасинклиналей появляется пара очень крупных сопряженных структур – Курамо-Чаткальская мегантиклиналь и Ферганская впадина. Так что здесь уже можно говорить о выжимании – правда, эмбрионального ("полублокового") типа, ибо здесь нет левого сдвига, который бы замкнул клиновидный блок с противоположной стороны. В Таджикской депрессии такой сдвиг уже есть, так что выжимание здесь более развитое ("блоковый" тип), хотя правый сдвиг на севере, судя по всему, имеет гораздо большую амплитуду. Наконец, лучше всего выражено латеральное выжимание на самом юге, в Афгано-Макранском блоке.

Возникает впечатление, что амплитуда латерального выжимания не так уж и велика напротив самого Индостана, несмотря на то, что давление его здесь особенно большое. Очевидно, это избыточное давление реализуется главным образом в сдирании и изгибе литосферы (по крайней мере ее верхней части) по ходу индентора. Срыв же выжимаемых блоков и полублоков происходит не в этой осевой зоне, а в тени ее; при этом выжимаемые блоки движутся не совсем вбок от штампа, а с тенденцией заворота по касательной, в сторону геодинамического убежища Аравийского моря.

Еще одно важное доказательство реальности крупномасштабного горизонтального изгиба в Центральной Азии – наличие двух зон простого сдвига по краям зоны внедрения. На юге они начинаются с трансформных разломов, ограничивающих микроконтиненты-инденторы, и затем проникают глубоко на север, будучи выражены широкими зонами сдвигов (разного знака) и эшелонированных мегаскладок. Западная из таких зон, надстраивающая Чаманский трансформный разлом, состоит из расширяющегося к северу домена антитетических правых сдвигов и сбросо-сдвигов и гирлянды эшелонированных мегантиклиналей. О том, что вся эта сложная система дислокаций образовалась при левом сдвиге, уже давно высказался Л. М. Расцветаев [1973]. Позднее, уже в качестве второго открытия, эту зону описали в том же качестве французские исследователи [Cobbold, Davy, 1988]. Восточная зона простого сдвига на юге начинается с Семангку-Сагайнского правого сдвига (и субпараллельных правосдвиговых нарушений), а в Северном Тибете и в Монголии она уже представлена

протяженными левыми сдвигами.[1] В целом, таким образом, обе зоны характеризуются общим стилем строения: на юге они выражены узкой зоной тесно сближенных сдвигов, попутных смещению индентора и сопровождающихся синтетическими подворотами крыльев (R-сколы зоны простого сдвига), а на севере – широко расходящимся к северу доменом сдвигов противоположного знака, характеризующихся, однако, антитетическим вращением крыльев (R_1-сколы зоны простого сдвига). Следовательно, как на юге, так и на севере сохраняется один и тот же знак ротации, соответствующий изгибу крыла горизонтальной складки, облекающей индентор.

Именно так (как это хорошо видно на фотографиях экспериментов по воспроизведению складок поперечного воздействия – см. рис. 61, 62) и должны выглядеть зоны простого сдвига на крыльях подобных структур. Внизу, где сильнее давление штампа, они состоят из тесно сближенных сбросов и взбросов, а выше, по мере появления свободного пространства, сменяются расширяющимися вверх каскадами антитетических наклонных сбросов с противоположным смещением крыльев.

Добавим, наконец, что имеются и палеомагнитные данные, свидетельствующие о попутном внедрению Индостана вращении доменов Центральной Азии. Некоторые из них приводились выше.

В Периаравийском сегменте сохраняется в принципе тот же стиль соотношений горизонтального изгиба и горизонтального выжимания, что и в Центральной Азии. Здесь также можно выделить фланговые зоны простого сдвига с переходом от синтетического к антитетическому типу строения в северном направлении. Прослеживается некоторое нарастание латеральной экструзии от лобовой зоны столкновения к флангам (например, от Кавказа к Анатолии). Вместе с тем, если взять всю западную часть Альпийско-Гималайского пояса (от Ирана до Испании), то приходится признать, что в целом здесь горизонтальный изгиб выражен существенно хуже по сравнению с Центральной Азией. Очевидной причиной этого, по моему мнению, является меньшая степень проникновения индентационных деформаций в Евразию, связанная, как говорилось выше, с буферным воздействием бассейна Паратетис. Последний принял на себя значительную часть удара со стороны Аравии и Адрии и тем самым "спас" Юго-Восточную Европу от разрушительных последствий внедрения. Для возникновения же представительной деформации горизонтального изгиба необходимо наличие достаточно большого свободного пространства впереди, которое позволило бы спокойно нараститься (и затем постепенно сгладиться) огромной горизонтальной складке облекания индентора. Напротив Индостана кора Евразии оказалась более однородной, и здесь уже ничто не могло локализовать деформацию в узком поясе.

Несмотря на то, что на западе горизонтальное выжимание преобладает над другими формами компенсации, даже в местах самого яркого его проявления можно найти следы вращения блоков, конформного движению стенок инденторов. Западно-Альпийская дуга, с одной стороны, и Карпатская и Эллинская дуги – с другой испытывают ротацию противоположного знака, уступая дорогу Адриатическому индентору. Калабро-Сицилийская дуга вращается по часовой стрелке, огибая Алжирско-Тунисский выступ. Дугообразные в плане поперечные

---

[1] Имеются попытки доказать , что восточная зона правого сдвига на самом деле еще шире и охватывает, по существу, всю Дальневосточную Азию вместе с островными дугами [Jolivet et al., 1990]. Некоторые аргументы приводились и в настоящей работе, хотя саму область островных дуг автор считает уже субмеридиональной зоной левого сдвига, замыкающей на востоке поток выжатого материала

складчатые зоны Южного Каспия скошены в направлении изгибов соседних дуг Малого Кавказа и Копетдага, играющих роль местных инденторов (см. рис. 27). Этот перечень можно продолжить.

Необходимо, таким образом, констатировать, что изгибная деформация в горизонтальной плоскости вносит весьма существенную долю в процесс компенсации горизонтального внедрения, особенно в Перииндийском сегменте Альпийско-Гималайского пояса. Наибольших масштабов эта деформация достигает непосредственно перед фронтом инденторов, тогда как области латерального выжимания вытесняются к краям зоны индентации.

Данный вывод основан только на анализе внутрикоровых структур, возникших в сдвиговом поле напряжений, и поэтому не может быть распространен на более глубинные этажи. Весьма вероятно, что на астеносферном уровне процесс латерального выжимания достигал гораздо больших масштабов и в том числе охватывал области, находящиеся непосредственно напротив внедряющихся континентов. Косвенным подтверждением этому служит наличие концентрических цепочек сбросов, грабенов и глубоких новейших впадин на периферии зон внедрения. Многие из этих структур сопровождаются активным вулканизмом, в том числе базальтовым (Рейнский грабен, Паннонская впадина, Северный Кавказ, Байкал), так что можно предполагать, что они возникли в результате проседания коры над утоняющимся астеносферным слоем. Кстати, именно к окончаниям таких цепочек структур растяжения в промежутках между инденторами приурочены зоны субдукции, которые в данном случае можно трактовать как результат сгруживания выжатого подкорового вещества и его надвигания на океан.

5.5.3. Развитие во времени орогенной геокинематики

Если индентация действительно существует, она должна по мере продвижения внедряющегося тела сопровождаться последовательным расширением сферы динамического влияния последнего и, кроме того, миграцией и наложением друг на друга составляющих ее отдельных зон. Иными словами, область действия надвигового поля напряжений с течением времени будет наступать на таковую сдвигового поля, а та – на область сбрасообразования. Соответственно будут смещаться и более дробные зоны проявления разных деформационных обстановок. Должно также проявиться и вращение вокруг вертикальной оси сдвигов, которое способно изменить знак их смещения.

Первым обратил внимание на все эти обстоятельства П. Таппонье, который сумел найти несколько весьма характерных примеров [Tapponnier et al., 1981, 1986]. В частности, удалось логично объяснить смену знака сдвига Красной реки (в палеогене он вел себя как левый сдвиг, а в плиоцене–квартере как правый) его вращением вокруг вертикальной оси в ходе деформации. Кроме того, было отмечено общее омоложение новейших структур с юга на север в Центральной Азии [Tapponnier et al., 1986] и наложение надвигов на сдвиги в Афганистане [Tapponnier et al., 1981]. Некоторые советские геологи доказывали омоложение к северу среднеазиатских деформаций от Афганистана и Памира к Тянь-Шаню [Баженов, Буртман и др., 1993; Дронов, Абдулла, 1984; Леглер, Пржиялговская, 1979; Макаров, 1989; Сборщиков, 1988]. Имеются свидетельства в пользу северной пропагации Байкальского рифта (устное сообщение В. Г. Николаева).

Изменение в ходе эволюции знака разрывов Рейнского грабена также, вероятно, из этой же области. В эоцене – начале олигоцена они проявляли себя как сбросы, а в более позднее время, особенно с конца миоцена – как сдвиги и сбрасо-сдвиги [Bergerat, 1983]. Можно, таким образом, предположить, что в эоцене

данная область находилась еще на периферии зоны динамического влияния Адриатического индентора и поэтому продольное удлинение происходило тогда в сбросовом поле напряжений. Однако позже, по мере продвижения Адрии к северу, на структуры, сформированные в этой обстановке, наложилось сдвиговое поле напряжений.

Наложение надвигового поля на сдвиговое можно предполагать по косвенным признакам для таких районов, как Альпы, Большой Кавказ и Тянь-Шань, где антитетические сдвиги заметно повернулись вокруг вертикальной оси; кроме того, в некоторых районах (Альпы, Кавказ) сдвиги развивались в обстановке транспрессии.

Приведенные факты достаточно симптоматичны и позволяют, если и не убедиться в правомочности представлений об индентации, то уж, во всяком случае, задуматься в соответствующем направлении. Очевидно, что вопрос о миграции и наложении деформационных зон составляет самостоятельную проблему, которая еще требует своего исследования.

Общее омоложение структуры к северу в каждой из зон внедрения осложнялось достаточно серьезными вариациями, связанными с особенностями траектории блоков и плит на соответствующий отрезок времени.

Как было показано на примере Перираравийского сегмента, для которого обобщены данные по возрасту складок и разрывов (см. рис. 82, 83), столкновение, начавшееся в эоцене, первоначально пришлось только на западную часть Аравийского выступа Афроаравийской плиты. В результате была сформирована покровно-складчатая структура Анатолийского и Балканского регионов, имеющая пиренейский и савский возраст. В Юго-Восточном Иране в то время заканчивала свое существование островная дуга Систана и Макрана, однако общего сжатия еще не было. Последнее началось только в конце олигоцена – раннем миоцене (савская и штирийская фазы) и быстро распространилось на весь Восточный Иран и Копетдаг, захватив даже запад Туранской плиты. Такое распространение коллизии на восток от точки первоначального столкновения, наряду с некоторыми структурными данными (весьма характерна в данном отношении дугообразная Аден-Мангышлакская правосдвиговая зона с выпуклостью к востоку), позволило сделать вывод о противочасовом вращении Аравийской платформы в раннем миоцене, с полюсом в районе Синайского полуострова. По времени это как раз совпадает с началом раскрытия Аден-Красноморской рифтовой системы, т. е. с отделением от Афроаравии самостоятельной Аравийской плиты.

В конце миоцена, после некоторой паузы в середине последнего (очевидно, связанной с консолидацией и сопротивлением внедрению Копетдагско-Иранского блока), очередное усиление спрединга в возникшем к тому моменту Красном море привело к перестройке траектории движения Аравийской плиты. Северо-восточное направление ее движения было перекрыто консолидированным Ираном, а еще дальше к востоку оказывал сильное давление на свои бока Индостанский индентор. Единственный возможный путь, который в подобной ситуации могла использовать Аравийская плита – это движение к северу, где еще сохранялся Черноморско-Кавказский остаточный прогиб (Паратетис). Траектория смещения последней выпрямилась, полюс вращения отъехал к западу, в район своего современного положения. Область главного удара Аравийского индентора также сместилась к западу, в район Эльбурса и современной Южно-Каспийской впадины. Последняя (если иметь в виду ее субмеридиональную наложенную котловину) образовалась в конце миоцена – раннем плиоцене как результат широтного растяжения и ухода в стороны Кавказского

и Копетдагского блоков, ограниченных, соответственно, правыми и левыми сдвигами. Особенно сильно выжимался к северо-западу Кавказ, имевший гораздо больше свободного простанства впереди по сравнению с Копетдагом.

Наконец, в конце плиоцена упрочение коры Кавказа и одновременное углубление Южно-Каспийской впадины привели к очередной, уже меньшего масштаба, перестройке движения выжимаемых блоков. Теперь центром притяжения последних стала уже Южно-Каспийская впадина, в сторону которой начал активно выжиматься Малый Кавказ, а область наибольшего давления Аравии соответственно сместилась еще дальше к западу, в район Эрзерумской шейки коллизионного пояса. На флангах Аравийского индентора в течение всего неогена шло выжимание Анатолийского и Макранского блоков.

К сожалению, автор не располагает столь подробными данными о возрасте деформаций в Периадриатическом и Перииндийском сегментах, однако некоторые обстоятельства заставляют думать, что последние характеризовались принципиально сходным стилем развития горизонтальных движений. Вспомним, в этой связи, относительно древний возраст деформации областей, находящихся непосредственно напротив западных выступов индеторов (Пьемонтские Альпы и Каракорум); он может свидетельствовать о более раннем начале коллизии в этих местах. В то же время, на севере зон внедрения наблюдается обратная картина: там деформации как будто омолаживаются с востока на запад. Так, например, для района Алтынтагского разрыва доказывается олигоцен-раннемиоценовый возраст начала новейших деформаций [Tapponnier et al., 1986]. В олигоцене они начались и в Прибайкалье [Шерман, Леви, 1978]. Зато Таджикско-Таримская впадина была перекрыта Памиром совсем недавно – в плиоцен-четвертичное время [Кучай, 1983; Леглер, Пржиялговская, 1979; Макаров, 1989, 1990]. Некоторые исследователи отмечают усиление воздымания и сжатия в четвертичное время для Альп [Trümpy, 1985]. Во всяком случае, очевидно, что латеральное выжимание в Альпийско-Карпатском регионе в позднем миоцене – квартере шло гораздо интенсивнее, чем в районе Черногорской шейки Балканид.

Охарактеризованные данные позволяют представить следующую типовую последовательность событий при коллизии для каждого из микроконтинентов-инденторов:

1) первоначальное столкновение асимметричных в плане микроконтинентов с Евразией (см. рис. 67, 89, 92) в районе их смещенных к западу вершин-выступов и сильные деформации в соответствующих участках орогенного пояса (Пьемонт, Битлис, Кохистан-Ладакх); к востоку от выступов в начале столкновения еще присутствуют значительные участки океанической коры;

2) вращение микроконтинентов против часовой стрелки, сопровождаемое субдукцией остатков океанической коры и, соответственно, удлинением и выравниванием активной коллизионной границы; выдвигание на север восточных "плечей" горизонтальных грабенов (Балканы, Копетдаг–Восточный Иран, Восточный Тибет); можно предполагать, что одновременно с созданием здесь избытка масс противочасовое вращение формировало открывающиеся на запад клинораздвиги на противоположной стороне областей выжимания в районе Панноно-Мизийской, Куринско-Южно-Каспийской и Таджикско-Таримской межгорных впадин;

3) по мере увеличения градиентов масс к северо-востоку от инденторов – приостановка их противочасового вращения и выдвигание к северу западных "плечей" горизонтальных грабенов (Альпы, Малый Кавказ, Памир), стремящихся закрыть остаточные бассейны либо новообразованные в результате движений

предшествующей фазы клинораздвиги; это движение сопровождалось поворотами уже по часовой стрелке.

Таким вот, несколько противоречивым (колебательным в горизонтальной плоскости) представляется автору процесс подгонки краев асимметричных континентальных массивов при коллизии, приводящий к выравниванию корового утолщения. Основным мотивом здесь является "заякоривание" выступов, что приводит к возникновению крутящего момента, способного вызвать поворот микроконтинента-индентора и, соответственно, несущей его плиты. На это уже обратил внимание индийский геофизик У. Чандра применительно к Индостану [Chandra, 1979].

Попробуем теперь проанализировать возможные последствия вращательного движения плит-инденторов: его влияние на некоторые наиболее общие особенности кайнозойской деформации Евразии и соседних регионов.

На начальной стадии поворота плите, несущей микроконтинент-индентор, приходится вписываться в заложенные ранее системы трансформных разломов, и это может привести к внутриплитной деформации (см. рис. 92). Скорее всего именно с этим связано возникновение сжатия в океанической части Индийской плиты, которое особенно интенсивно проявлялось в раннем эоцене и позднем миоцене–квартере [Коган и др., 1996; Пилипенко, Корсаков, 1992]. Первая из этих фаз как раз соответствует стадии начальной коллизии; что же касается второй, то она может быть соотнесена с эпохой полного исчезновения остаточных бассейнов и резкого усиления сжатия в коллизионном поясе. Не исключено также, что заметно изогнутая в плане конфигурация Индостана, с сильно оттянутым к востоку южным мысом и оторванным Цейлонским блоком, также оформилась в результате действия крутящего момента, связанного с зацеплением плиты. В Периаравийском сегменте начальное столкновение проявилось в инициальном вулканизме Афарского треугольника и близлежащих частей Аденско-Красноморского рифта.

На определенном этапе, однако, назревает ситуация, когда существующие кинематические системы океана уже не выдерживают напора поворачивающейся плиты. Именно с этим моментом У. Чандра весьма убедительно связывает так называемую "Великую индоокеанскую перестройку" осей спрединга, произошедшую в эоцене [Williams, 1986]. Начиная с данного момента противочасовое вращение Индостана особенно заметно отразилось в палеомагнитном материале [Klootwijk et al., 1981, 1985]. В Периаравийском сегменте ротация Аравийского выступа Афроаравии к концу олигоценовой эпохи привела к полному отрыву последнего от Африканской плиты и возникновению новой спрединговой системы Красного моря – Аденского залива и правых сдвигов Оманской линии.

Можно предполагать, что на первоначальном этапе коллизии, помимо надвигов и других структур сжатия, начинают формироваться и структурные комплексы, связанные с латеральным выжиманием материала из зоны столкновения. Так как микроконтиненты-инденторы скошены к востоку, эскейп выжимаемых блоков скорее всего должен был быть направлен в этом же направлении. В тот период действительно могла проявиться прогнозируемая П. Таппонье [Tapponnier et al., 1986] экструзия Тибета и Центрального Ирана к востоку, однако конкретных доказательств реальности такого перемещения и данных об его амплитуде пока немного. Неясно также, существовали ли и сами вышеуказанные блоки в их современном виде, ибо между ними и гондванскими микроконтинентами еще сохранялись треугольные заливы океана Тетис. Однако выжиматься могла и астеносфера, и, видимо, не случайно, что именно в конце палеогена закладываются и интенсивно развиваются находящиеся к юго-востоку от зон

столкновения островные дуги Макрана и Индонезии, которые могли компенсировать перемещение выжимаемых блоков.

По мере вращения индентора длина активной границы его соприкосновения с деформируемым материалом будет последовательно возрастать, свидетельством чего является констатировавшаяся нами выше продольная миграция областей складко- и покровообразования с запада на восток (Гималаи моложе Ладакха и Каракорума, хотя и подняты сейчас на большую высоту, Загрос моложе Тавра, Динариды – Альп).

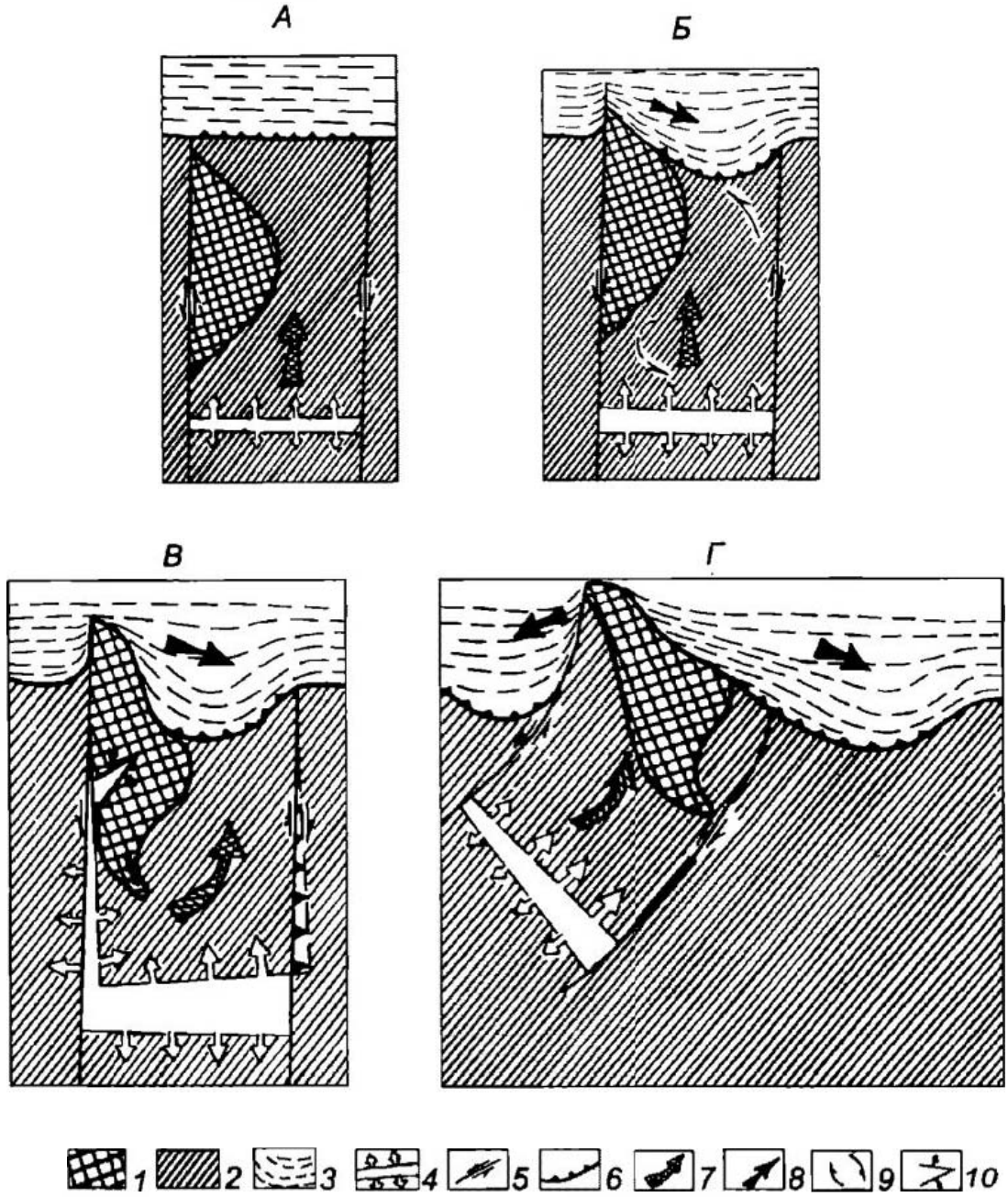


Рис.92. Эволюция во времени деформации вдавливания асимметричного горизонтального индентора в коллизионный пояс, с использованием: [Chandra, 1979] (см. также рис.70)

А – до столкновения; *Б* – столкновение и начало одностороннего выжимания масс в геодинамическое убежище; *В* – "заякоривание" индентора и связанная с этим внутриплитная вращательная деформация; *Г* – приспособление конфигурации плит к вращению, вызываемому "заякориванием" индентора; удлинение активной границы последнего и симметричное латеральное выжимание к геодинамическим убежищам на обоих флангах

1 – области с континентальным типом коры (микроконтиненты-индеторы); *2* – области с океаническим типом коры; *3* – генеральный структурный план складчатого пояса; *4* – оси спрединга; *5* – трансформные разломы; *6* – зоны субдукции; *7* – направление перемещения плиты, несущей микроконтинент–индентор; *8* – направления латерального выжимания масс; *9* – крутящий момент, разворачивающий плиту; *10* – локальный внутриплитный клинораздвиг

Продолжающееся ввинчивание асимметричного индентора вызовет чрезвычайно важные последствия. Если на исходном этапе коллизии он действует в качестве плуга, отбрасывающего "грунт" – в одну сторону (в данном случае, к востоку), то позже такая геокинематическая ситуация претерпевает существенную корректировку. Удлинение активной границы индентора с деформируемым материалом приведет к возрастанию трения и соответственному уменьшению масштабов латерального выжимания. В результате усилится горообразование: индентор из "плуга" постепенно превращается в "бульдозер", сгруживающий материал перед собой (рис. 92, *Г*). Как известно, в позднем миоцене резко возросла амплитуда горообразования в пределах всего Альпийско-Гималайского коллизионного пояса.

Поскольку инденторы уже теряют свою первичную асимметрию, латеральное выжимание может стать равномерным в обе стороны либо даже сменить знак (см. рис. 92, *Г*). Именно в это время оформляются структурные рисунки западных блоков зон выжимания, интенсивно выдвигаются к западу Западно-Альпийский, Альборанский, Анатолийский и Центрально-Афганский блоки. Зато выдвижение к востоку треугольных блоков Тибета, Центрального-Восточного Ирана и Балканид уже блокировано противочасовым вращением гондванских микроконтинентов. На данном этапе начинает действовать схема углового континентального перекрытия, в свое время предложенная С. Кэри [Carey, 1955]. Попробуем ее конкретизировать в категориях структурного рисунка.

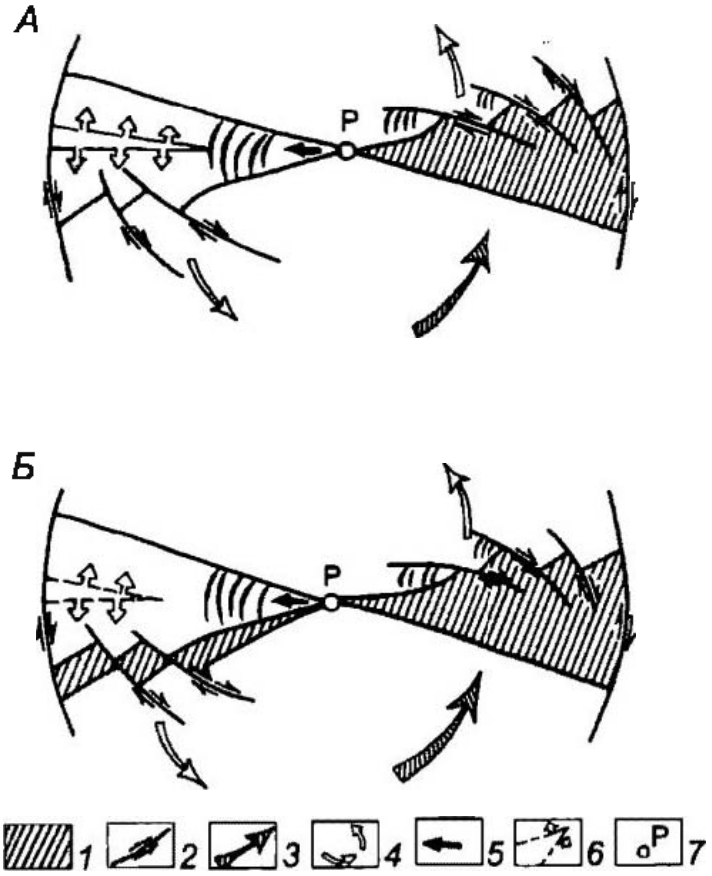
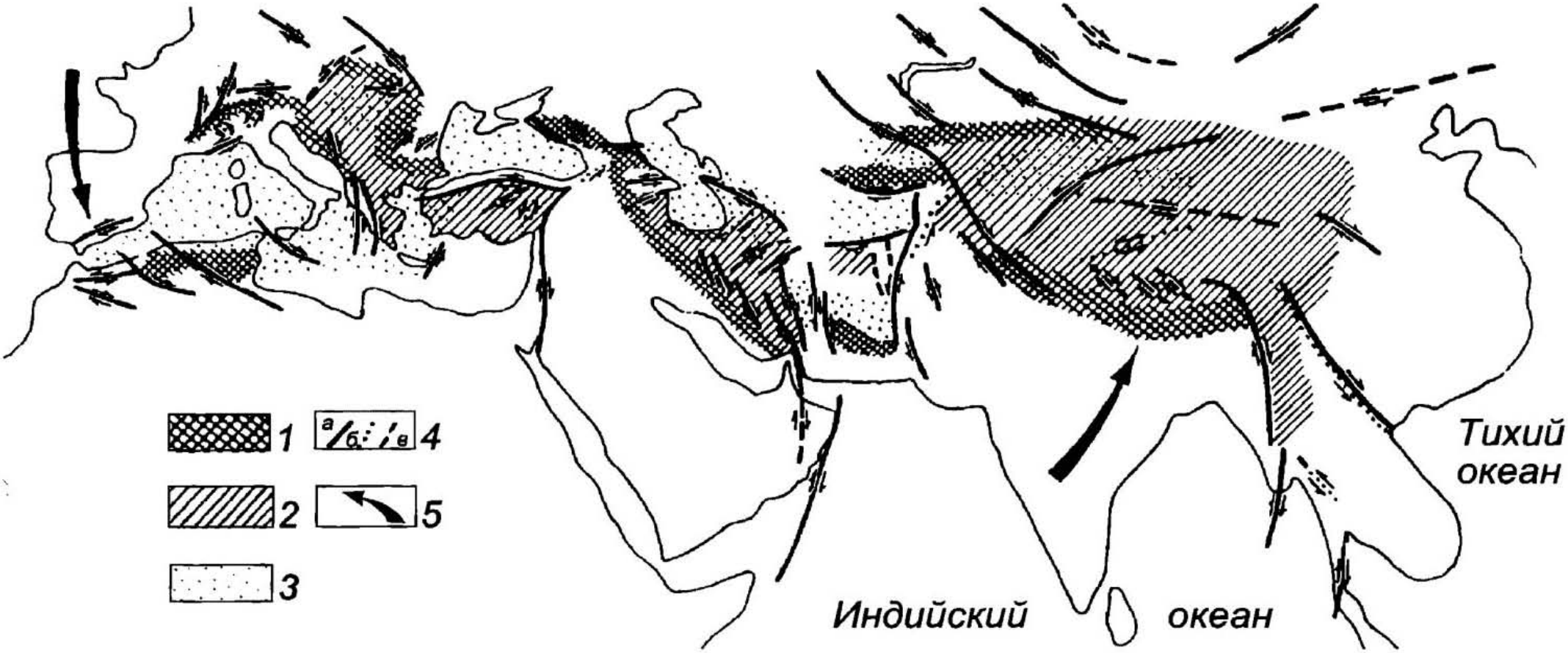


Рис.93. Структурный рисунок, образующийся при шарнирном повороте в горизонтальной плоскости двух соседних блоков [Carey, 1955, с дополнениями автора]

А – с полным разрывом континентальной коры в области растяжения (Бискайский тип); *Б* – с частичным разрывом и утонением континентальной коры в области растяжения (Средиземноморский тип)

1 – области клиновидного надвигового перекрытия; *2* – сдвиги; *3* – направление поворота активно смещающегося блока; *4* – направление крутящего момента в деформируемом материале; *5* – направления латерального выжимания масс; *6* – области клиновидного раздвигового зияния с возможной осью спрединга; *7* – полюс вращения двух соседних блоков


1
2
3
4
5
Тихий
океан
Индийский
океан

На рис. 93 показан типовой структурный рисунок, который может возникнуть при подобном перекрытии. Его характерным элементом являются дугообразные сдвиги (в данном случае – правые), амплитуда которых увеличивается к раструбам клинонадвигов и клинораздвигов. Отличие ситуаций, изображенных на верхнем и нижнем рисунках, – в мере компенсационного растяжения. Наверху растяжение охватывает весь слой литосферы, за счет чего формируется рифт или ось спрединга. На нижнем рисунке верхняя часть коры сжата и в результате глубинное растяжение реализуется только в виде возникновения глубинного диапира, распирающего свои стенки. Это может выразиться в формировании складчатой зоны на крыле последнего.

Схема наиболее молодых, плиоцен-четвертичных, структур Альпийско-Гималайского орогенного пояса (рис. 94), на мой взгляд, может служить иллюстрацией данного структурного рисунка. Она показывает общее преобладание молодых правых сдвигов над левыми, которые часто "запечатаны" либо даже имеют реверсионный характер (разлом Красной реки в Индостане). Обращает на себя внимание концентрация правых сдвигов около раструбов клиновидных перекрытий либо зияний и их дугообразная конфигурация.

На основании всех этих фактов рискну высказать предположение, что одновременные, но ранее не связывавшиеся между собой явления – раскрытие впадин Средиземноморья и континентальное перекрытие и горообразование в Азии – на самом деле сопряжены и имеют одну общую причину – противочасовое вращение блоков-инденторов (прежде всего, Индостана). В олигоцене – раннем миоцене роль такого компенсационного клинораздвига играл, вероятно, Паратетис, резко углубившийся в начале олигоцена, а с конца миоцена, после резкого выдвижения Аравии на север, – Средиземное море.

Поскольку кора везде достаточно сильно сжата (Африка также двигается к северу), растяжение в Средиземноморье могло реализовываться только в форме подъема глубинных диапиров, и структуры сжатия в Калабро-Сицилийской и Эллинской дугах возникли в определенной мере за счет их распирающего воздействия. Конкретное же расположение участков растяжения и подъема глубинных диапиров контролировалось уже рассмотренными выше процессами латерального выжимания масс из мест внедрения микроконтинентов-инденторов. Таким образом, для западной части коллизионного пояса в определенной мере применима та модель генезиса складчатых зон, которую предложил В. В. Белоусов [1976]. Более того, как ни парадоксально это звучит, она может быть увязана с мобилистическими построениями.

5.5.4. Влияние коллизии в Альпийско-Гималайском поясе на новейшую структуру сталкивающихся плит

Коллизионные деформации, по определению, должны захватывать сами сталкивающиеся плиты. В частности, при захлопывании океана Тетис в складко- и покровообразование были вовлечены не только осадки последнего, но и материал обрамляющих его континентов. Об этом можно судить по ремобилизации огромных масс сиалической коры, составляющей фундаменты Индийской и Евразийской плит в Гималаях, Тибете и Тянь-Шане.

←

Рис.94. Структурная схема Альпийско-Гималайского коллизионного пояса для плиоцена–квартера

1,2 – области континентального перекрытия: *1* – складчатые зоны, *2* – плато; *3* – области относительного растяжения и проседания коры; *4* – сдвиги: *а* – позднемиоцен-четвертичные, *б* – более древние альпийские, *в* – сквозные или неясного возраста; *5* – направление предполагаемого крутящего момента, стремящегося повернуть Евразию против часовой стрелки

Особенно широко коллизия воздействовала на кору Евразии, которая явилась главным объектом деформации. Северная граница Альпийско-Гималайского орогенного пояса весьма постепенная, и найти в пределах Северной Евразии участки, совсем не затронутые коллизионными процессами, по мнению автора, чрезвычайно трудно. Это, разумеется, никоим образом не характеризует интенсивность альпийского стресса на периферии зон внедрения и не отменяет необходимости изучать его взаимодействие с другими мощными источниками новейших напряжений, например, спредингом в Атлантике–Арктике и субдукцией на западе Тихого океана, а также с независимыми внутриплитными процессами.

Большинство исследователей разделяет ныне точку зрения Э. Аргана [1935] о том, что эпиплатформенный орогенез в Средней, Центральной Азии, а также районах Предкавказья, Скифской и Туранской плит происходит в обстановке субмеридионального давления со стороны гондванских микроконтинентов. Дискуссии здесь ведутся только по поводу относительной роли созданных этим давлением разных полей напряжений в эпиплатформенном орогенезе. Некоторые авторы, считая, что в области динамического влияния индентора последовательно сменяются с юга на север надвиговое, сдвиговое и сбросовое поля, подчеркивают вероятность больших горизонтальных перемещений в сдвиговом поле [Копп, 1991 в, 1994; Трифонов, 1983; Cobbold, Davy, 1988; Mattauer, 1986; Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1976; Tapponnier et al., 1986]. Другие же отдают приоритет утолщению коры в надвиговом поле (посредством образования надвигов, мегантиклиналей и сводов), а сдвиговой деформации отводят второстепенную роль [Макаров, 1990; Dewey et al., 1988].

Легко видеть, что материалы исследования структурных рисунков свидетельствуют в пользу первой из вышеуказанных точек зрения. Анализ кинематики зон внедрения показывает, что такие области, как Тянь-Шань, Северный Тибет, Алтай и Южная Монголия, находятся в той части зоны динамического влияния Индостана, где в наиболее чистом виде должна проявляться собственно сдвиговая (почти плоская) деформация. То продольное удлинение, которое возникает при повороте домена антитетических сдвигов (с амплитудами порядка хотя бы нескольких десятков километров) в сторону оси растяжения, должно достигать значительных величин, существенно превышающих размер вертикального перемещения блоков. Если суммарная деформация продольного удлинения составляет всего 20% (при минимальном угле поворота сдвигов 10–15°), то длина такой складчатой зоны, как Тянь-Шань (современная протяженность порядка 1500 км) должна была увеличиться на 200–300 км.

Однако эта цифра может оказаться еще большей за счет пластического течения пород в горизонтальной плоскости. Об этом может свидетельствовать широкое распространение горизонтальной, продольной по отношению к структурному плану метаморфической линейности в Казахстане [Милеев, 1977], на Таласском хребте (устное сообщение А. Г. Малюженца) и на Южном Тянь-Шане [Коньгин и др., 1988; Леонов, 1993] (если, конечно, появятся доказательства, что она сформировалась в существенной мере в новейшее время – пока это мною только предполагается). Согласно рассмотренной выше кинематике деформаций, наибольшее продольное расплющивание должно возникать в "днищах" горизонтальных грабенов (Южная Монголия, Куньлунь), откуда должен быть направлен отток материала к "плечам" последних.

Учитывая все это, а также возрастающий к югу, т. е. к Индостану, параллелизм палеозойского, киммерийского и альпийского структурных планов (в районе Тянь-Шаня, Южной Монголии и Северного Тибета он становится прямо-таки

удивительным!), можно выдвинуть предположение о линеаризации древних структур в альпийском поле напряжений [Копп, 1991 в]. Сходные мысли, правда, в несколько ином контексте, высказывались Н. А. Яблонской [1989].

Необходимо отметить все же, что под "линеаризацией" автор понимает здесь не столько, может быть, переориентировку принципиально иного палеозойского линейного структурного плана, сопровождающуюся формированием перекрестной складчатости (хотя местами и это нельзя исключить), сколько усиление первоначально более аморфно проявленной субширотной зональности. Позднепалеозойские и киммерийские структуры, образованные столкновением с Евразией перемещавшихся к северу гондванских террейнов [Такур, 1984; Чанг Чен Фа, Пан Юшен, 1984], изначально могли не очень сильно отличаться по своей ориентировке от альпийских. Тем не менее, палеозойские складчатые области Центральной Азии уже давно по особенностям своего структурного стиля подразделяются на две категории: мозаичные и линейные [Моссаковский и др., 1993]. Первые отличаются от вторых худшей ориентированностью структурного плана, изометричной конфигурацией тектонических единиц и отсутствием строгой упорядоченности в их расположении.

Обратим внимание на интересный факт: линейные складчатые области (Тянь-Шань, Монгольский Алтай, Северный Тибет) находятся как раз в той части зоны динамического влияния Индостана, где, судя по характеру новейших разломов, на позднеальпийском этапе действовали сдвиговое и надвиговое поля напряжений. Области же мозаичного строения (Казахстан, Алтай, Северная Монголия) приурочены к периферии зоны влияния Индостана, находившейся в неогене под воздействием сбросового поля. Не означает ли это, что в позднем палеозое и Тянь-Шань представлял собой мозаичное складчатое сооружение?

Не отвлекаясь больше на обсуждение спорных вопросов, связанных с ролью сдвигового поля напряжений в формировании эпиплатформенных неоструктур Центральной Азии и с возможностью линеаризации более древних структурных направлений в альпийском тектодинамическом поле, вернемся к основной линии рассуждений.

Итак, роль внедрения гондванских осколков в Евразию при формировании высокоподнятых эпиплатформенных горных сооружений представляется бесспорной. Однако можно ли этот вывод распространить на платформенные области с менее интенсивным типом новейшего развития, вроде Центрального Казахстана, Прикаспия, Украины, Средней Европы и Северо-Западной Африки, пока не совсем ясно. Ведь многие из развитых там неоструктур чрезвычайно пологи и обладают изометричной конфигурацией, прямо не вписывающейся в альпийский структурный рисунок индентации. Некоторые же, как, например, линия Мангышлак – вал Карпинского или Пальмирская складчатая зона, отделены от зоны коллизии недислоцированными участками и являются, таким образом, чисто внутриплитными по своему расположению. Еще труднее говорить о связи с альпийским стрессом такого новейшего орогена, как Урал, который, помимо удаленности, обладает еще и поперечной к коллизионному поясу ориентировкой.

Тем не менее, накапливаются многочисленные данные, главным образом, из области сейсмотектоники, современной геодинамики и результатов изучения новейших палеострессов, свидетельствующие о глубоком проникновении альпийского поля напряжений в кору соседних платформ [Гущенко и др., 1990; Копп и др., 1994; Корчемагин, Емец, 1987; Леонов, 1995; Милановский и др., 1989; Расцветаев, 1987 а; Bergerat, 1983; Hippolyte et al., 1993; Illies, 1975; Letouzey,

Tremolier, 1980]. Если говорить о Евразийской плите, то здесь несомненные альпийские стрессы достигают юга Балтики, Прикаспия и Южного Урала.

Обращает на себя внимание в этой связи упорядоченное (по отношению к элементам зон внедрения инденторов) расположение областей поднятия и опускания платформ [Копп, 1991 в]. Так, на северном продолжении горизонтальных грабенов и осей растекания находятся Каспийская и Таримско-Уренгойская меридиональные полосы погружения (рис. 95), а напротив выступающих к северу "плечей" этих грабенов расположены Транскавказская, Копетдаг-Уральская, Памиро-Кокчетавская и Нань-Шань-Прибайкальская меридиональные полосы поднятия. Тургайско-Мургабская полоса прогибов (так называемая "Туранская виргация") еще Э. Арганом [1935] связывалась с наличием промежутка между Аравией и Индостаном. Сходные вещи узнаются и в обрамлении Адриатического индентора. Здесь на простирании Альпийской оси растекания находится перемычка (деформационная шейка – аналог Верхнеиртышской новейшей седловины?) между новейшими поднятиями Центрального Французского массива, с одной стороны, и Рейнско-Богемской группой массивов Средней Европы – с другой. Характерно, что в первом из них (двойник блока Центрального Казахстана?), по данным анализа трещиноватости, широко развиты новейшие правые сдвиги, а во втором (аналог Алтайско-Байкальской системы новейших поднятий?) – левые [Bergerat, 1983; Illies, 1975]. Сюда, таким образом, несомненно продолжается Альпийская зона растекания, а дальше к северу на ее простирании находится новейшая впадина Парижского бассейна (аналог Уренгойской синеклизы на неотектоническом этапе развития?).

Несомненно, что в полной мере считать вышеупомянутые платформенные структуры коллизионными, разумеется, нельзя, и здесь должны присутствовать достаточно сложные многофакторные взаимодействия. Новейшие структуры растяжения могут наследовать древние бассейны либо открываться в них.

Так, например, область плиоцен-четвертичного сбрасообразования на северной периферии зоны внедрения Аравии (Ергенинский, Средневолжский уступы и др.) приурочились к древней Прикаспийской синеклизе – просто потому, что она оказалась рядом; Байкальский грабен оказался лишенным такой возможности и отчасти поэтому развивается в обстановке поднятия. Верхнеиртышская новейшая впадина открывается в Уренгойскую синеклизу Западно-Сибирской платформы, а Рейнский грабен – в синеклизу Северного моря. Аквитанский новейший бассейн, для которого можно предполагать растяжение фундамента (по типу раскрывающегося к западу сфенохазма), вписался в более древний (раннемеловой) клинораздвиг Бискайского залива. Уральский ороген олигоцен-четвертичного возраста возник в зоне столкновения Восточно-Европейской субплиты, перемещавшейся в олигоцене к юго-востоку [Копп, 1996], с Центрально-Казахстанским блоком, вытесненным Индостаном к северо-западу.

Изолированные в пределах платформ Пальмирская складчатая зона и цепь новейших поднятий вала Карпинского – Мангышлака образовались из мезозойских авлакогенов, смятых в результате альпийской коллизии. Это отражается как в возрасте, так и в стиле деформаций. Пальмириды, как и вообще вся область внутриплитных дислокаций запада Аравийской платформы, возникли в позднем миоцене – квартере – на последней стадии развития Левантинского разлома, когда он уже приобрел современную конфигурацию. В структурном рисунке этой складчатой системы очень четко проявились особенности, связанные с огибанием западным краем Аравийской плиты задерживающего изгиба трансформного разлома [Копп и др., 1994].

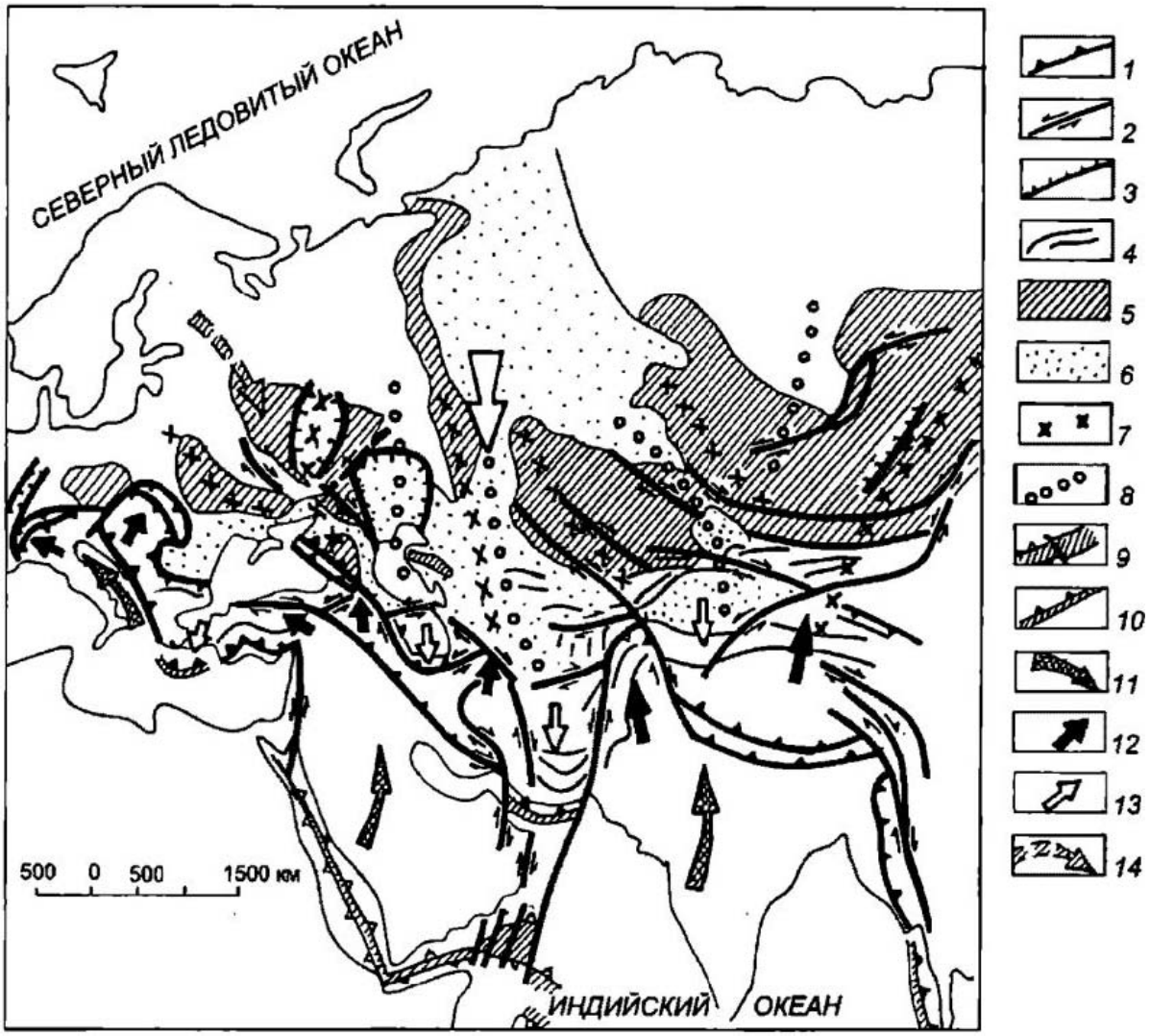


Рис.95. Отражение коллизионных деформаций Альпийско-Гималайского пояса в особенностях новейшей структуры платформ Евразии

1 – надвиги и покровы (вершины треугольников – по падению сместителей); *2* – сдвиги; *3* – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); *4* – оси складок и мегаскладок; *5,6* – области платформ, вовлеченные: *5* – в пологое поднятие, *6* – в пологое опускание; *7,8* – оси пологих новейших: *7* – поднятий, *8* –опусканий; *9* – оси спрединга; *10* – зоны субдукции; *11* – направления перемещения гондванских микроконтинентов-индукторов (по отношению к Евразии), *12* – направление северного (по отношению к Евразии) перемещения главных блоков, выжатых индукторами; *13* – направление южного (по отношению к Альпийско-Гималайскому поясу) компенсационного перемещения блоков; *14* – направление предполагаемого перемещения Восточно-Европейской субплиты относительно Атлантической оси спрединга

Туаркыр и Мангышлак сформировались в раннем миоцене одновременно с Восточным Ираном и Копетдагом; в их взаимном расположении и внутренней структуре ощущается влияние дугообразного правого сдвига, вдоль которого весь Периаравийский сегмент поворачивался против часовой стрелки. Наконец, новейшая структура Северного Предкавказья, вала Карпинского и Доно-Медведицких дислокаций начала развиваться с позднего миоцена в связи с захлопыванием Кавказского прогиба. Пологие крылья таких внутриплатформенных структур, как вал Карпинского, Мангышлак и Туаркыр, заставляют предполагать, что альпийское сжатие могло захватить только их корневые части, тогда как верхние горизонты деформировались уже в существенной мере в сбросовом либо сдвиговом поле напряжений.

Сказанное означает, что среди внутриплитных дислокаций, образовавшихся в связи с альпийской коллизией, следует выделять две категории: 1) собственно

коллизионные, т. е. такие, которые не могли не возникнуть в определенных точках зон влияния инденторов; обычно такие дислокации характеризуются особенной интенсивностью и их уже очень условно можно считать внутриплатформенными, так как они составляют качественно новое образование – эпиплатформенные орогены, и 2) связанные косвенно с альпийской коллизией и образующиеся лишь при некоторых дополнительных условиях: наличии ослабленных зон, например, древних авлакогенов, или соседстве, а также пространственном совпадении с крупными платформенными структурами близкого стиля развития или же, наконец, при взаимодействии альпийских стрессов с другими мощными источниками напряжений (например, ось спрединга в Атлантике и Арктике либо зона субдукции на западе Тихого океана). Кстати, внутриплитные структуры этой самой последней группы, возникающей при интерференции тектодинамических полей глобального значения, также могут обладать внушительными размерами и высокой степенью преобразования коры (новейший Урал, структуры растяжения Китая и др.).

Характер внутриплитных дислокаций, связанных с коллизией, в существенной мере зависит также и от места их проявления: к северу или югу от Альпийско-Гималайского пояса, поскольку динамическое воздействие Евразии и гондванских фрагментов при формировании последнего оказалось существенно неодинаковым По этому признаку можно выделять два типа коллизионных (в широком смысле) деформаций: активных и реактивных. Первые возникали в Евразии, которая подвергалась "бомбардировке" со стороны гондванских плит-инденторов, вторые же вызваны расплющиванием лобовых частей последних и реактивным откатом некоторых блоков из зоны столкновения.

Активные коллизионные деформации, в соответствии с их природой, захватили гораздо больше пространства, но при этом чрезвычайно постепенно убывают по удалении от Альпийско-Гималайского пояса.

Реактивные коллизионные деформации, в отличие от предшествующих (характеризующихся широким распространением и непрерывностью в пространстве), охватывают только края плит-инденторов. Ярче всего они представлены в лобовых зонах последних (Загрос, Гималаи), где они отличаются необыкновенной интенсивностью, но зато быстро сходят на нет (последнее обстоятельство связано со сгруживанием материала непосредственно перед индентором). По удалении от лобовых частей вбок сжатие все больше сочетается со сдвигом (Сулеймановы горы, Оман).

К реактивным деформациям должны также относиться и те, которые могут быть связаны с вращением асимметричных плит-инденторов, вызванным зацеплением их выступающих углов. К этому кругу относятся такие явления, как образование в олигоцене клинораздвига в северо-восточной части Афроаравии (который в конце концов развился в Красноморско-Аденский рифт, отделивший в раннем миоцене новообразованную Аравийскую плиту от Африки) или же эоценовое сжатие северо-восточного края Индийской плиты (в океане), вероятно, связанное с несвободным поворотом последней против часовой стрелки. Более гипотетически сюда можно включать возникновение изогнутой (в плане) формы Индостанского микроконтинента, с оттянутым к востоку Цейлоном, и излияние декканских траппов.

5.5.5. Некоторые общие особенности деформации, связанной с горизонтальным вдавливанием инденторов

Рассмотренный материал позволяет сделать некоторые теоретические выводы относительно общих закономерностей механизма и кинематики деформации, обусловленной горизонтальным внедрением инденторов в пластичный материал.

1. Вытеснение скучиваемых масс в местах внедрения происходит следующими способами: а) вертикальное выжимание материала вверх, сопровождаемое утолщением коры и связанными с этим покрово- и складкообразованием; б) горизонтальное выжимание его к индентору, в результате чего образуются наложенные на последний надвиговые структурные дуги – складки продольного изгиба в горизонтальной плоскости (Гималай-Сулейманова дуга, дуги Загроса и др.); в) горизонтальный изгиб – выгибание коры по ходу индентора в процессе наращивания облекающей его мегаскладки поперечного изгиба (в горизонтальной плоскости); г) латеральное выжимание материала коры; этот процесс усиливается по направлению к краям зон динамического влияния инденторов и, напротив, ослабевает в их осевых частях, где возрастает значение вертикального выжимания и горизонтального изгиба литосферы.

2. На общее утолщение коры перед фронтом внедрения накладывается ее тектоническая эрозия в результате растяжения. Последнее особенно возрастает в промежутках между инденторами (Эгейский регион, Макран, Восточный Иран, Китай, Зондский архипелаг), где формируются системы листрических сбросов, а местами идет рассеянный спрединг, сопровождающийся формированием субокеанической коры. Напротив же лобовой зоны столкновения растяжение происходит на фоне сжатия и утолщения коры и поэтому генерирует щелевые рифты (Рейнский и Байкальский грабены), где большую роль играют сводовые поднятия и грабены с высоко задранными плечами. Ближе к инденторам настоящее продольное растяжение уступает место продольному удлинению в сдвиговом поле напряжений, однако и здесь возникает некоторый дефицит масс за счет выжимания материала в стороны (Южно-Каспийская, Таримская и, в определенной мере, Паннонская впадины).

3.Тектоническое расчленение коры на участки с большей или меньшей ее мощностью, возникающее в сдвиговом поле напряжений, частично компенсируется выравниванием ее толщины за счет противотоков вещества. Происходит как бы засасывание последнего в новообразованные структуры растяжения. Примеры такого рода процессов отмечаются на самых разных уровнях. Наиболее крупным (первого порядка) их проявлением является смена знака движения масс на "сводах" облекающих инденторы поддвиговых ороклинов: дефицит масс, возникающий здесь из-за латерального выжимания материала, обусловливает "проседание" горизонтального грабена навстречу индентору. В глубинные области растяжения на восточных флангах зон внедрения (Эгейский регион, Восточный Иран, Китай) затягивается чехол, сминающийся в коробчатые поперечные складки (Керман-Табасская складчатая зона в Иране, складчато-надвиговая зона Лунгмыньшань в Китае, Западно-Анатолийский блок). В Южно-Каспийскую и отчасти в Таримскую впадины растяжения сбрасывается материал чехла из соседних пережимов складчатого пояса.

Таким образом, несмотря на интенсивное расчленение коры деформируемый материал стремится по возможности наиболее равномерно распределиться на площади, в соответствии с принципом плотнейшей упаковки. Можно сказать, что имеет место компенсационная организация тектонического течения [Гончаров, 1995].

4. Повсеместно и на всех уровнях проявляется особенность, условно названная нами "эффектом шестереночной передачи" – когда являющийся орудием деформации блок заставляет выжимаемый материал вращаться в противоположном направлении (наподобие того, как ведущая шестерня крутит ведомую в обратную сторону). Данное правило относится в первую очередь к трем главным микроконтинентам-инденторам: Адриатическому, Аравийскому и Индостанскому, которые, поворачиваясь против часовой стрелки, обусловливают повышенное сжатие на северо-западе и поэтому выжимают деформируемый материал в основном к востоку, с поворотом уже по часовой стрелке. Однако очевидные признаки проявления данного механизма отмечаются и в гораздо более мелком масштабе.

Так, перемещение района Пенджаба и Северо-Западных Гималаев по Чаман-Орначальской зоне левых сдвигов создало избыток масс на северо-востоке в районе Южного Памира и, как результат, их реактивное выжимание в противоположном – западном – направлении в Таджикской депрессии. При этом ближайшая оконечность Гималаев заворачивалась по часовой стрелке, тогда как для западного фланга Памира и, в меньшей степени, Таджикской депрессии отмечается поворот противоположного знака. То же, судя по всему, происходило и на Транскавказском пересечении, где выжимавшийся к северо-востоку и повернувшийся по часовой стрелке Армянский блок обусловил интенсивное скучивание в районе Малого Кавказа и компенсационное выжимание масс к западу (с поворотом против часовой стрелки) в Аджаро-Триалетской зоне.

5. Деформация, возникающая при горизонтальном внедрении гондванских фрагментов, носит в целом непрерывный характер. Расчленение коры на крупные блоки определяется прежде всего ориентировкой осей напряжений и лишь затем – реологическими неоднородностями. Блоки (если под ними понимать участки земной коры, объединенные некоторой общностью траектории перемещения) изгибаются в горизонтальной плоскости, границы между ними бывают очень широкими и расплывчатыми, сопровождающимися зонами простого сдвига и другими видами пластической деформации. Многие блоки ("полублоки") ограничены разрывами лишь с одной стороны, тогда как в остальных приграничные дислокации имеют рассеянный характер.

Все перечисленные особенности характерны скорее для крупномасштабной пластической деформации, что уже отмечали Э. Арган [1935], В. С. Буртман [1984,1989], М. Л. Копп [1979, 1989], А. В. Лукьянов [1984, 1991], П. Молнар и П. Таппонье [Tapponnier, Molnar, 1976] и Н. Павони [Pavoni, 1961]. Поэтому автор согласен с теми из перечисленных исследователей, кто считает, что для характеристики движений внутри складчатых поясов больше применимо понятие пластической деформации нежели тектоники жестких плит (или микроплит).

Крупные неоднородности деформации возникают главным образом в результате тектодинамических, а не реологических причин – из-за локализации в определенных местах напряжений сжатия и растяжения. Например, такой локальный центр латерального выжимания, как Копетдаг, вряд ли обусловлен существенно большей жесткостью пород, которые представлены мезозойскими карбонатно-терригенными осадками и неогеновыми молассами. Как мы упоминали выше, подвергнута сомнению и аномально высокая жесткость находящегося южнее Лутского "блока". Значительное сжатие Копетдага в данном случае связано с тем, что он представляет собой выдвинутое вперед "плечо" горизонтального грабена, закономерно возникшего в соответствующем месте зоны динамического влияния Аравийской плиты. Кроме того, больший пережим Восточного Копетдага, предопределивший именно западное (в Южно-

Каспийскую впадину) направление выжимания масс, обусловлен трансорогенной Аден-Мангышлагской мегазоной правого сдвига. Таким образом, реологические неоднородности в данном случае совершенно не при чем. Естественно полагать, что сходную природу имеют и локальные центры выжимания в районах вершин Малокавказской, Памирской дуг и, вероятно, Нань-Шаня.

6. Проявляется и некоторая неоднородность деформации, обусловленная разной жесткостью коры. Например, выше (см. 4.2.2., рис. 47) мы отмечали высокую степень горизонтального течения глинисто-флишевых осадков мела–палеогена Юго-Восточного Кавказа, зажатых между более вязкими карбонатно-сланцевыми породами юры и молассами неогена. Главным же орудием деформации (и в том числе горизонтально-сдвиговой) флишево-сланцевых пород Большого Кавказа явилась более жесткая Закавказская плита вместе с Малым Кавказом, сложенная крепкими вулканитами мезозоя и домезозойскими кристаллическими образованиями. В целом все молодые складчатые области (Альпы, Динариды, юг Большого Кавказа, Внешний Загрос) отличаются более пластической формой сдвигообразования по сравнению с активизированными платформами (Центральный-Восточный Иран, Тибет, Тянь-Шань, Монголия), где сдвиги выражены резко очерченными хрупкими разрывами.

7. Для расшифровки согласованных перемещений ансамбля блоков важно учитывать многоранговость деформаций, понимаемую как генетическую соподчиненность деформаций и перемещений разного порядка. Она может проявляться в том, что при геокинематическом анализе часто обнаруживаются для одного и того же места разные или даже противоположные перемещения. Например, на северное, в целом, (по отношению к Евразии), движение Тибета и Центрального Ирана накладывается южное (по отношению к ней же) перемещение Куньлуня и Эльбурса, имеющее более высокий порядок. То и другое обусловлено одной общей причиной – наращиванием к северу облекающей индентор поддвиговой структурной дуги, что сопровождается формированием горизонтального грабена в "своде" последней. Сложением разнопорядковых поворотов (по часовой стрелке, в связи с левыми сдвигами Эльбурса, и против часовой стрелки, в западном крыле Аден-Мангышлагской правосдвиговой зоны), можно объяснить видимое отсутствие вращения палеомагнитных векторов на Копетдаге.

При наложении друг на друга напряжений и деформаций разного ранга возникают ситуации, когда оказываются параллельными вроде бы совершенно несопоставимые структуры – такие, как складчатые зоны, формирующиеся в обстановке сжатия, и региональные сбросы, связанные с растяжением глубинных горизонтов коры (Эгейский и Южно-Каспийский регионы). На Кавказе и в Альпах глубинные сдвиги используются более поверхностными взбросами и надвигами. В то же время, горизонтальная сдвиговая деформация часто приурочена к сутурам между плитами – элементам более крупного масштаба, возникшим в целом в надвиговом поле напряжений (швы Внутреннего Загроса, зона Инда-Цангпо, Инсубрийская линия).

5.6. Выводы

1. Рассмотренные в гл. 5 структурные рисунки повторяются в сходных ситуациях в разных местах Альпийско-Гималайского коллизионного пояса – несмотря на некоторые различия, обусловленные особенностями строения территорий,

а также неодинаковыми размерами, формой и траекторией перемещения гондванских микроконтинентов-инденторов. Основанные на изучении структурных рисунков геокинематические выводы часто совпадают с таковыми, полученными другими методами, в том числе палеомагнитными. Все это повышает, по мнению автора, доверие к выбранной методике исследований и, кроме того, показывает, что полученные с ее помощью новые региональные результаты заслуживают внимания как объекты дальнейшего исследования. Собранные материалы достаточны для построения обоснованной геокинематической модели.

Рассмотренные структурные рисунки, встречающиеся в самых разных регионах Альпийско-Гималайского пояса, могут считаться типовыми. Их диагностика не вызывает особых затруднений, что позволяет рассчитывать на возможность более широкого использования рассмотренной методики – для анализа кинематики других складчатых поясов и для более детальных геокинематических построений.

2. Материалы изучения структурных рисунков независимо подтверждают сделанный рядом исследователей вывод о том, что орогенная структура Альпийско-Гималайского пояса образовалась в результате внедрения в кору Евразии гондванских микроконтинентов. Однако применение рассмотренной методики позволяет существенно детализировать и скорректировать геокинематические представления: рассмотреть особенности горизонтальных перемещений в областях горизонтального нагнетания и горизонтального выжимания материала; качественно оценить роли горизонтального выжимания коры и ее изгиба в горизонтальной плоскости при внедрении инденторов; выявить дополнительные центры выжимания (Кавказ, Копетдаг, Памир и др.) и сочлененные с ними по латерали участки ослабления напряжений, где происходит сгруживание выжатых масс (Черноморская, Южно-Каспийская, Таджикская, Таримская впадины); выделить области проявления сдвиговой деформации в чистом виде, а также в транспрессионном и транстензионном ее вариантах.

Проведенный анализ позволяет сделать вывод о наличии вращения всех микроконтинентов-инденторов против часовой стрелки. Возможность подобного явления предполагал еще С. Кэри [Carey, 1955], однако в последующих геокинематических реконструкциях, в том числе наиболее широко известных [Mattauer, 1986; Tapponnier, Molnar, 1976; Tapponnier et al., 1986], она не учитывалась (во всяком случае, структурно-геологические следствия такого поворота не рассматривались). По данным автора, смещение к северо-западу и поворот против часовой стрелки всех трех гондванских микроконтинентов, деформировавших Альпийско-Гималайский пояс, в областях выжимания вызвал отток материала в противоположном (юго-восточном) направлении, который сопровождался общим вращением уже по часовой стрелке.

3. Вращение гондванских микроконтинентов против часовой стрелки, вероятно, было предопределено первичной конфигурацией плит и, в частности, расширением к востоку океана Тетис. В силу этого западные углы всех отделявшихся от Гондваны микроконтинентов были ближе к Евразии по сравнению с восточными. "Заякоривание" западных выступов после столкновения вызывало изгиб в горизонтальной плоскости (с вращением против часовой стрелки) несущих микроконтиненты плит, иногда приводящий к перестройке межплитных границ (Индийская плита в эоцене, Аравийская – в олигоцене). Таким способом достигалась наилучшая подгонка краев континентальных блоков в процессе исчезновения океанической коры Тетис. Однако вращение микроконтинентов, обеспечиваемое соответствующей конфигурацией трансформных разломов, по инерции продолжается и после закрытия мезозойского океана. Его результаты

можно видеть в возникновении треугольных в плане срединных плато вроде Тибета и Центрального-Восточного Ирана (как это и предполагал С. Кэри), а также в общем увеличении к востоку степени сжатия и утолщения коры в пределах всего Альпийско-Гималайского пояса. Растяжение коры в Западном Средиземноморье, сопровождающееся внедрением глубинных диапиров и рассеянным спредингом, вероятно, частично компенсирует это крупномасштабное утолщение коры на востоке Азии. Впадины Средиземноморья и нагорья Средней–Центральной Азии – сопряженные мегаструктуры, образовавшиеся одновременно при противочасовом вращении континентальных массивов.

4. В целом можно сказать, что картина постколлизионных горизонтальных движений в Альпийско-Гималайском поясе определялась закрытием реликтовых бассейнов. Плиты и блоки всегда выбирали наикратчайшее направление в сторону самых близких к ним в то время геодинамических убежищ. Более того, векторы горизонтальных перемещений приспосабливались к конфигурации последних: блоки испытывали колебательные движения в плане для того, чтобы достичь плотнейшей упаковки деформируемого пространства.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе на большом фактическом материале показано большое значение происходящего при коллизии продольного латерального течения горных масс, выжимаемых из мест большего сжатия к менее сжатым участкам. В Альпийско-Гималайском поясе оно происходит в самых разных масштабах и диагностируется комплексом признаков.

Этот основной вывод может быть конкретизирован следующим образом.

1. На участках коллизии литосферных плит подвергающийся горизонтальному сжатию материал может не только исчезать в зоне поддвига или выталкиваться вверх, но и выжиматься по латерали вдоль орогенного пояса в геодинамические убежища – места ослабленного сжатия.

2. В результате сгруживания выжатых масс коры формируются раздувы орогенных поясов и поперечные складчатые зоны. Сам по себе факт существования последних на может считаться достаточным аргументом против мобилистической концепции складкообразования и не обязательно свидетельствует о наложении фаз складчатости.

3. Для расшифровки согласованных перемещений блоков ценную информацию дает метод анализа структурных рисунков. Выделенные структурные рисунки, характерные для разного вида горизонтальных перемещений (продольных и поперечных, поступательных и вращательных) и деформаций (выжимания и нагнетания, поперечного и продольного изгиба в горизонтальной плоскости, вдавливания индентора в пластичный материал), повторяются в сходных ситуациях и поэтому могут считаться типовыми.

4. Анализ структурных рисунков независимым способом подтверждает точку зрения о том, что Альпийско-Гималайский орогенный пояс образовался в результате внедрения в кору Евразии гондванских микроконтинентов-индеторов: Адриатического, Аравийского и Индостанского. Кроме того, геокинематические представления существенно детализированы: выявлены дополнительные центры индентации (Кавказ, Копетдаг, Памир и др.), качественно оценена роль латерального выжимания коры и ее изгиба в горизонтальной плоскости, установлены структурные признаки вращения микроконтинентов-индеторов против часовой стрелки, предложена усовершенствованная модель индентации. Впадины Средиземноморья и нагорья Средней–Центральной Азии – сопряженные мегаструктуры противоположного знака, образовавшиеся одновременно при вращении гондванских блоков относительно Евразии.

5. Представления о латеральном выжимании можно использовать для решения ряда геологических задач, в том числе и прикладного характера: для составления геокинематических карт, оконтуривания областей растяжения, выяснения условий формирования перекрестной складчатости. Вероятность латерального выжимания следует учитывать и при анализе причин миграции углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

Агабеков М.Г., Аллахвердиев Р.А. Геология и нефтегазоносность верховьев р.Джейранкечемез. Баку: Элм, 1972. 178с.

Агаларова Г.Б. Особенности ориентации напряжений, действующих в очагах землетрясений Апшеронского полуострова и Каспийского моря// Изв.АН СССР. Физика Земли. 1969. № 7. С.96–102.

Агаларова Г.Б. Об ориентации напряжений в очагах землетрясений Нижне-Куринской низменности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 2. С.69–76

Адамия Ш.А., Кипиани Я.Р., Чичуа Г.К. Проблема происхождения складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа: Мат-лы Всес. конф. Москва, март 1984 г. М: Наука,1987. С.40–47.

Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1960. № 6. С.3–19.

Али-Заде А.А., Алиханов Э.Н., Исмаилов К.А., Гасанов И.С. Каспийская впадина // Геология СССР. Т.47: Азербайджанская ССР.Ч.1.: Геологическое описание. М.: Недра, 1972. С.360–367.

Аллахвердиев Р.А., Машашвили А.Б., Мамедов Н.А. Тектоника Герадильской антиклинальной зоны Северного Кобыстана // Изв. вузов. Нефть и газ. 1977. № 7. С.7–10.

Амурский Г.И. Урало-Оманский линеамент и его роль в региональной структуре Средней Азии // Геотектоника. 1976. № 2. С.87–101.

Амурский Г.И., Крымус В.Н., Лыков В.И. и др. Геологическая природа поля силы тяжести Западного Копетдага // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 11. С.3–11.

Амурский Г.И., Крымус В.Н., Шелегова И.Ф. О зонах разломов глубокого заложения Западного Копетдага // Тектоника Туркмении. М.: Недра, 1966. С.97–114.

Арган Э. Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935. 192с.

Баженов М.Л. Изучение структур Копетдага палеомагнитным методом // ДАН СССР. 1979. Т. 245, № 1. С.170–174.

Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса (Карпаты–Кавказ–Памир). М.: Наука, 1990. 167с.

Баженов М.Л., Буртман В.С., Кобболд П.Р., и др. Палеомагнетизм третичных отложений и альпийская кинематика Тянь-Шаня // Геотектоника. 1993. Т.6. С.50–62.

Баженов М.Л., Вестфаль М.В., Печерский Д.М., Лауэр Ж.П. Палеомагнитные данные об эволюции Тетис от Атлантического океана до Памира, начиная с триаса // История океана Тетис / Под. ред. А.С.Монина и Л.П.Зонненшайна. М.: ИО АН СССР, 1987. С.20–39.

Балла З., Кузьмин М.К., Леви К.Г. Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника. 1990. № 2. С.8–91.

Башелеишвили Л.В. Особенности тектонического строения северной периферии восточного сегмента Аджаро-Триалетской складчатой зоны (между городами Гори и Каспи) // Сообщ. АН ГССР. 1985. Т.119, № 3. С.457–459.

Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238с.

Белоусов В.В. Складчатость Триалетского хребта (морфология, история, механизм образования) // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С.110–133.

Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 273с.

Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334с.

Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207с.

Буртман В.С. О горизонтальных складках // Геотектоника. 1968. № 2. С.19–31.

Буртман В.С. Проблема формирования Памиро-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. 1982. № 5. С 56–63.

Буртман В.С. Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С.17–31.

Буртман В.С. Кинематика Аравийского синтаксиса // Геотектоника. 1989. № 2. С.67–75.

Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С.5–34. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).

Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцев С.В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Там же, 1963. С.152–172.

Вальдия К.С. Тектоника складчатого обрамления Индийской платформы // Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С.89–112. (27-й Междунар. геол. конгр., Москва, 4-14 августа. 1984 г. Коллоквиум К.05. Доклады; Т. 5).

Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона // Океанология. 1979. Т.19, № 6. С.1066–1074.

Войтович В.С. Природа Джунгарского глубинного разлома. М.: Наука, 1969. 191с. (Тр. Гин АН СССР; Вып.183).

Воронов П.С. Сдвиги и планетарная трещиноватость // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1969. Т.8, вып. 2. С. 16–27.

Воскресенский Н.А., Хаин В.Е., Шурыгин А.М. Тектонические покровы Юго-Восточного Кавказа и условия их образования // Вестн. МГУ. Сер.4. Геология. 1963, № 4, С.15–33.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. 1984. № 86. С.105–184.

Гамкрелидзе И.П. Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С.28–35.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977; 181с. (Тр. ГИН АН ГССР; № 57).

Гамкрелидзе И.П., Георгибиани Т.В. Особенности альпийской деформации Кавказа и смежных с ним областей // Сообщ. АН ГССР. 1985. Т.120, №1. С.113–116.

Гасанов И.С., Андреев Л.И., Ганбаров Ю.Г. и др. Разломная тектоника Южного Каспия // Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983. С.15–21.

Гатинский Ю.Г., Зорина Ю.Г., Чистяков А.А. Особенности разломной тектоники Индокитайского региона // Геотектоника. 1984. №5. С.73–82.

Геологическая карта Евразии. М-б 1:5000000 / Под. ред. А.П.Марковского. М.: Мингео СССР. 1975.

Гептнер Т.М. Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1970. № 4. С. 81–89.

Геологическое дешифрирование космических снимков восточной части Средиземноморского пояса / С.Л.Бызова, Я.Г.Кац, М.Л.Копп и др. М: Недра, 1981. 206с.

Геология нефтяных и газовых месторождений Азербайджана / А.А.Али-Заде, Г.А.Ахмедов, А.М.Ахмедов и др. М.: Недра, 1966. 392с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536с.

Гзовский М.В., Ма Цзинь. Зависимость строения складок поперечного изгиба от скорости и истории их роста (результаты экспериментов с моделями) // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С.306–324.

Годин Ю.Н. Основные черты региональной тектоники Туркмении по данным геофизических исследований // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1960. № 4. С.15–27.

Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246с.

Гончаров М.А. На пути к созданию теории геодинамических и структурных систем // Программа "Университеты России". Направление 11: Университеты как центры фундаментальных исследований. Геология. М.: Изд-во МГУ, 1995. Вып. 2. С.13–17.

Горшков Г.П. Дизъюнктивная тектоника Копетдага и закон скалывающих напряжений // Вест. МГУ. Сер.4, Геология. 1947. №1. С.103–115.

Григорьянц Б.В. Условия образования прерывистой складчатости в геосинклинальных областях на примере востока Большого Кавказа // Геотектоника. 1968. № 4. С.136–151.

Григорьянц Б.В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе // Геотектоника. 1982. № 4. С.42–53.

Григорьянц Б.В. Возрастные соотношения осадочного чехла и консолидированной коры в Южно-Каспийской впадине и на прилегающих территориях и их структурная значимость // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С.130–138.

Григорьянц Б.В., Ахмедбейли Ф.С. Тектоническое строение Юго-Восточного Кавказа // Междунар. программа геологической корреляции. Проект:"Глобальная корреляция эпох тектогенеза". Докл. азерб. геологов. Баку: Геол. ин-т АН Азерб.ССР, 1979. С.32–44.

Губкин И.М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. Л.: Гос. Науч.-техн. горно-геол. нефт. изд-во. 1934. 52с.

Гурбанов А.М., Мамедов А.И., Юсифов И.С. и др. К тектонике Шахдагской синклинальной зоны Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. № 3. С.82–85.

Гущенко О.И., Мастрюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // ДАН СССР. 1990. Т.312, № 4. С.830–835.

Дронов В.И., Абдулла Ш. Тектоника Афгано-Южнотаджикского сектора азиатской части Тетиса // Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С.79–88. (27-й Междунар. геол. конгр. Москва, 4-14 августа 1984 г. Коллоквиум К.05. Доклады, Т.5).

Жукоборский Ф.Я. Геология и перспективы нефтегазоносности отложений, подстилающих красноцветную толщу в Прибалханском районе Юго-Западного Туркменистана: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М., 1971. 17с.

Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция Тетис // История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. С.104–115.

Зоненшайн Л.П., Ле Пишон Кс. Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей – остатки мезозойских тыловых бассейнов // Там же, 1987. С.74–93.

Исаев Б.М., Гаджиев Т.Н., Али-Заде С.А., Кенгерли Т.Н. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа // Геотектоника. 1981, №1. С.70–84.

Исаев Б.М., Гасанов Н.С. Некоторые особенности плана складчатости плиоцен-антропогеновых отложений в южной котловине Каспийского моря // Очерки геологии Азербайджана. Баку: Элм, 1973. С.45–53.

Ишутин В.В. Мезенско-Каспийская рифтогенная система и ее структурное положение в восточной части Русской плиты // Геотектоника. 1988. №5. С.34–46.

Казьмин В.Г., Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Вержбицкая А.И. Кинематика Африкано-Аравийской рифтовой системы // Геотектоника. 1987. №5. С.73–83.

Калугин П.И. О диагональных разрывах Центрального Копетдага // Сов. геология. 1946. №.11. С.44–52.

Каляев Г.И. Дизъюнктивная тектоника Копетдага и ее связь со складчатыми структурами. М.; Л.: Госгеолиздат, 1946. 42с.

Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М-б 1:8 000 000 / Под. ред. В.Г.Трифонова. Москва; Иркутск: ГУГК. 1986. Объяснительная записка. М.: ГИН АН СССР. 1987. 50с.

Книппер А.Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: Характер, проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. №2. С.3–15.

Коган Л.И., Москаленко В.Н., Пилипенко А.И. Строение и деформации земной коры поднятия Афанасия Никитина в Индийском океане (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1996. №2. С.54–65.

Коныгин В.Г., Леонов М.Г., Лошманов Е.В. Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. №6. С.76–85.

Копп М.Л. О диагональных сдвигах на Северо-Западном Копетдаге // ДАН СССР. 1970. Т.194, №1. С.163–167.

Копп М.Л. Закономерности формирования тектонической структуры Северо-Западного Копетдага // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1971а. №6. С.84–88.

Копп М.Л. Новейшая структура и история формирования Эззет-Карагезской зоны Западного Копетдага // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971б. Т.76, вып.3. С.74–91.

Копп М.Л. Структура Северо-Западного Копетдага и условия ее формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1971в. 29с.

Копп М.Л. О предмиоценовой структуре Западного Копетдага // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1972. №6. С.19–27.

Копп М.Л. Тектоника Восточного Ирана (в свете новейших геологических и космофотографических данных) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. №12. С.44–57.

Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии) // Геотектоника. 1979. №2. С.94–107.

Копп М.Л. Горизонтальное выдавливание при сжатии орогенических поясов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т.56, вып.2. С.14–28.

Копп М.Л. Некоторые вопросы позднеальпийской геодинамики Юго-Восточного Кавказа, Тальша и Нижнекуринской впадины // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С.99–104.

Копп М.Л. Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1985 а. №3. С.62–74.

Копп М.Л. О возрасте и характере деформаций осадков, слагающих Лагичский синклинорий (Юго-Восточный Кавказ) // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1985 б. №1. С.25–34.

Копп М.Л. Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С.113–122.

Копп М.Л. Использование особенностей поверхностного геологического строения и неотектоники для рекогносцировки поднадвиговой структуры Среднекуринской впадины (в связи с ее нефтегазоносностью) // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990 а. С.36–72.

Копп М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность и фазы олистостромообразования верхнего мела – палеогена флишевой зоны южного склона Восточного Кавказа. Ч.1: Трансгрессивно-регрессивная цикличность // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990 б. Т.65, вып.4. С.97–108.

Копп М.Л. Мегаструктуры горизонтального выжимания: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН. 1991 а. 35с.

Копп М.Л. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1991 б. №1. С.21–36.

Копп М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность и фазы олистостромообразования верхнего мела – палеогена флишевой зоны южного склона Восточного Кавказа. Ч.2: Фазы олистостромообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991 в. Т.66, вып.1. С.13–23.

Копп М.Л. Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки (на примере Альпийско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1994. №4. С.35–51.

Копп М.Л. Трансевразийский (Балтийско-Иранский) правый сдвиг в палеогене // ДАН. 1996. Т.349, №6. С.795–799.

Копп М.Л. Механизм формирования присдвигового грабена Эль Габ (Сирия) и проблема пропагации Левантинского трансформного разлома // Геотектоника. 1997 (в печати)

Копп М.Л., Курдин Н.Н. Региональные сдвиги на Юго-Восточном Кавказе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. №11. С.30–37.

Копп М.Л., Курдин Н.Н., Блюмкин Е.И. Региональные сдвиги Ширакско-Аджиноурской складчатой зоны Закавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т.64, вып.4. С.14–28.

Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформация запада Аравийской плиты как результат сдвига по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. №3. С.61–77.

Копп М.Л., Расцветаев Л.М. О времени формирования диагональных складок Западного Копетдага // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. №11. С.135–138.

Копп М.Л., Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Копетдага и его предгорий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. №7. С.59–70.

Копп М.Л., Щерба И.Г. История позднеальпийского развития Восточного Кавказа // Геотектоника. 1985. №6. С.94–108.

Короновский Н.В. Кайнозойский вулканизм Средиземноморского пояса Евразии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1979. 37с.

Короновский Н.В. Аграхан-Тбилисско-Левантийская зона – важнейшая структура Кавказского региона // ДАН. 1994 а. Т.337, №1. С.75–79.

Короновский Н.В. Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейского, Анатолийского и Кавказского регионов (центральная часть Альпийского складчатого пояса) // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1994 б. №1. С.35–48.

Корчемагин В.А., Емец В.С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. 1987. №3. С.49–55.

Космическая информация в геологии. М.: Наука. 1983. 534с.

Крымус В.Н. Разрывная тектоника Копетдага // Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966. С.186–191.

Крымус В.Н., Лыков В.И. Тектоника Копетдага и некоторые закономерности размещения полезных ископаемых // Тр. Упр. геологии Совмина ТССР. 1972. Вып.7. С.96–113.

Курдин Н.Н. Пирсагат-Сальянская зона разрывов Юго-Восточного Кавказа (морфокинематический анализ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т.62, вып.2. С.31–39.

Курдин Н.Н. Новейшая тектоническая структура южного склона Юго-Восточного Кавказа и тектодинамические условия ее формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1991. 17с.

Кучай В.К. Трансформация тектонических движений // Геотектоника. 1983. №3. С.3–14.

Лебедев Л.И. Развитие и происхождение Каспийской впадины // Проблемы геологии и нефтегазоносности внутренних морей. М.: Наука, 1981. С.10–24.

Леглер В.А., Пржиялговская И.А. Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит // Взаимодействие плит и образование структур земной коры. М.: Наука, 1979. С.125–188.

Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139с.

Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. №5. С.16–33.

Леонов Ю.Г. Напряжение в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. №6. С.3–21.

Леонов Ю.Г., Никонов А.А. Проблемы неотектонического развития Памиро-Тяньшаньского горного сооружения // Геотектоника. 1988. №2. С.108–119.

Ли Сыгуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 130с.

Лобковский Л.И. Схема двухмасштабной двухъярусной тектоники плит и внутриплитные деформации земной коры // ДАН СССР. 1988. Т.302, №1. С.62–67.

Лукина Н.В Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 1989. №2. С.89–100.

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука. 1965. 209с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 120).

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород // Тектоника. М.: Наука, 1984. С.149–155. (27-й Междунар. геол. конгр. Москва, 4-14 августа 1984 г. Коллоквиум К.05. Доклады; Т.5).

Лукьянов А.В. Некоторые методологические проблемы, возникающие при изучении тектонических деформаций // Изучение тектонических деформаций. М.: Наука, 1987. С.7–32.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 460).

Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972. Т.5. С.15–24.

Макаров В.И. О горизонтальном смещении по Таласо-Ферганскому разлому на новейшем тектоническом этапе // ДАН СССР. 1989. Т.308, №4. С.932–937.

Макаров В.И. Новейшие орогены, их структура и геодинамика: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 57с.

Макаров В.И., Кожурин А.И., Нгуен Чонг Иен, Нгуен Динь Ту. Новейшая тектоника Ханойской впадины и ее горного обрамления // Геотектоника. 1988. №1. С.69–79.

Макаров В.И., Трифонов В.Г., Щукин Ю.К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках // Геотектоника. 1974. №3. С.114–132.

Маловицкий А.П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Недра, 1978. 96с.

Международная Тектоническая карта Европы и смежных областей (2-е изд.). М-б 1:2 500 000 / Под ред. В.Е.Хаина и А.А.Богданова. Междунар. Геол. Конгр., Комиссия по геологической карте Мира М.: АН СССР, ЮНЕСКО, ГУГК. 1981.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482с.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279с.

Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У. и др. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодского выступа Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С.99–105.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357с.

Милеев В.С. К проблеме выделения интерференционной складчатости // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1977. №6. С.3–19.

Миллер Ю.В. Послойное и субпослойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. №6. С.88–96.

Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М.: Наука, 1972. 160с.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. №6. С.3–32.

Никитин М.Ю. Неотектоника Горного Дагестана // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С.221–238.

Николаев П.Н. Напряженное состояние и механизм деформаций земной коры Альпийской складчатой области // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. №11. С.65–79.

Никшич И.И. От станции Казанджик до колодцев Куйляр: Гидрогеологические исследования в Туркменской СССР // Тр. Гл. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР. 1931. Вып.25. 96с.

Огнев В.Н. Тектоника Туркменской ССР // Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Госгеолтехиздат, 1937. Т.2. С.467–472.

Огнев В.Н. О сдвигах в земной коре // Глубинные разломы. М.: Изд-во АН СССР. 1964. С.29–34.

Одеков О.А., Назаров Н.О., Яхимович Н.Н. О роли разломов с горизонтальными смещениями в восточном секторе Южно-Каспийской впадины // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1975. С.48–56.

Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180с.

Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. №3. С.36–55.

Пилипенко А.И., Корсаков О.Д. Тектонические деформации литосферы Индийского океана // Геотектоника. 1992. №5. С.27–44.

Полетаев А.И. Сейсмотектоника зоны Главного Копетдагского разлома. М.: Наука, 1986. 136с.

Поля напряжений и деформаций в литосфере / Под ред. А.С.Григорьева, Д.Н.Осокиной. М.: Наука, 1979. 254с.

Прозоров Ю.И., Шеменда А.И. Геодинамика Эгейского региона // Геотектоника. 1987. №6. С.109–118.

Разживина Л.А. Время образования грязевых вулканов Юго-Восточного Кавказа // Изв. вузов. Нефть и газ. 1964. №11. С.17–19.

Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399с.

Расцветаев Л.М. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой // Геотектоника. 1966. №3. С.93–108.

Расцветаев Л.М. Основные черты новейшей тектоники Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972. Вып.3. С.35–70.

Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. М.: Изд-во МГУ, 1973. Вып. 57. С.57–108.

Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С.145–197.

Расцветаев Л.М. Геодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа: Мат-лы. Всесоюз. конфер. Москва, 1984 г. М.: Наука, 1987 а. С.69–96.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Наука, 1987 б. Ч.2. С.173–235.

Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С.109–112.

Резанов И.А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 256с.

Рихтер В.Г. Поперечные складчатые системы в геосинклинальных областях // Складчатые области Евразии. М.: Наука. 1964. С.336–347.

Руженцев С.В Сдвиги Юго-Восточного Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С.113–127 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).

Савостин Л.А., Сибуэ Ж.К., Зоненшайн Л.П. и др. Мезо-кайнозойская кинематика литосферных плит, обрамляющих океан Тетис // История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. С.7–19.

Сборщиков И.М. Глыба Лут (Восточный Иран) в системе структур Альпийского пояса // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С.941–944.

Сборщиков И.М. Закрытие Тетиса и тектоника восточной части Альпийского пояса // Геотектоника. 1988. №3. С.3–13.

Сборщиков И.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии (современная кинематика) // Геотектоника. 1981. №6. С.92–108.

Семенович В.В. Об условиях формирования складок в плиоценовом и постплиоценовом комплексах Западно-Туркменской низменности // Тр. ВНИГНИ. 1959. Вып. 23. С.67–78.

Сорский А.А., Шолпо В.Н. История развития и механизм образования коробчатых складок Известнякового Дагестана // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С.134–170.

Строение и геодинамика литосферы Тирренского моря. М.: Наука, 1992.

Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316с.(Тр. ГИН АН СССР; Вып. 179).

Суворов А.И. Глыбовая тектоника складчатых областей Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1989. №1. С.23–26.

Судо М.М., Крымус В.Н. Устричники *Ostrea gryphoides* в Копетдаге и возраст карагауданской свиты // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1966. №5. С.111–113.

Султанова З.З., Раджабов М.М. Сейсмичность Каспийского моря и ее связь с глубинным строением // Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983. С.10–15.

Такур В.С. Тектоника области сочленения Гималаев и Каракорума (сутурной зоны Индо-Цангпо) // Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С.113–123. (27-й Междунар. геол. конгресс, Москва 4-14 августа 1984 г. Коллоквиум К.05. Доклады; Т.5).

Татаришвили Л.И., Сепашвили О.А., Годердзишвили Г.С. Среднеэоценовые вулканиты аджаро-триалетского типа на южном склоне Большого Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. №61, вып.4. С.79–86.

Тверитинова Т.Ю. Тектодинамические условия формирования разрывов и трещин в породах альпийского чехла на территории Кавказских минеральных вод: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ. 1989. 15с.

Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215с.

Трифонов В.Г. Позднепалеозойская структура Северного Прибалхашья и ее происхождение. М.: Наука, 1967. 255с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 175).

Трифонов В.Г. Об импульсном характере тектонических движений в областях новейшего горообразования (Копетдаг и Юго-Восточный Кавказ) // Геотектоника. 1971. №4. С.65–69.

Трифонов В.Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. №11. С.54–64.

Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 361).

Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Т.1: Гос. науч.-техн. программа России. М., 1993. С.196–206.

Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж. и др. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. №2. С.63–75.

Туголесов Д.А. Тектоника Южно-Туркменской впадины // Геотектоника. 1965. №5. С.66–83.

Ушаков С.А., Галушкин Ю.И., Иванов О.П. Природа складчатости осадков на дне Черного моря в зоне перехода к Крыму и Кавказу // ДАН АН СССР. 1977. Т.233, №5. С.932–935.

Хаин В.Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку: Азнефтьиздат, 1950. 224с.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479с.

Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. №4. С.3–13.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344с.

Хаин В.Е., Григорьянц Б.В., Исаев Б.М. Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966.Т.41, вып.2. С.15–24.

Хариков Б.А. Строение земной коры Прибалханского района // Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1968. Вып.1. С.163–168.

Чанг Ченфа, Пан Юшен. Предварительный синтез геологического строения Цинхай-Шинзянского (Тибетского) плато // Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С.159-173. (27-й Междунар. геол. конгр. Москва, 4-14 августа 1984 г. Коллоквиум К.05. Доклады; Т.5).

Шапиро М.Н. Зондско-Бирманская дуга и предполагаемое движение Индо-Австралийской и Евроазиатской литосферных плит // Геотектоника. 1981. №2. С.116–131.

Шарданов А.Н., Григорьянц Б.В., Мурадян М.В. Новые данные о внутрипалеогеновых перерывах и несогласиях на юго-восточном Кавказе // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1955. №9. С.27–37.

Шатский Н.С. О длительности складкообразования и фазах складчатости // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. №1. С.15–53.

Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 100с.

Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы (тектонофизический анализ проблем) // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С.5–26.

Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы: Механизм формирования и отличительные признаки // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. I Всесоюз. совещ. по сдвиговой тектонике. Ленинград, 15-17 ноября 1988г. Л.: Горный ин-т, 1988. Вып.1. С.37–38.

Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичночть ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С.7–18.

Широкова Е.И. Особенности механизма очагов землетрясений Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. №10. С.44–57.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956. 222с.

Шихалибейли Э.Ш., Григорьянц Б.В. Основные черты структуры и возрастные соотношения фундамента и осадочной толщи в Южно-Каспийской впадине // Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983. С.22–29.

Шихалибейли Э.Ш., Мамедов А.В., Алиев А.Д., Аллахведиев Г.И. Геотектоническое развитие Куринской впадины. Баку: Элм, 1984. 111с.

Штеклин Й. Тектоника Ирана // Геотектоника. 1966. №1. С.3–22.

Штеклин Й. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: оценка современных представлений // Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С.53–69. (27-й Междунар. геол. конгр. Москва, 4–14 августа 1984 г. Коллоквиум К.05. Доклады; Т.5).

Эз В.В. Экспериментальное воспроизведение складчатой структуры со складками разных простираний // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т.34, № 4. С.113–116.

Эз В.В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240с.

Яблонская Н.А. Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования // Геотектоника. 1989. №1. С.61–72.

Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 240с.

Ятченко Л.Д. О возрасте диагональных разрывов Западного Копетдага // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1966. №4. С.127–128.

Ятченко Л.Д. О возрасте и генезисе диагональных разрывов Центрального Копетдага // Туркменскому научно-исслед. геологоразведочному ин-ту 40 лет: Мат-лы юбилейной конфер. Ашхабад: Ылым. 1983. С.87–95.

Achache J., Courtillot V., Zho J.A. Palaeogeographic and tectonic evolution of southern Tibet since middle Cretaceous time: new paleomagnetic data and synthesis // J. Geophys. Res. 1984. Vol.89, №12. P.10311–10339.

Angelier J. Sur les mouvements egeens depuis le Miocene superieur: l'evolution recente de la courvature hellenique // C.r.Acad. Sci. 1977. D.284, №12. P.1037–1040.

Artyushkov E.V., Baer M.A. Mechanism of formation of fold belts: the Alpine-Carpathian region // F.-C.Vezel (Editor): The origin of arcs, Elsevier. Amsterdam, 1986. P.191–232.

Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps. J.Dercourt, L.-E.Ricou and B.Vrielynck (eds.), Paris. 1993.

Bartov Y., Steinitz G., Eyal Y. Sinistral movement along the Gulf of Aqaba – its age and relation to the opening of the Red Sea // Nature. 1980. Vol.285. P.220–222.

Bazhenov M.L. Palaeomagnetism of Cretaceous and Palaeogene sedimentary rocks from the Kopet-Dagh and its tectonic implications // Tectonophys. 1987. Vol.136, №3/4. P.223–237.

Berberian M. An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran. A seismotectonic review of the country // Geol. Surv. Iran. Rept. 1976. №39. P.7–141.

Berberian M. Against the rigidity of the Lut block. A seismotectonic discussion // Geol. and Mining Surv. Iran, Prept. 1977. №40. P.203–227.

Bergerat F. Paléoconstraintes et évolution tectonique paléogene du Foss Rhenen // C.r.Acad. Sci. 1983. Vol. 297. №2. P.77–80.

Bergougnan H., Fourquin C. Paleo-, tardi- and neotectonic mechanism of the present North Anatolian fault zone in the light of the structural history of the Eurasian margin in the Pontic Ranges. Multidiscrip. Approach dict. Anatolian Fault Zone. Istanbul, March 31-April 5, 1980. Braunschweig, Wiesbaden, 1982. P.23–42.

Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. From the Tethys ocean to the Mediterranean sea: A plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system // Structural history of the Mediterranean basins. Paris, 1977. P.143–164.

Bina M.M., Bukur J., Prevot M. et al. Paleomagnetism, petrology and geochronology of Tertiary magmatic and sedimentary units from Iran // Tectonophys. 1986. Vol.121. P.303–329.

Bocaletti M., Manetti P. The main unconformmies and tectonic events in the Pontides // Boll. Geof. Teor. Appl. Trieste. 1988. Vol. 30. №117–118. Monograph on the Black Sea. P.9–16.

Bogacs W. The role of longitudinal shear (strike-slip) movements in orogenic belt evolution: an example from the Himalaya // Bul. Pol. Acad. Sci. Earth Sci. 1985. Vol.33, №3/4. P.173–185.

Breddin H. Der Elburs im Iran, ein schuppengebirge // Geologische Mitteilungen. 1970. Hf.10, №1. P.61–100.

Burchfiel B.C., Royden L. North-south extension within the convergent Himalayan region // Geology. 1985. Vol.13, №10. P.679–682.

Burke K., Sengor A.M.C. Tectonic escape in the evolution of the continental crust // Reflection seismology. The Continental Crust. Geodin. Ser. Vol.14. / Edited by M.Barazangi and Brown, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1986, P.41–53.

Caire A. L'involution orogénique // C.r.Acad. Sci. 1977. Vol.D284, №16. P.1501–1503.

Caire A. Geotectonique giratoire // Gepl. en mijnbouw. 1979. Vol.58, №2. P.241–252.

Carey S.W. The orocline concept in geotectonics // The papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania. 1955. Vol.89. P.255-288.

Carey S.W. Genesis of the Himalayan System from Turkey to Burma //Geol. Surv. India Misc. Publ. 1982. №41, pt.3. P.401–416.

Carter J., Luyendyk B., Terres R. Neogene clockwise tectonic rotation of the eastern Transverse Ranges, California, suggested by paleomagnetic vectors // Geol. Soc. Amer. Bull. 1987. Vol. 98, №2. P.199–206.

Catalano R., Infuso S., Sulli A. The Pelagian forland and its northward foredeep. Plio-Pleistocene structural evolution // Max M.D. and Colantoni P. (Eds.). Geological development of the Sicilian-Tunisian platform. Proc. of the International Scientific Meeting held at the Univ. Urbino, Italy, 4-6 november 1992. UnESCO. Report in Marine Science. 1993. Vol.58. P.37–42.

Chaimov T.A., Barazangi M., Al-Saad D. et al. Crustal shortening in the Palmyride fold belt, Syria and implications for movements along the Dead Sea fault system // Tectonics. 1990. Vol.9, №6. P.1369–1386.

Chandra U. Large-scale Cenozoic tectonics of Central and South-Central Asia: products of continental collision // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1979. Vol.20. P.33–41.

Chandra U. Focal mechanism solutions for earthquakes in Iran // Phys. Earth and Planet. Inter. 1984. Vol.34, №1/2. P.9–16.

Chinnery M.A. Secondary faulting. Theoretical aspects // Can. J. Earth Sci. 1966. №3. P.167–174.

Christie-Blick N., Biddle K. Deformation and basin formation along strike-slip faults // The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. 7. 1985. №37. P.1–34.

Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns // Geol. Soc. Amer. Bul. 1955. Vol.66. P.241–256.

Cloos H. Uber antitetische Bewegungen // Geol. Rdsch. 1928. Bd.19. h.3. P.246–251.

Cloos H. Einfurung in die Geologie. Berlin. Borntraeger, 1936. 503s.

Cobbold P.R., Davy P.H. Indentation tectonics in nature and experiments. 2.Central Asia // Bul. Geol. Inst. Univ. Uppsala, new Ser. 1988. Vol.14. P.143–162.

Collision Tectonics / V.-P. Coward, C.Alison (Eds.). Ries. Geol. Society, Spec. Publ. № 19. Oxford; London; Edinburg; Boston, 1986.

Conrad G., Montigny R., Thuizat R., Westphal M. Tertiary and Quaternary geodynamics of Southern Lut (Iran) as giscussed from paleomagnetic, isotopic and structural data // Tectonophys. 1981. Vol.75, №3/4. P.11–17.

Coward M.P., Windey B.P., Broughton R.D. et al. Collision tectonics in the nW Himalayas // Collis. Tecton. Ries. Geol. Society, Spec. Publ. №19. Oxford; London; Edinburg; Boston.1986. P.203–219.

Crowell J.C. The Sun Andreas fault in Southern California // International Geological Congress. Report of the 21st session, norden, 1960. Copengagen. 1960. P.45–52.

Cummings D. Theory of plasticity applied to faulting, Mojave Desert, Southern California // Geol. Soc. Amer. Bul. 1976. Vol.87, №5. P.720–724.

Darkal A., Krauss M., Ruske R. The Levant fault zone // Z. geol. wiss. Berlin. 1990. Bd.18, h.6. S.549–562.

Davy P., Cobbold P.R. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity // Bul. Geol. Inst. Univ. Uppsala, new Ser. 1988. Vol.14. P.129–141.

Deffontaines B., Chotin P., Ait Brahim L., Rozanov M. Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis // Geol. Rdsch. 1992. B.81, h.1. S.199–210.

Dehghani G.A., Makris J. The gravity field and crustal structure of Iran // Nneues Jahrb. Geol. und Palaontol. Abh. 1984. Vol.168, №2/3. P.215–229.

De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. Vol.101. P.425–478.

Dewey J., Shackleton R., Chang Chengfa, Sun Yiyin. The tectonic evolution of the Tibet plateau // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1988. Vol. A327. P.379–413.

Doblas M., Lopes Ruiz J., Hoyos M. et al. Late Cenozoic indentation escape tectonics in the Eastern Belts Cordilleras and its consequences on the Iberian foreland // Estudios geol. 1991. Vol.47. P.193–205.

England P., Houseman G. Role of lithosphere strength heterogeneties in the tectonics of Tibet and neighbouring regions // Nature. 1985. Vol.315. P.297–301.

England P., Houseman G. Finite strain calculations of continental deformation. 2. Comparison with the India-Asia collision zone // Jorn. of Geophysical Research. 1986. Vol.91, №B3. P.3664–3676.

England P.C., McKenzie D. A thin viscous sheet model for continental deformation // Geophys. J.R.R. Astron. Soc. 1982. Vol.70. P.295–321.

Falcon N.L. Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range // Time and Place Orogeny. London, 1969. P.9–29.

Finetti J., Bricchi G., Del Ben A. et al. Geophysical study of the Black Sea // Boll. Geof. Teor. Appl., Trieste. 1988. Vol.30. №117–118. Monograph on the Black Sea. P.197–324.

Freund R. Rotation of strike-slipe faults in Sistan, Southeast Iran // J. Geol. 1970. №2. P.188–201.

Freund R. Kinematics of transform and transcurrent faults // Tectonophys. 1974. Vol.21, №1/2. P.93–134.

Freund R., Garfunkel Z., Zak I. et al. The shear along the Dead sea rift // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1970. Vol.A267. P.107–130.

Garfunkel Z. Model for the late Cenozoic tectonic history of the Mojave Desert, California and for its relation to adjacent regions // Geol. Soc. Amer. Bul. 1974. Vol.85. P.1931–1944.

Garfunkel Z. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics // Tectonophys. 1981. Vol.80. P.81–108.

Garfunkel Z., Zak I., Freund R. Active faulting in the Dead Sea rift // Tectonophys. 1981. Vol.80. P.1–26.

Geological Map of Iran. Scale 1:2 500 000. Compiled by A.Haghipour and A.Aghannbati. Geological Survey of Iran. Tehran, 1985.

Giannerini G., Campredon R., Feraud G., Abou Zakhem B. Deformations intraplaques et volcanisme associé: exemple de la bordur nW de la plaque Arabique au Cénozoïque // Bul. Soc. Geol. Fr. 1988. Vol.4, №6. P.937–947.

Girdler R.W. The Dead Sea transform rift system // Tectonophys. 1990. Vol.180, №1. P.1–13.

Grasso M., Mazzoli G., Torelli L. Structural and stratigrafic framework of the Tunisian shelf surrounding the islands of Lampione and Lampedusa (Pelagian Sea) // Max M.D. and Colantoni P.(Eds.). Geological development of the Sicilian-Tunisian platform. Proc. of the International Scientific Meeting held at the Univ. Urbino, Italy, 4-6 november 1992. UnESCO. Report in Marine Science. 1993. Vol.58. P.65–70.

Hafner W. Stress distribution and faulting // Geol. Soc. Amer. Bul. 1951. Vol.62. №4. P.373–398.

Harland W.B. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen // Geol. Magazine. 1971. Vol.108. P.27–42.

Hempton M.K. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea // Tectonics. 1987. Vol.6. P.687–705.

Hess H.H. Major structural features of the Western north Pacific, and interpretation of H.O.5485, bathymetric chart Korea to New Guinea // Geol. Soc. Amer. Bul. 1948. Vol.59, №5. P.417–450.

Hippolyte J.-C., Angelier J., Bergerat F. et al. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France //Tectonophys., 1993. Vol.226. P.15–35.

Höeppener R., Kalthoff R., Schroeder P. Zur physikalischen Tektonik: Bruchbildung bei verschiendenen Deformationen im Experiment // Geol. Rdsch. 1969. Vol.59. P.179–193.

Huckriede R., Kürsten M., Venzeaff H. Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran) // Beih. Geol. Ib.,1962. H. 51. S.197.

Illies J.H. Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system // Gepl. Rdsch. 1975. Vol.64. P.677–699.

Jackson J. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and Caucasus // J. Geophys. Res. 1992. Vol.97. №B9. P.12,471–12,479.

Jackson J.A., McKenzie D. Active tectonics of Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan // Ceophys. J.R. astr. Soc. 1984. Vol.77. P.185–264.

Jarrard R.D., Sasajima S. Paleomagnetic synthesis for Southeast Asia: constraints on plate motions // Tecton. and Geol. Evol. South-East Asia Seas and Isl. 1980. P.293–318.

Joffe S., Garfunkel Z. Plate kinematics of the circum-Red Sea – a reevaluation // Tectonophys. 1987. Vol.141. P.5–22.

Jolivet L., Davy Ph., Cobbold P. Right-lateral shear along the nortwest Pacific Margin and the India-Eurasia collision // Tectonics. 1990. Vol.9, №6. P.1409–1419.

Jongsma D., Hinte J., Woodside J. Geological structure and neotectonics of the north African continental nargin of Sicily // Mar. and Petrol. geol. 1985. Vol.2, №2. P.156–179.

Karagjuleva J., Kostadinov V., Boncev E. The Carpatho-Balkan sigmoid in the context of shearing transit wrench fault lines // Geol. balc. 1980. Vol.10. №1. P.3–15.

Kasapoglu K.K., Toksoz M.N. Tectonic consequences of the collision of the Arabian and Eurasian plates: finite element models // Tectonophys. 1983. Vol.100, №1/3. P.71–95.

Ketin I. Main orogenic events and paleogeographic evolution of Turkey // Bul. of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 1977. №88. P.1–22.

Kissel C., Jamet M., Lai C. Paleomagnetic evidences of Miocene and Pliocene rotational deformations of the Aegean Area // Geol. Evol. East Meditter. Oxford etc.: Blackwell. 1984. P.669-678.

Klootwijk C.T., Conaghan P.J., Powell C.McA. The Himalayan arc: Large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol.75. P.167–183.

Klootwijk C.T., Nazirullah R., Kees A., Ahmed H. A paleomagnetic reconnaissance of northeastern Baluchistan, Pakistan // J. Geophys. Res. 1981. Vol.88, №B1. P.289–306.

Kondopoulou D.P. Tertiary rotational deformations in the Greek-Serbomacedonian massif // Bulgarian Geophys. J. 1986. Vol.12. №4. P.71–80.

Koop M.L., Ioffe A.I., Zarschikov A.A. Intraplate deformation of the Scythian and southern East European platforms as a result of pressure from the Arabian plate // Peri-Tethys programme. Third Moscow workshop, May 13–15, 1997. Geol. Faculty, Moscow State University. Abstracts. Moscow, 1997. P.19.

Krenkel E. Von Syrabien, Zeitschr. // Deutsch. Geol. Gesell. 1941. Vol.93, №7/8. P.357–376.

Lacassin R. Cisaillement progressif dextre dansla partiew de la faille insubrienne (Alpes centrales) // C.R. acad. sci. 1986. Vol.303, №3. P.229–234.

Laubscher H.P. The large-scale kinematics at the Western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications // Am. J. Sci. 1971. Vol.271. P.193–226.

Laubscher H.P. Material balance in Alpine orogeny // Geol. Soc Amer. Bul. 1988 a. Vol.100. P.1313–1328.

Laubscher H.P. The arcs of the Western Alps and the northern Apennines: an updated view // Tectonophys. 1988 b. Vol.146, №1/4. P.67–78.

Le Pichon X., Angelier J. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area // Tectonophys. 1979. Vol.60, №1/2. P.1–42.

Le Pichon X., Lyberis N., Angelier J., Renard V. Strain distribution over the East Mediterranean ridge: a synthesis incorporating new "Sea-Beam" data // Tectonophys. 1982. Vol.86. P.243–274.

Letouzey J., Tremolieres P. Paleostress around the Mediterranean since the Mesozoic from microtectonics: comparision with plate tectonic data // Rock Mtch. 1980. Vol.9. P.173–192

Lowrie W. A paleomagnetic overview of the Alpine system // Mem. Bur. rech. geol. et minieres. 1980. №115. P.316–338.

Lyberis N., Sauvage J. Evolution tectonique de la région nord egeenne (Grèce) du Pliocène au Pleistocene // Bul. Soc. Geol. Fr. 1985. Vol.1, №4. P.581–595.

Macdonado A., Campillo A.C., Mauffret A. et al. Alboran sea: Late cenozoic tectonic and stratographic evolution // Alboran sea, Geo-Marine letters, 1992 (sp.issue), Vol.12, №1-2. P.1–26.

Makris J. Geophysical investigations of the Hellenides. Geophys. Rinzelschrift. Hamburg. 1977. Vol.34. 124p.

Mantovani D., Babucci D., Albarello D., Mucciarelli M. Deformation patterns in the Central Mediterranean and behavior of the African (Adriatic) promontary // Tectonophys. 1990. Vol.179, № 2. P.63–79.

Marton R. Tectonic implication of paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region // Earth Evol. Sci. 1981. Vol.11, №3/4. P.257–264.

Mattauer M. Intracontinental subduction, crust-mantle decollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts // Collis. Tectonics. Ries. Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. №19. P.37–50.

McKenzie D.P. Active tectonics of the Mediterranean region // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1972. Vol.30. №2. P.109–185.

McKenzie D.P. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions // Geophys. J. Roy. Astr. Sec. 1978. Vol.55. P.217–254.

McKenzie D.P., Sclater J.C. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1971. Vol.24. P.437–528.

Menard G., Molnar P., Platt J. Budget of crustal shortening and subduction of continental crust in the Alps // Tectonics, 1991. Vol.10, №2. P.231–244.

Mercier J.L. Extensional-compressional tectonics associared with the Aegean Arc: Comparison with the Andean Cordillera of south Peru–north Bolivia // Phill. Trans. R. Soc. Land. 1981. Vol.A300. P.337–355.

Mitchell A.H.C. Phanerozoic plate boundaries in mainland SE Asia, the Himalaya and Tibet // J. Geol. Soc. London. 1981. Vol.138, №3. P.109–122.

Mohajer-Ashjai A., Behzadi H., Berberian M. Reflections on the rigidity of the Lut block and recent crustal deformation in Eastern Iran // Tectonophys. 1975. Vol.25, №3/4. P.281–301.

Molnar P. The geological history and structure of the Himalaya // Amer. Scientist. 1986. Vol.74. №2. P.144–154.

Molnar P. Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics // Nature. 1988. Vol.335, №8. P.131–137.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. Vol.189, №8. P.419–426.

Molnar P., Tapponnier P. Active tectonics of Tibet // J. Geophys. Res. 1978. Vol.B83, №11. P.5361–5375.

Molnar P., Tapponnier P., Chen W.-P. Extensional tectonics in central and eastern Asia: A brief summary // Phil. Trans. Roy. Soc., London. 1981. Vol.A300, №1454. P.403–406.

Moody J., Hill M.J. Wrench-fault tectonics // Geol. Soc. Amer. Bul. 1956. Vol.67, №9. P.1207–1246.

Nowroozi A.A. Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East Asia // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1972. Vol.62, №3. P.832–850.

Nowroozi A.A., Mohajer-Ashjai A. Fault movements and tectonics of eastern Iran: boundaries of the Lut plate // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1985. Vol.83, №1. P.215–237.

Otsuki K. Plate tectonics of Eastern Eurasia in the light of fault system // Sci. Repts. Tohoku Univ. 1985. Ser.2. Vol.55, №2. P.141–251.

Pavoni N. Die nordanatolische Horizontalverschiebung // Geol. Rdsch. 1961. Vol.51, №1. P.120–140.

Peltzer G. Centrifuged experiments of continental scale tectonics in Asia // Bul. Geol. Inst. Univ. Uppsala. new Ser. 1988, Vol.14. P.115–128.

Platt J.P., Behzmann J.H., Cunningham P.C. et al. Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria // Nature. 1989. Vol.337. P.158–161.

Quennell A.M. The structure and geomorphic evolution of the Dead Sea rift // Quarterly J. Geol. Soc. London. 1958. Vol.114. P.1–24.

Quennel A.M. The Western Arabia rift system. The geological evolution of the East Mediterranean // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1984. №17. P.775–788.

Ratsbacher L., Frish W., Linzer H.G., Merle O. Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: Structural analysis // Tectonics. 1991. Vol.10, №2. P.257–272.

Ratsbacher L., Merle O., Davy Ph., Cobbold P. Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1. Boundary conditions and experiments scaled for gravity // Tectonics. 1991. Vol.10, №2. P.245–256.

Rebai S., Philip H., Dorbath L. et al. Active tectonics in the Lesser Caucasus: coexistence of compressive and extensional structures // Tectonics. 1993. Vol.12, №5. P.1089–1114.

Reches Z. Mechanical aspects of pull-apart swells with applications to the Dead Sea transform // Tectonophys. 1987. Vol.141, №1/3. P.75–88.

Ricou L.-R., Siddans A. Collision tectonics in the Western Alps // Collis. Tecton. Ries. Geol. Soc. Spec. Publ.1986. №9. P.229–244.

Riedel W. Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. Ein Retrey zum Problem der iedersplaten // Zentralbl. Mineral. Geol. Paleontol. 1929. Vol.29B. P.354–368.

Ron H.R., Freund R., Eyal I. Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence // J. Geophys. Res. 1984. Vol.89, №7. P.6256–6270.

Rotstein Y. Counterclockwise rotation of the Anatolian block // Tectonophys. 1984. Vol.103, №1/2. P.71–91.

Rotstein Y. Tectonics of the Aegean block: rotation, side arc collision and crustal extension // Tectonophys. 1985. Vol.117. № ./2. P.117–137.

Royden L., Horvath F., Rumpler I. Evolution of the Pannonian basin system // Tectonics. 1983. Vol.2, №1. P.63–90.

Ryan W., Kastens K., Ceta M. Geological evidence concerning compressional tectonics in the Eastern Mediterranean // Tectonophys. 1982. Vol.86, №1/3. P.213–242.

Sanford A.R. Analytical and experimental study of simple geologic structures // Geol. Soc. Amer. Bul. 1959. Vol.70, №1. P.19–52.

Schuber C. Are the Venezualian fault systems part of the southern Caribbean plate boundary? // Geol. Rdsch. 1981. Vol.70, №2. P.542–551.

Searle M.P. Thrust tectonics of the Dibba zone and the structural evolution of the Arabian continental margin along the Musandam mountains (Oman and United Arab Emirates) // Geol. Soc. London Journal. 1988. Vol.145. P.43–53.

Seismotectonic map of the Middle East. Scale 1:5 000 000. Geol. Suzvey of Fran.1992.

Sengor A.M.C. The north Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance // J. Geol. Soc. London. 1979. Vol.136. P.269–282.

Sengör A.M.C., Burke K., Dewey J. Tectonics of the north Anatolian transform fault // Multidisciplinary approach to earthquake prediction. Braunschweig. Wiesbaden. 1982. p.3022.

Soffel H.C., Forster H.Y. Polar wander path of the Central-East Iran microplate including new results // Neues Jahrb. Geol. und Palaontal. Abh.1984. Vol.168, №2/3. P.165–172.

Stocklin J. Northern Iran: Alborz Mountains //Geol. Soc. London Spec. Publ., 1974. №4. Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. P.213–234.

Stocklin J., Eftekhar-nezhad J., Hushman-Sadeh A. Central Lut reconnaissance // Geol. Surv. Iran. 1972. №22.

Tapponnier P. Évolution tectonique du système Alpin en Méditerrane: poinçonnement et écrasement rigide-plastique // Bul. Soc. Geol. Fr. 1977. Vol.19. P.437–460.

Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau Ch. Mesozoic ophiolites, sutures and large-scale tectonic movements in Afghanistan // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol.52, №2. P.355–371.

Tapponnier P., Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // Nature. 1976. Vol.264, №5584. P.319–324.

Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and tectonics in China // J. Geophys. Res. 1977. Vol.88, №20. P.2905–2930.

Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baikal regions // J. Geophys. Res. 1979. Vol.84. P.3425–3459.

Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia // Collis. Tecton. Ries. Geol. Soc.Spec. Publ. 1986. №9. P.115–157.

Tchalenko I.S., Ambraseys N.N. Structural analyses of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures // Geol Soc. Amer. Bul. 1970. Vol.81. P.41–60.

Tectonic map of Iran. Scale 1:2 500 000. Tehran, UnESCO. 1973.

Tirrul R., Bell I.R., Griffits R.J., Camp V.E. The Sistan suture zone of eastern Iran // Geol. Soc. Amer. Bul. 1983. Vol.94. P.134–150.

Tonglin Han, Tingdong Li, Zhou Ji et al. Le système tectonique actif du Tibet méridional // 2 Mission fr.-chin. Tibet, 1980. 1984. P.393–411.

Treloar P.J., Coward M.P. Indian plate motion and shape: constraints on the geometry of the Himalayan orogen // Tectonophys. 1991. Vol.191. P.189–198.

Trümpy R. Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen // Neujahrsbl. Naturforsch. ges. Zurich. 1985. №187. 47s.

Van der Linden W. Looping the loop, geotectonics of the Alpine-Mediterranean region // Geol. en mijnbouw. 1985. Vol.64, №3. P.281–295.

Verma R.K., Chandra S.Ch. Focal mechanism solutions and nature of plate movements in Pakistan // J. Geodyn. 1986. Vol.5, №3/4. P.331–351.

Vilotte J.P., Daignieres M., Madariaga R. numerical modeling of intraplate deformation: simple mechanical models of continental collision // J. Ceohys. Res. 1982. Vol.87. P.10709–10728.

Vilotte J.P., Daignieres M., Madariaga R., Lienkiewicz O.C. The role of a heterogeneous inclusion during continental collision // Physics of the Earth and Planetary Interious. 1984. Vol.36. P.236-259.

Wellman U.M. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan // Geol. Rdsch. 1966. Vol.55, №3. P.716–735.

Weltraumbilder der Erde. Paul List Verlag KG. Munchen. 1969. 176p.

Wilcox R.n., Harding T.R., Sceely D.R. Basic wrench tectonics // Amer. Assoc. Petr. Geol. Bul. 1973. Vol.57. P.74–96.

Williams C.A. An oceanwide view of Palaeogene plate tectonics events //Palaeogeogr., palaeoclimat., palaeoecol. 1986. Vol.57, №1. P.3–25.

Woodcock N., Fischer M. Strike-slip duplexes // J. Struct. Geol. 1986. Vol.8, №7. P.725–735.

Zak J., Freund R. Assymmetry and basin migration in the Dead Sea rift // Tectonophys. 1981. Vol.80. P.27–38.

Zhang Kang. Ceozoic extension in Eastern Asia and its geotectonic importance // Mar. Geol. and Quatern. Geol. 1988. Vol.3. P.25–34.

SUMMARY

The scientific monograph presents an analysis of the megastructure and post-collision horizontal movements of the Alpine-Himalayan orogenic belt. Five chapters of the monograph reflect natural steps in the undertaken investigations. The historical background and the used terms are discussed in the first two chapters. Different approaches tj the problem of identification of lateral escape are shown, and the conclusion is made that the structural pattern method was underestimated. The content and scope of the terms "lateral escape", "lateral extrusion", "lateral squeezing-out", "lateral pumping", "free tectonic accumulation" and others are specified.

The next chapter "Lateral extrusion of rock masses in the Southern Caspian region (in the context of the problem of transverse folding)" proves the objectivity of the phenomenon under consideration. Regional strike-slip faults (most of them were discovered by the author) and their spatial and temporal relations with folds are analyzed. The analysis revealed the lateral escape of the Shemakhino-Kobystan and West Kopetdagh triangular blocks into the South Caspian depression. The presented new data evidences a rotational component of the block movements, which was resulted from the northward bending of the Lesser Caucasian and Kopetdaghian arcs. The first attempt is made to reconstruct a broad outline of horizontal movements over the region, including Alborz and the South Caspian depression, on the basis of integrated structural-geological, paleotectonic and seismologic data.

The chapter "Structural pattern analysis applied to inner kinematics of collisional belts: methodical approaches" presents the application of the analysis of structural parageneses and structural patterns, principles of which were elaborated by A.V.Lukjanov, to the specific kinds of defomations and displacements in folded belts: longitudinal, transverse and rotational (in relation to the general structural trend) displacements, deformations of lateral squeezing and pumping, deformations of horizontal bending and identation of a rigid block into plastic medium and others. There are first descriptions of many typical structural patterns, such as characteristic of (1) tectonic denudation areas (from where the material escapes) the structural patterns being originated there by the rotation of strike-slip faults around the vertical axis or by the ductile material flow; (2) lateral pumping of the material under pressure; (3) free tectonic accumulation of the material in geodynamic asylums; and (4) where strike-slip fault deformation is distorted with overthrust one.

The chapter "Geokinematic structural patterns of the Alpine-Himalayan collision belt" is the main part of the book. The belt was segmented during the identation of the Gondwanian microcontinents-indenters into the Eurasian plate. For every segment, the synorogenic structural patterns peculiar to the flank and frontal parts of each identation area as well as to intermediate gaps between the ajacent ons showing a

combination of the pumping and free tectonic accumulation of squeezed rock masses are analyzed. This analysis supplemented by the published paleomagnetic data and solutions of focal mechanisms of earthquakes allowed us to decipher the orogenic kinematics of the Alpine-Himalayan belt. Geokinematic hypotheses are correlated with the data on geological evolution of individual regions. Particularly, the following changes in horozontal displacement regimes have been revealed in the Peri-Arabian collision area: early Miocene – a counterclockwise rotation of the Arabian plate; late Miocene-early Pliocene – rectification of its movement direction, a symmetrical escape of the Caucasian and Kopetdagh blocks from Alborz and the South Caspian depression to the northwest and northeast; late Pliocene–Quaternary time – a tectonic filling in the depression by the material squeezed from the Caucasus and Kopetdagh.

In the division "Discussion" the structural patterns of different segments of the collision belt are compared to define their common and similar features and to reconstruct evolution of the orogenic geokinematics affected by horizontal movements. All this provided the elaboration of a new variant of the indentational model based on the rotational displacements of plates-indenters. An influence of the collisional deformation of the Alpine-Himalayan belt on the recent tectonogenesis of the Northern Eurasia platforms is considered.

APPENDIX (keys for the most important figures)

Fig.2. Deformations of horizontal (lateral) escape and curving in horizontal plane. General diagrams (plan)

A – horizontal (lateral) escape: *1* – plate-indenters; *2* – orientation of maximum horizontal compression; *3* – direction of lateral escape of squeezed masses; *4* – strike-slip fsults; *5* – folds and trusts. *B* – curving in horizontal plane: *1* – plate-indenter and area of its horizontal protrusion; *2* – area of vertical squeezing-out of rock masses (crustal thickening); *3* – area of crust curving in horizontal plane; *4* – symmetrical areas of lateral escape; *5* – area of compensational "subsidense" (in horizontal plane) of deformed masses going to meet indenter into deformational neck formed by outflow of laterally squeezed material; *6* – imaginery material lines oriented perpendicularly to indenter motion in the beginning of deformation; *7* – strike-slip faults; *8* – thrusts; *9* – direction of indenter motion; *10* – direction of opposite motion of deformed matarial; *11* – direction of lateral extrusion of escaped blocks; *12* – direction of block rotation; *13* – "neutral line" of bend

Fig.7. Geological map of the South Caspian basin and its mountain-folded framing [Kopp, 1979]

1–12 – formations: *1* – Neogene-Quaternary (volcanics); *2,3* – Neogene-Quaternary (sedimentary rocks): *2* – of Pliocene-Quaternary age, *3* – of Miocene age: *4* – Paleogene (*a* – sedimentary rocks, *b* – volcanics); *5* – Cretaceous (*a* – sedimentary rocks, *b* – volcanics); *6* – Jurassic, unsubdivided (*a* – sedimentary rocks, *b* – volcanics); *7* – Upper Jurassic (*a* – sedimentary rocks, *b* – volcanics); *9* – Lower Jurassic (*a* – sedimentary rocks, *b* – volcanics); *10* – Triassic; *11* – Paleozoic; *12* – Precambrian; *13* – granitoides; *14* – ophiolites; *15* – stratigraphic boundaries; *16* – faults (*a* – strike-slip faults, *6* – nappes and thrusts, *в* – unspecified); *17* – the same, under Pliocene-Quaternary cover (*a* – documented, *6* – inferred); *18* – anticline axes; *19* – volcanoes; *20* – mud volcanoes; *21* – depth to the bottom of Upper Pliocene (*a* – drawn in 1000 m interval, *6* – the same, in 500 m interval)

Insert map demonstrates arrangement of compression, extension and strike-slip structures formed durig orogenic stage (strike-slip faults drawn after G.D.Azhgirey, G.I.Kalyaev, P.I.Kalugin, V.N.Krymus, N.Pavoni, L.M.Rastsvetaev, V.G.Trifonov H.Wellman and author [Kopp, 1979]: *1* – structures derived from horizontal compression; *2* – the same, from horizontal extension; *3* – areas of horizontal extension (supposed); *4* – directions of block displacements (in lower part – of their submeridional movements connected with general shortening of collisional belt, in upper part – of compensational lateral extrusion)

Fig.32. Structural pattern that results from coordinate unidirectional rotation of slice-like blocks (with one set of strike-slips predominating – the case of the "pile of books"): general diagram

A, *Б* – geometric models (plan): *A* – before deformation, *Б* – after deformation; *B* – types of structural patterns: *1* – strike-slips, *2* – ththrusts and other structures of compression (with of lines corresponds to the relative value of horizontal constriction); *3* – areas of local reduction of compression or even of extension; *4* – the displaced element, initially of longitudinal strike; *5* – imaginary material lines after deformation (arrows danote directions of local movements associated with the emergence of salients and gaps): *6* – orientation of horizontal compression of the deformed volum; *7* – direction of lateral extrusion; *8* – dirtction of the deformation-attendant simple shear in the horizontal plane

Fig.34. Kopetdagh: example of structures of longitudinal elongation resulting from coordinate unidirectional rotation of sets of slice-like blocks

1 – fold axes; *2* – intramountain depressions; *3* – strike-slip faults; *4* – simple shear zones; *5* – thrusts and reverse faults; *6* – normal faults; *7* – orientation of horizontal compression; *8* – direction of lateral extrusion

Fig.36. Structural patterns resulted from variably directed rotations of blocks (in the presence of two conjugated sets of strike-slips – the case of megaboudinage in horizontal plane): general diagrams

А–В – geometric models (plan): *А* – before deformation, *Б,В* – after deformation, *Б* – without plastic deformation of blocks, *В* – with plastic deformation of blocks); *Г,Д* – characteristic structural patterns formed in the setting of: *Г* – transpression, *Д*– transtention; *Е* – characteristic structural patterns of orocline created by transverse protrusion of a segment of folded zone (for comparison); *1* – the displaced element of initially longitudinal strike; *2* – strike-slip-related folds; *3* – strike-slip faults; *4* – thrusts and reverse faults; *5* – normal faults and rift-type structures; *6* – local sphenochasms at the rear of displacad fault flanks

Fig.38. Structural scetch map of Central Asia. The nothern part of the region has elongated along strike as a result of differently directed rotation of blocks

1 – lines of folds strike; *2* – strike-slip faults; *3* – simple shear zones; *4* – thrusts; *5* – normal faults; *6* – molasse basins; *7* – ophiolites; *8* – directions of rock masses movement; *9* – axes of lateral streaming; areas under the setting of: *10* – transpression, *11* – transtension. Strike-slip faults (abbreviations): ТФ – Talas-Fergana, ПК – Pamir-Karakorum, Ан – Altyntag

Fig.39. Structural scetch map of Greater Caucasus, a foldbelt that has experienced elongation along its strike due to rotation of constituent blocks in different directions

1 – lines of folds strike; *2* – crystalline basement of Greater Caucasus; *3* – North Caucasus monocline; *4* – molasse basins; 5 – strike-slip faults; *6* – simple shear zones; *7* – reverse faults and thrusts; *8* – directions of rock masses movement. Abbreviations: ТС – Terek-Sunzha anticlinal zone

Fig.47. Longitudinal elongation of folded zone occuring without block rotation, due to tectonic flow in horizontal plane (horizontal flattening mechanism): general diagrams and examples

I – geometric model (plan): *А* – before deformation, *Б* – after deformation; II – characteristic structural pattern; *1* – strike-slip faults and other faults with strike-slip component of displacement; *2* – thrusts, reverse faults, sutures; *3* – fold axes; III – regional example: the South East Caucasus: *А* – geological map of the Central Gobystan: *1* – Cretaceous, *2* – Paleogene, *3* – Miocene, *4* – Pliocene, *5* – marker horizonts, *6* – faults. Upper right insert map show location of the area, lower left insert map shows location of the Shikhzairly area; *Б,В* – structure of the Shikhzairly area: *Б* – tectonic zonation map: *1* – Pliocene structural etage, *2* – Cretaceous–Miocene srtuctural etage, *3* – boundary of structural etages, *4* – anticlines, *5* – synclines, *6* – faults, *7* – boundaries of tectonic zones. Tectonic zones: I – Yurtandag anticline, II – Siyaki synkline, III – Dzhangi anticline, IV – Akhudag syncline, V – Shikhzairly anticline, VI – Sheitanud syncline. *В* – structural map: *1* – depth to bottom of Middle Miocene (*а* – drawn in 500 m interval, *б* – drawn in 100 m interval), *2* – thrusts and reverse faults, *3* – strike-slip faults, *4* – normal faults

Fig.50. Typical structural patterns of (А) underthrust and (Б) overthrust oroclines: general diagrams (plan)

1 –strike-slip faults; *2* – thrusts and other structures of compression

Fig.51. Structural patterns of oroclines arisen under conditions of different types of curving in horizontal plane, general diagrams (plan)

А – transervese flexure (bending) in horizontal plane; *Б,В* – transervese flexure with rotation in horizontal plane: *Б* – bending of pre-strike-slip initially rectilinear element, *В* – formation of newlyformed strike-slip-related folds; and *Г* – longitudinal flexure (bending) in horizontal plane. *1* – pre-strike-slip initially rectilinear tectonic element; *2* – strike-slip-related folds; *3* – strike-slip faults; *4* – thrusts and reverse faults; *5* – molasse basins arisen due to horizontal extension and subsidense of crust; *6* – simple shear zones; *7* – direction of tectonic pressure generating orocline; *8* – directions of block rotations

Fig.52. Examples of oroclines arisen under conditions of different types of curving in horizontal plane

А – Markan arc; *Б* – Carpathian loop; *В* – Tadjik virgation; *Д* – Taurus arcs;

1 – fold axts and lines of strike; *2* – strike-slip faults; *3* – thrusts and reverse faults; *4* – normal faults; *5* – molasse basins; 6 – ophiolites; *7* – basement megaanticlines; *8* – areas of orogenic volcanism; 9 – directions of tectonic pressure, generating oroclines, and block displacement. Figures in circles: 1 – Chaman Sinistral strike-slip fault; 2 – Kharan intramountain basin; 3 – Chagay volcanic zone (anticlinorium); 4 – Khamun-i-Mashkel intramountain basin; 5 – Gissar-Ilyak dextral strike-slip fault; 6 – Kukh-i-Alborz sinistral strike-slip fault; 7 – Darvaz sinistral strike-slip fault; 8 – North Anatolian dextral strike-slip fault; 9 – structural arc of West Taurus

Fig.60. Comparison of structural patterns of vertical and horizontal folds arisen under conditions of transverse bending: general difgrams

A – Graph of distance from indenter dependence of the longitudinal lengthening (*ll*) and transverse shortening (*ts*) magnitudes (L – distance from indenter, D – amount of deformation); *Б* – vartical fold arisen under conditions of transverse bending (vertkal section); *B* – horizontal fold arisen under conditions of transverse bending (plan). In upper parts of *Б* and *B* – principal diagrammes illustrating alteratiuon of intensity of extension along perimeter of the indenter dynamic influence area

1 – core of vertical diapir; *2* – boundaris of layers; *3* – "neutral line" of bend: *4* – faults (in vertical section); *5* – block indenter in core of horizontal fold; *8* – strike slip faults; *7* – thrusts; *8* – normal faults (in horizontal plane); *9* – extension fractures (arrows point toward direction of migration of deformed material; *10* – zones of transverse flattening and longitudinal tectonic flow of deformed material; *11* – direction of bending of initially rectilinear tectonic element; *12* – conventional imaginery line symbolized an absence of space in front of fold hinge

Fig.64. Geokinematic map of the Alpine-Himalayan orogenic belt, compiled from the results of study of structural patterns

1–5 – compression siructures: *1* – axes of folds (*a* - of Alpine age, *6* – activated at the Alpine epoch). *2* – neotectonic megaanticlines, *3* – thrusts, *4* – subduction zones, 5 –positive linear morphostructures of island arcs; *6-8* - wrench structures: *6* – strike-slip faults, *7* – horizontal simple shear zones, *8* – the same, without clear boundaries; *9–11* – extension structures: *9* – axes of spreading, *10* – normal faults, *11* – areas of orogenic volcanism; *12* – molasse basins; *13* –directions of displacement and rotation of blocks-indenters deduced from peculiarities of structural pattern; *14–15* – directions of lateral extrusion deduced from peculiarities of structural pattern: *14* – refer to "stable" Eurasia, *15* – refer to neighbouring blocks within orogenic belt; *16* – areas of gentle intraplate neotectonic uplifts

Fig.83. Paleogeokinematic maps of the Pert-Arabian collision area for 4 time intervals: Late Eocene–Oligocene (upper left), Late Oligocene–Early Miocene (upper right), Late Miocene–Early Pliocene (lower left) and Late Pliocene–Quaternary (lower right)

1–18 – *Paleotectonic zonation:* Eurasian plate: *1* – Scythian-Turanian platform, *2* – Central Caucasus rise, *3* – Shatsky and Kjurdamir subaqual swells, relics of the Jurassic island arc, *4* – Upper Cretaceous island arc, *5* – Anatolian terrain, *6* – Central Iranian terrain, intra-continental volcanic belt in Palengene, *7* – Paleocene–Eocene riflogeneous troughs, *8* – Black Saa –- South Caspian marginal sea ("Para-Tethys"), *9* – Lazarev-Gobustanian deep trough uncompensated by sedimentation, *10* – breccia, *11* – direction of supplies. Afroarabian plate: *12* – continental crust, *13* – Farah carbonate platform, *14* – Padeh furrow, *15* – Intermediate crust, *16* – oceanic crust, *17* - limits of paleoenvironmental areas, *18* – steep slopes; *19–34* – *Structural forms: 19* – thrusts and nappes, *20* – fold axes, *21* – arches and megaanticlines, *22* – domes, *23* – depressions, *24* – B-subduction, *25* – A-subduction, *26* – strike-slip faults, *27* – horizontal simple megazone shear, supposed Trans-Eurasian dextral strikeslip fault along the Tornquist line, *28* – other horizontal simple shear zones, *29* – oceanic transform faults, *30* – normal faults, *31* – spreading axes, *32* – zone of initial continental break-up, *33* – dykes, *34* – areas of neotectonic volcanism: (*a* – volcanics of Andean type, *6* – floodbasalts, *35* – volcanic chains; *36–47* – *Kinematic symbols*: *36* – supposed Eurasian-Afroarabian plate motion in Oligocene, *37* – approximate direction of Arabia motion relative to Eurasia predicted by arc-shaped confuguration of the Dead Sea fault (according to the published data), *38* – the same, deduced by author from arc-shaped configuration of the Mangyshlak-Aden simple shear zone in Early Miocene, *39* – rotation poles for Early Miocene, P_1 – Arabia-Africa, for the Mangyshlak-Aden simple shear zone, P_2 – the same, for the Quweirah Utum sinistral strike-slip fault, P_3 – Turkey-Eurasia, for the North Anatolian dextral strike-slip fault, *40* – Arabia-Eurasia motion vector for some points, *41* – areas of hypercompression and directions of lateral extrusion of squeezed rock masses, *42* – local horizontal compression, *43* – local horizontal extension, *44* – sphenochasma, *45* – sphenopisms, *46* – present-day coastline, *47* – additional locating marks

Abbreviations: Эл – Alborz, Ан – Anatolian block, АТ – Adzharo-Trialetian zone, ЧК – Black Sea – South Caspian marginal sea ("Para-Tethys"), ЦК – Central Caucasus rise, ЦИ – Central Iranian block, ВП – East Pont, ВТ – East Taurus, Фа – Farah carbonate platform, Ко – Kopetdagh, Кю – Kjurdamir ridge, Лу – Lut block, МК – Lesser Caucasus, Ле – Levantine continental margine, ЛК – Lazarev-Gobustanian trough, Па – Padeh furrow, Си – Sistan trough, Ша – Shatsky swell, СТ – Scythian-Turanian platform, Та – Talysh, ЗП – West Pont, За – Zagros

Comment: Structures actively formed during each stage are shown by heavy lines; while structural elements have been fomed by the beginning of the stager or nonactive are shown by thin lines. Structures being "in prospect" are shown by thick dashed lines

Fig.84. Geokinematics of the Mediterranean region. Compiled on the base of International Tectonic map of Europa 1:5 000 000 scale. V.E.Khain and Yu.G.Leonov editors (in press), with authors additions

1 – Eurasian plate; *2* – African and Arabian plates; *3* – Ionic basin; *4* – Alpine folded edifices; *5* – volcanic island arcs; *6* – axes of deep-water trenches; *7* – accretional prisms; *8* – back-arc basins and other basins formed by horizontal extension; *9* – frontal Alpine scharriages and some other major nappes and thrusts; *10* – strike-slip faults; *11* – simple shear zones in horizontal plane; *12* – normal faults; *13* – fold axes in detached platform covers; *14* – intraplate neotectonic rises; *15* – hypercompression areas (syntaxes, deformational necks); *16* – direction of escape of squeezed blocks

Fig.88. Models of horizontal indentation

I - one of characteristic models of plasticine block deformation due to indentation of rigid press. Right side of model is free. *A,E* – deep of penetration of indenter (*A* - 22 cm, *E* - 6 cm, *B* – fault geometry; II - comparison of indentational models: general diagrams (plan). *A* – traditional model. *E* – model considered in the present book: *1* –indenter, *2,3* – direction of indenter motion (*2* - progressive, *3* – rotational); *4,5* – conventional limits of model: *4* – not free (creating obstacle to movement of deformed material), *5* – free and almost free

Fig.95. Reflection of collisional deformation of the Alpine-Himalayan belt in peculiarities of neotectonic structure of platforms of Nothern Eurasia

1 – thrusts and neppes; *2* – strike-slip faults; *3* – normal faults; *4* – axes of folds and megafolds; *5* – platform area drawn into gentle neotectonic uplift; *6* – the same, drawn into gentle subsidence; *7* – axes of gentle neotectonic rises; *8* – the same, neotectonic submerges; *9* – spreading; *10* – subduction; *11* – directions of gondwanian microcontinent-indenters motion refer to Eurasia; *12* – directions of northward (refer to Eurasia) motion of major blocks squeezed-out by indenters; *13* – direction of southward (refer to the Alpine-Himalayan belt) compensational motion of blocks; *14* – direction of supposed movement of the East European subplate refer to the Atlantic spreading zone