

УДК 551.240 (234.1/234.9)

СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ—КАВКАЗ: ПЛЕЙТТЕКТОНИЧЕСКАЯ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ КОНЦЕПЦИИ

В.И. Шевченко

Институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 13.04.04

Для средиземноморско-кавказского “основного ствола” сегмента Альпийско-Гималайского подвижного пояса характерна осесимметричная тектоническая зональность. Достоверно установлена осебежная, от оси пояса, в сторону смежных платформ вергентность надвигов, покровов, складок. Эти данные противоречат представлениям, развиваемым в рамках плейттектонической концепции. Согласно этим представлениям, подвижные пояса — это области горошения, хаотической мозаичной структуры фрагментированной коры. Для них типичны общая асимметричность и моновергентность структуры. Поэтому отказ от геосинклинальной концепции и замена ее плейттектонической применительно к рассмотренной части подвижного пояса противоречат реальным геологическим материалам.

Осуществленные в течение последних десяти—пятнадцати лет высокоточные геодезические измерения (GPS, VLBI и некоторые другие) зафиксировали происходящие в настоящее время раскрытие Атлантического и Индийского океанов, спрединг Восточно-Тихоокеанского поднятия, северный дрейф Африканской, Аравийской и Индийской литосферных плит относительно Евразийской [31, 62, 66]. Результаты этих измерений, следовательно, в глобальном масштабе соответствуют основным положениям плейттектонической концепции. Однако имеющиеся по ряду подвижных поясов (Альпийско-Гималайскому и др.) геологические и сейсмологические данные, а также те же геодезические измерения, но в пределах поясов, на региональных и локальных сетях противоречат этой концепции. Это означает, по-видимому, что эти пояса или, во всяком случае, их части формируются под воздействием (или при участии) иных, своих собственных, автономных неплейттектонических механизмов тектогенеза [49—55].

Согласно реконструкциям в рамках плейттектонической концепции [12, 28, 33, 43, 65], перед надвиговым фронтом Альпийско-Гималайского подвижного пояса находится край смежной платформы (применительно к рассматриваемой территории Средиземноморья—Кавказа это край Африканской и Аравийской платформ). Непосредственно к подвижному поясу прилегает передовой (краевой) прогиб. Вслед за передовым прогибом располагается собственно фронт складчато-надвигово-покровного сооружения, образуемого пакетами пластин надвигов и покровов. Надвигание происходит в сторону передового прогиба и смежной платформы. В составе такого сооружения выделяются внешняя и внутренняя историко-геологические зоны. Внешняя зона — миогеосинклинальная. Внутренняя — эвгеосинклинальная, слож-

на серией пород, в составе которых большое место занимают продукты вулканизма основного состава. В основании разреза залегают породы офиолитового комплекса. В еще более внутренних частях подвижного пояса появляются древние кристаллические породы, слагающие так называемые срединные массивы.

Внешняя, миогеосинклинальная зона сопоставляется с пассивными континентальными окраинами современных континентов, а внутренняя, эвгеосинклинальная, рассматривается как остаток коры ранее существовавших океанических впадин, континентального подножия, островных дуг (применительно к рассматриваемой территории — как результат закрытия океана Тетис). “Внутренние, или срединные массивы представляют собой части других континентов, противостоявших в свое время континентам, располагающимся в настоящее время перед фронтом складчатого пояса” [14, с. 73]. С этой точки зрения “противостоявшим в свое время континентом”, располагавшимся севернее Тетиса, а ныне располагающимся севернее Альпийско-Гималайского подвижного пояса, является Евразийский континент.

Сторонники плейттектонической концепции считают, что следует практически полностью отказаться как от излишних от геосинклинальной концепции и предлагаемых ею механизмов тектогенеза при изучении строения подвижных поясов и истории их формирования.

Общая характеристика структуры средиземноморско-кавказского сегмента Альпийско-Гималайского подвижного пояса

Для оценки вклада разных механизмов тектогенеза в формирование структуры Альпийско-Гималайского подвижного пояса, для оценки адекватности

ти различных теоретических подходов к этим вопросам существенное значение имеют материалы по основным общим чертам строения пояса в целом.

Альпийско-Гималайский подвижный пояс на отрезке от Гибралтара до Каспия—Персидского залива располагается между Евразийской литосферной плитой на севере и Африканской и Аравийской литосферными плитами на юге (рис. 1). На границе подвижного пояса и этих плит находятся передовые прогибы. В составе рассматриваемой части самого пояса выделяются (от периферии к его оси) зоны Внешняя, Флишевая и Внутренняя [1, 4, 5, 22, 27, 37, 40, 43, 60].

Внешняя зона сложена, как правило, мощными неметаморфизованными неритовыми терригенными и карбонатными отложениями. В обычно более узкой Флишевой зоне, как это ясно из ее названия, вскрывается в основном флиш. Накопление этих отложений происходило преимущественно в меловое—палеогеновое время. Неритовые и флишевые отложения, по-видимому, связаны фациальными переходами [48]. Мы в дальнейшем для упрощения изложения иногда будем объединять Внешнюю и Флишевую зоны и называть эту составную зону Периферической.

Полоса осадочных пород Периферической зоны огибает весь рассматриваемый отрезок подвижного пояса с севера, запада и юга. В составе пояса выделяются соответственно северная и южная ветви этой зоны. Между северной и южной ветвями Периферической зоны Альпийско-Гималайского подвижного пояса располагается его Внутренняя зона. В ее пределах большие площади заняты выступами древних метаморфических пород. Здесь также вскрываются различные осадочные и вулканогенные породы палеозоя, мезозоя и кайнозоя, образующие чехол на кристаллическом фундаменте. Широко распространены интрузивные породы разного возраста и состава.

Северная ветвь Периферической зоны начинается, если двигаться с запада на восток, Внешней и Флишевой зонами Бетских Кордильер (Бетид) и далее структурами островов Балеарского архипелага. Затем граница платформы и подвижного пояса следует, по-видимому, в обход о. Сардиния с юга, после чего, вероятно, приобретает субмеридиональную ориентировку. Эта граница снова становится доступной наблюдению в северо-восточной части о. Корсика (но передовой прогиб, Внешняя и Флишевая зоны здесь отсутствуют). После этого северная ветвь Периферической зоны почти непрерывно протягивается по внешнему краю Западных, Центральных и Восточных Альп (Дофинейская и Гельветская зоны), Западных, Восточных и частично Южных Карпат (Флишевые Карпаты) и Балканид (Предбалканская зона). Продолжением полосы больших мощностей осадочных отложений Предбалканья можно считать мощный комплекс мезозойских—палеогеновых отложений Западно-Черноморской и далее Восточно-

Черноморской впадин [39]. На продолжении Восточно-Черноморской впадины располагается сооружение Аджаро-Триалет [32, 39] и далее по простиранию сходного с ними Тальша. Но обособить здесь, как и в Предбалканье, аналоги Внешней и Флишевой зон невозможно. Флишевые и нефлишевые отложения Периферической зоны чередуются здесь в разрезе. В промежутке между Аджаро-Триалетами и Тальшом располагаются Мирзаанский и Агджабдинско-Евлаховский прогибы [32], которые мы рассматриваем как части северной ветви Периферической зоны подвижного пояса. Далее на восток в ее состав можно включить, по-видимому, Предэльбурский (в Южном Каспии) и Атрекский прогибы. В пределах перечисленных прогибов (как и в Западно- и Восточно-Черноморском) не сформировались горные сооружения. В настоящее время они погребены под отложениями орогенной стадии развития региона.

Для перечисленных горных сооружений северной ветви Периферической зоны от Бетских Кордильер до Аджаро-Триалет и Тальша характерна интенсивная дислоцированность отложений юрского—мелового—палеогенового возраста — складки, надвиги, тектонические покровы. Четко выражена северная, точнее, в направлении от оси пояса, в сторону европейской части Евразийской плиты вергентность этих дислокаций (рис. 1).

К южной ветви Периферической зоны подвижного пояса относятся внешние, периферические части горных сооружений Магрибид (Эр-Рифа и Телль-Атласа) в Африке и их аналоги в северной части Сицилии и в Калабрийской дуге Апеннинского п-ова. Бетиды Иберийского п-ова и Магрибиды Африки смыкаются в районе Гибралтарского перешейка, где образующие их структуры приобретают субмеридиональное простирание. Они образуют Бетско-Рифскую дугу [40].

Далее в восточном направлении продолжением южной ветви Периферической зоны являются соответствующие подразделения Апеннин (Умбрийская и Тосканская зоны), Южных Альп (Южно-Альпийская зона), Динарид (зоны Далматская, Высокого Карста и Боснийская), Эллинид (зоны Ионическая и Гаврово). Периферическая зона огибает здесь Апулийский выступ (отторженец?) Африканской платформы.

Известно, что отложения Периферической (в данном случае Внешней) зоны Эллинид доступны наблюдению на большей западной части Пелопоннеса. Критская островная дуга, в пределах которой, как и в восточной части Пелопоннеса, вскрываются породы, в том числе метаморфические, герцинского основания, относится к Внутренней зоне подвижного пояса. В то же время Е.Е. Милановский [24] и В.М. Цейслер [45, 46] рассматривают Эллинский желоб, протягивающийся южнее Крита, как "своеобразный краевой прогиб". Следовательно, по Эллинскому желобу можно проводить южную границу

складчатого пояса [16]. Внешняя и Флишевая зоны здесь и, по-видимому, в азиатской—кипрской части пояса отсутствуют. У Восточных Тавридов аналог Периферической зоны также отсутствует. Внешняя зона снова появляется в Загросе.

В южной ветви Периферической зоны подвижного пояса от Эр-Рифа до Загроса резко проявлена южная, точнее, в направлении от оси пояса, в сторону Африканской и Аравийской платформ, вергентность чешуйчато-надвиговых, покровных и складчатых дислокаций (рис. 1).

В Гибралтарской дуге, смыкающей северную и южную ветви Периферической зоны, вергентность западная.

Строение Внутренней зоны средиземноморско-кавказского сегмента Альпийско-Гималайского подвижного пояса здесь не рассматривается. В ее состав входят, например, Альборанский, Пелоританский и ряд массивов Апеннин, Пеннинская зона Альп, внутренние зоны Карпат, Балканид, Динарид, Эллинид и т.д. Во многих случаях установлено осежное надвижение пород Внутренней зоны на отложения северной и южной ветвей Периферической зоны. Иногда (при выклинивании последней) происходит надвижение на смежные части передовых прогибов или даже на прилегающие части платформы (Корсика, Южные Карпаты, Восточный Тавр).

Кроме перечисленных Внешней, Флишевой и Внутренней зон в западной части пояса (Бетиды, Магрибиды, о. Сицилия, Калабрийская дуга) вдоль границы Периферической и Внутренней зон протягивается узкая зона Известняковых хребтов (“Дорсаль”). В Паннонском сегменте подвижного пояса вдоль границы Периферической и Внутренней зон (вдоль границы Флишевых и Внутренних Карпат) протягивается на 500 или даже 900 км узкая (2—20 км) Пьенинская (или Утесовая) зона [36, 40]. Обращает на себя внимание то, что по месту в тектонической структуре региона, составу и в определенной мере возрастному интервалу слагающих отложений эта Пьенинская (Утесовая) зона Карпат похожа на зону Известняковых хребтов Бетско-Рифской дуги.

В.Д. Чехович и др. [48] показали, что в Тель-Атласе отложения Внешней и Флишевой зон отлагались соответственно на приплатформенном южном и противоположащем северном крыльях единого Тельского прогиба. По аналогии мы полагаем, что южной и северной ветвям Периферической зоны на рассматриваемом отрезке подвижного пояса отвечает единый Периферический прогиб. Этот прогиб окаймляет приподнятую (относительно или абсолютно) Внутреннюю зону.

Важнейшим элементом тектонической структуры Альпийско-Гималайского подвижного пояса являются относительно неширокие офиолитовые пояса, сложенные породами офиолитового ряда [1, 4, 5, 15, 17, 19, 28, 40] (рис. 1). Судя по имеющимся данным, они могут быть грубо разделены на три

морфологические разновидности. Во-первых, это субвертикальные узкие (мощность до 5—10 км) дайкоподобные тела офиолитов («...узкие “шовные” зоны, обрамленные крутопадающими разломами, как это имеет место в Вардарской зоне Внутренних Динаридов, в Северной Анатолии...» [28, с. 152], а также на Малом Кавказе [19, 20]). Они рассматриваются как собственно сuture, т.е. швы, маркирующие местоположение ранее существовавшего океана Тетис. Во-вторых, это офиолиты, образующие тектонические покровы по периферии швов-suture и сформировавшиеся, по-видимому, в результате тектонического раздавливания последних и выдавливания из них пластичного офиолитового материала на смежные поднятия (на рис. 1 показаны без разделения только образования этих двух типов). Эти офиолитовые пояса расположены приблизительно в осевой части подвижного пояса. В состав осевого офиолитового шва на Малом Кавказе входит Малокавказская офиолитовая зона (включает Эрзинджан-Севанскую и Эрзинджан-Вединскую ветви). В Анатолии ее продолжением служит Измирско-Анкарский офиолитовый пояс. На территории Балканского п-ова ему соответствуют офиолиты Вардарской зоны, а в Альпах, вероятно, Пеннинские и далее Лигурийские офиолиты. В-третьих, существуют пояса аллохтонных офиолитов преимущественно в южной части подвижного пояса, например в Динаридах, Эллинидах, Тавридах. Эти аллохтонные офиолиты значительно удалены от приосевой suture, для них не выявлены собственные корневые зоны. Возможно, они связаны непосредственно с перемещениями по южновергентным надвигам глубокого, мантийного заложения [53]. В значительной мере сходное представление было ранее высказано М.Г. Ломизе [18] относительно природы карпатских гипербазитов.

Значительные территории подвижного пояса занимают обширные наложенные впадины, выполненные отложениями миоцена — четвертичными. Для них характерно развитие тектонических дислокаций, свидетельствующих о субгоризонтальном растяжении (сбросы, грабены, сдвиги). Установлено утонение земной коры и литосферы в целом по сравнению со смежными частями пояса. Эти впадины могут целиком располагаться в пределах сухопутной части пояса (Паннонская). Другие впадины целиком располагаются в акваториях (Альборанско-Балеарская, Лигурийско-Валенсийская, Ионическая, Левантская, Черноморская, Южно-Каспийская). Контуры этих впадин устанавливаются по геофизическим и геоморфологическим данным. Наконец, в состав некоторых впадин входят как сухопутная, так и морская части. Такова Эгейская впадина, включающая кроме собственно Эгейского моря также смежные части Балканского п-ова и Анатолии, для которых характерно наличие дислокаций, свидетельствующих об обстановке субгоризонтального растяжения. Такова же, по-видимому, ситуация с Тирренской впадиной.

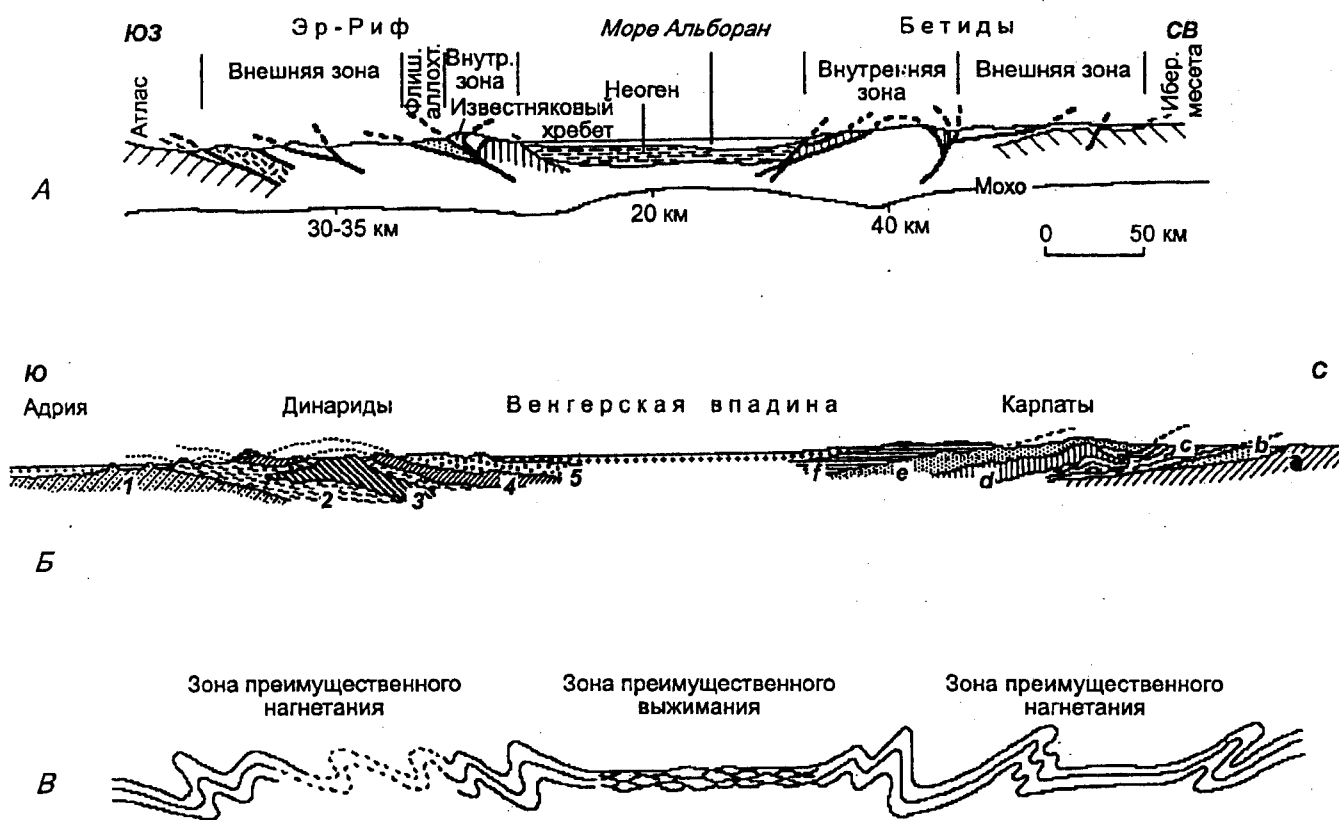


Рис. 2. А — обобщенный схематический профиль Бетской и Рифской складчатых систем (по М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе из [40]). На профиле показано положение главных тектонических элементов. Поверхность Мохо гипотетична. Б — схема строения альпийского орогена по профилю через Карпаты и Динариды, по [63]. Динариды: 1 — адриатическая группа покровов; 2 — нижнединарские покровы; 3 — палеозой (карбон), покров Цукали в Албании; 4 — нижнединарские покровы боснийско-албанской плиты; 5 — верхнединарские покровы боснийской флиш-роговиковой зоны (покров Мирдита в Албании). Карпаты: а — фундамент горного сооружения в Сулетах; б — молассовая зона; с — покровы в Бескидах (флишевая, гельветская зона); d — покровы Высоких Татр; е — субатланские покровы; f — восточноальпийские покровы Венгерского среднегорья. В — схематический профиль через Восточные Альпы, по [3]

Большая часть отвечает акватории Тирренского моря, но, вероятно, на севере она захватывает смежную территорию Апеннинского п-ова. Наложённые впадины могут располагаться (более или менее приблизительно) в осевой части подвижного пояса (Альборанско-Балеарская, Тирренская, Паннонская, Эгейская). Для них характерны высокий тепловой поток (Чермак, 1982) и гравитационные изостатические максимумы (Артемьев, 1966, 1971). Другие впадины находятся вне границ пояса (Ионическая, Левантская, Лигурийско-Валенсийская) или наложены на смежные части подвижного пояса и соседней платформы (Черноморская, возможно, Южно-Каспийская). В этих случаях тепловой поток не повышен или существенно понижен, впадинам отвечают обычно изостатические минимумы. Такие различия указывают, по-видимому, на разные механизмы формирования впадин.

Рассмотренный отрезок Альпийско-Гималайского подвижного пояса образует его "основной ствол". Кроме того, в составе пояса существуют элементы структуры, которые не входят в этот "основной ствол" [40]. К их числу относятся Пиренеи, Добруджа, Горный Крым, Большой Кавказ, Большой Балхан. Они

располагаются несколько в стороне от "основного ствола" и являются самостоятельными боковыми ветвями подвижного пояса. Ж. Обуэн [60] эти сооружения считает внутрикратонными, т.е., по-видимому, вообще не включает в состав собственно альпийских цепей. Эти сооружения здесь не рассматриваются.

Таким образом, на всем рассматриваемом отрезке "основного ствола" Альпийско-Гималайского подвижного пояса, на протяжении приблизительно 5500 км по простиранию выдерживается одна и та же очень простая по существу осесимметричная структурно-геологическая зональность. Эта зональность была, конечно, отмечена (с теми или иными различиями) и раньше [1, 4, 22, 37, 40, 43, 60].

Для "основного ствола" на всем рассмотренном ее отрезке характерна центробежная или, точнее, осебежная (от оси подвижного пояса в сторону смежных платформ) ориентировка чешуйчато-надвиговых, покровных и складчатых дислокаций (Штилле, 1924) [1, 4, 22, 24, 37, 40, 60, 61, 63] (рис. 1). Например, такая осебежная ориентировка описана для Бетско-Рифской дуги (рис. 2, А). Она хорошо известна для Динаро-Карпатского отрезка пояса (рис. 2, Б), для Восточных Альп (рис. 2, В).

Такие осесимметричная зональность и дивергентная структура “основного ствола” пояса противоречат точке зрения сторонников плиттектонической концепции, которые исходят, как отмечалось выше, в основном из представления о его асимметричной, моновергентной структуре.

Плиттектонические реконструкции геотектонической эволюции Альпийско-Гималайского подвижного пояса (в том числе рассматриваемой его части) предполагают его весьма сложную мезозойскую—кайнозойскую историю, весьма сложные в ходе его формирования перемещения различных тектонических элементов [12, 33, 40, 41, 64, 65]. Выделяются участки континентальной и океанической коры разного размера и соответственно ранга (микроплиты, блоки, глыбы), в том числе оторвавшиеся от одной литосферной плиты и причленившиеся к другой; спрединговые срединно-океанические хребты и островные дуги; зоны субдукции (полярность и местоположение последних может меняться в ходе развития пояса) и обдукции; трансформные разломы; обычные сбросы, надвиги, складки. Все эти структурно-тектонические элементы образуют сложную мозаику, история которой реконструируется по геологическим комплексам пород-индикаторов, по палеомагнитным данным. Они находятся в различных сочетаниях, существенно изменяющихся в течение коротких отрезков времени. Блоки коры (или литосферы) перемещаются в плане в разные стороны, вращаются по и против часовой стрелки вокруг вертикальных осей на углы до 100—200°.

Если исходить из таких реконструкций, то следовало бы ожидать, что современная структура “основного ствола” рассматриваемой части подвижного пояса должна представлять собой коллаж из взаимно независимых микроплит, блоков, глыб, их обломков разного размера, механически сгруженных, аккрецированных в результате сближения ограничивающих пояс основных литосферных плит. Иными словами, должна бы возникнуть “зона торшения”, “гигантская брекчия”, “мозаика”, состоящая из разнородных, чужеродных, независимых друг от друга частей литосферы, расположенных между Евразийской и Африканской—Аравийской литосферными плитами [7, 10, 11]. Представление о хаотичности структуры подвижных поясов приводит к отрицанию закономерного характера процесса их формирования [7, 11, 13].

Остается совершенно непонятным, как в итоге в результате такого процесса могли бы сформироваться охарактеризованные выше в принципе очень простая осесимметричная зональность и дивергентная структура “основного ствола” пояса. И поскольку такая зональность и структура рассматриваемой части пояса — объективная геологическая реальность, плиттектоническая аккреционная интерпретация пояса представляется крайне спорной.

Граница Евразийской и Африканской литосферных плит, океан Тетис

Если исходить из плиттектонической концепции, существенные трудности возникают при попытке провести в рассматриваемом регионе границу между Евразийской и Африканской литосферными плитами. В Атлантическом океане границу этих плит проводят по четко локализованной субширотной сейсмичной Азорско-Гибралтарской зоне разломов. С приближением к континентальному массиву Европы и Африки положение границы становится неопределенным. Некоторые исследователи полагают, что граница Евразийской и Африканской плит проходит через южную часть Пиренейского п-ова. Другие проводят ее через северную окраину Африки. Третьи — через Гибралтарский пролив и далее приблизительно по оси Альборанского моря. Эпицентры землетрясений не показывают сколько-нибудь явного тяготения к какой-либо одной определенной линии. Поэтому границу двух крупнейших литосферных плит на альборанском отрезке подвижного пояса локализовать не удается. Предполагается, что граница здесь обладает диффузным характером и совпадает с областью развития дислокаций, сконцентрированных в полосе шириной ~300 км [6]. Что такое “диффузная граница” по существу, как эта “диффузность” выражается в структуре пояса, — остается неизвестным.

Важнейшим элементом плиттектонических реконструкций истории формирования Альпийско-Гималайского подвижного пояса является выделение в юре—эоцене обширного клиновидного океана Тетис, ограниченного пассивной континентальной окраиной Африканской и Аравийской плит на юге и активной окраиной Евразийской плиты на севере. Предполагается, что Тетис на западе соединялся с Атлантическим, а на востоке с Тихоокеанским бассейнами [5, 12, 28, 33, 40, 42, 47, 48, 65]. Ширина океана Тетис в рассматриваемой части пояса оценивается в рамках этих реконструкций в 200—500—800 км и более. Взаимное сдвиговое смещение плит вдоль Тетиса — 500—600 км.

Изложенным вариантам проведения границы Евразийской и Африканской литосферных плит, а также расположения Тетиса противоречит то, что Бетские Кордильеры, Эр-Риф и Тель-Атлас являются очевидными, неразрывно связанными друг с другом частями единой целостной Бетско-Рифской дуги подвижного пояса. Выделенные в составе каждого из сооружений этой дуги перечисленные выше одноименные структурно-фациальные зоны (Внешняя, Флишевая, Дорсаль, Внутренняя), формировавшиеся в течение юры—миоцена (а также и более мелкие их подразделения), практически непосредственно связаны друг с другом, служат прямым продолжением одна другой [4, 22, 37, 40]. Такое их соотношение было бы невозможно, если бы Бетиды и Магрибиды (или их части) возникли независимо

друг от друга, входили бы в состав разных литосферных плит, и только позднее их однотипные историко-геологические зоны были бы механически сближены и состыкованы — при упомянутом, измеряемом сотнями километров предполагаемом предшествующем взаимном смещении плит. Эти неувязки в плиттектонических реконструкциях рассматриваемой части подвижного пояса отмечали многие исследователи [2, 23, 40]. Из всего этого следует, что Евразийская и Африканская литосферные плиты на альборанском отрезке подвижного пояса вообще не были разделены океаническим проливом Тетиса. Следовательно, Тетис, местоположение которого маркируется Малокавказским — Измирско-Анкарским — Вардарским — Пеннинским — Лигурийским офиолитовым поясом, замыкался, не доходя (в направлении с востока на запад) до гибралтарской части Бетско-Рифской дуги и Альборанского блока. Это означает, что точка зрения, согласно которой Альпийско-Гималайский подвижный пояс есть порождение океана Тетис, не отвечает, по крайней мере применительно к альборанскому сегменту пояса, геологической реальности.

Изложенные данные о тектонической структуре “основного ствола” Альпийско-Гималайского подвижного пояса в интервале от Гибралтара на западе до Каспия—Персидского залива на востоке означают, что океан Тетис, входивший в состав этого пояса, существенно отличался от современных океанов. Для Тихого океана характерна, помимо прочего, океаностремительная, в сторону океана, от смежных континентальных массивов вергентность окаймляющих его Западно- и Восточно-Тихоокеанской субдукционных систем. Нередко прилегающие к нему части обрамляющих подвижных поясов также характеризуются океаностремительной вергентностью. В отличие от этого океану Тетис на всем рассмотренном выше интервале пояса свойственна, во-первых, океанобежная, в сторону смежных платформ вергентность тех частей подвижного пояса, которые обрамляли океан с севера и с юга. И во-вторых, сейсмофокальные и высокоскоростные сейсмотомографические поверхности (там, где они выявлены) также наклонены под подвижный пояс и соответственно под осевую полосу офиолитов, т.е. под океаническую сутуру Тетиса. А океаны типа Атлантического и Индийского с их наложенными, секущими флексурно-сбросовыми границами вообще не имеют такого вергентного обрамления. Вергентность срезаемых ими смежных структур континентов отношения к этим океанам не имеет.

Одной из причин для выделения океана Тетис служит принимаемое многими исследователями представление о большом петрологическом сходстве или даже тождественности альпинотипных офиолитовых пород подвижных поясов и пород земной коры и нижележащей части мантии современных океанов [9, 11, 13, 29, 30, 43]. Существование Мало-

кавказского—Измирско-Анкарского—Вардарского—Пеннинского—Лигурийского офиолитового пояса делает правдоподобным такое представление о Тетисе как о тектоническом образовании, которое обладало литосферой океанического типа, т.е. как об океане. Однако не все специалисты в этой области согласны с подобными построениями [21, 56, 57]. Отмечалось, что породы офиолитовых комплексов подвижных поясов существенно отличаются от таковых современных океанов. Эти соображения просто игнорировались или оспаривались многими исследователями. Однако они подтверждаются в более поздних работах других специалистов [8, 35]. Указывалось также, что осадочные и вулканогенные отложения подвижных поясов существенно отличаются по ряду параметров от океанических [34, 38, 44, 58]. Из этих сопоставлений следует, что результаты, полученные при изучении пород земной коры и мантии современных океанов, не могут быть использованы для реконструкции Тетиса.

Выводы

Изложенный материал согласуется с точкой зрения, согласно которой подвижные пояса типа Альпийско-Гималайского представляют собой самостоятельные структурные элементы тектоносферы [25, 26, 45, 58, 59], существующие независимо от океанических впадин, сосуществующие с ними во времени и пространстве. Строение и развитие рассмотренных частей Альпийско-Гималайского подвижного пояса соответствует (с определенными изменениями) тем представлениям, которые были положены в основу геосинклинальной концепции. Представляется, что отказ от этой концепции в целом, отказ от интерпретации Альпийско-Гималайского подвижного пояса как эпигеосинклинального сооружения, отождествление океана Тетис с другими современными океанами не оправдываются имеющимися геологическими материалами.

Это не означает, что необходимо отказаться от представления об океане Тетис вообще. Существуют разные варианты его реконструкции. В наиболее распространенном сейчас варианте Тетис представляется как обширный клиновидный залив Палеопацифики (концепция “широкого Тетиса”). Менее популярен вариант “океаноподобного бассейна”, вариант “узкого Тетиса” [25, 26]. В свете изложенного выше этот вариант представляется предпочтительным. Альпийско-Гималайская геосинклинальная область включала этот “океаноподобный бассейн”, но не была тождественна ему.

Аналогичные или весьма сходные осесимметричная зональность и дивергентная структура характерны для поздних альпид юго-восточного замыкания этого пояса в Индонезии, мезозоид Верхояно-Колымской складчатой системы Западно-Тихоокеанского подвижного пояса, герцинид Урала Урало-

Монгольского пояса, герцинид—каледонид Северо-Атлантического пояса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 05—05—65190.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белостоцкий И.И.* Строение и формирование тектонических покровов. М., 1978. 238 с.
2. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М., 1989. 382 с.
3. *Белоусов В.В., Гзовский М.В., Горячев А.В.* О структуре Восточных Альп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. 26, вып. 1. С. 46—68; вып. 2. С. 50—69.
4. *Богданов Н.А., Короновский Н.В., Ломизе М.Г.* и др. Тектоническая карта Средиземного моря. М., 1994.
5. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Чехович В.Д.* и др. Объяснительная записка к Тектонической карте Средиземного моря. М., 1994. 78 с.
6. *Вержбицкий В.Е.* Особенности новейшей структуры восточной части Азоро-Гибралтарской зоны разломов (Атлантический океан) // Изв. вузов. Геол. и разв. 2001. № 6. С. 19—25.
7. *Диккинсон У.* Модели геосинклиналей в свете положений тектоники плит // Новая глобальная тектоника. М., 1974. С. 220—232.
8. *Дмитриев Л.В.* Магматизм дна океана и вопросы формирования его литосферы // Геол. и геофиз. 1986. № 7. С. 81—85.
9. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика // Тр. Объединенного ин-та геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Вып. 850. Новосибирск, 2001. 409 с.
10. *Дьюи Дж., Берд Дж.* Горные пояса и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М., 1974. С. 191—219.
11. *Зоненшайн Л.П.* Тектоника плит и геосинклинали // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан—континент. Новосибирск, 1984. С. 6—14.
12. *Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г.* и др. Эволюция Тетиса // История океана Тетис. М., 1987. С. 104—115.
13. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., 1976. 232 с.
14. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М., 1979. 311 с.
15. *Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Галкин В.А., Зайцев В.А.* Соотношение офиолитовых сутур и активных разломов к западу от Аравийского клина // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 1. С. 13—25.
16. *Лебедев Л.И., Маловицкий Я.П., Муратов М.В.* и др. Сравнительно-тектонический анализ осадочных чехлов глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса // Тектоника Средиземноморского пояса. М., 1980. С. 22—39.
17. *Ломизе М.Г.* О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья // Изв. вузов. Геол. и разв. 1970. № 11. С. 32—41.
18. *Ломизе М.Г.* К вопросу о карпатских офиолитах // ДАН СССР. 1976. Т. 230, № 6. С. 1410—1413.
19. *Ломизе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М., 1983. 194 с.
20. *Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Пересечение Севанской офиолитовой зоны (Малый Кавказ) // ДАН СССР. 1975. Т. 221, № 2. С. 420—423.
21. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М., 1980. 247 с.
22. Международная тектоническая карта Европы, масштаб 1:2 500 000. М., 1981.
23. *Мейерхофф Ф., Мейерхофф Г.* Новая глобальная тектоника — основные противоречия // Новая глобальная тектоника. М., 1974. С. 377—455.
24. *Милановский Е.Е.* Кинематика тектонических движений, термический режим и вулканизм Средиземноморского геосинклинального пояса и его “рамы” в орогенном этапе альпийского цикла // Вулканология и сейсмология. 1981. № 4. С. 11—35.
25. *Милановский Е.Е.* Главные типы современных океанов и их роль в структуре и геологической истории Земли // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 5. С. 30—38.
26. *Милановский Е.Е.* Проблемы строения и развития океанических бассейнов в контексте геологической истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 5. С. 22—33.
27. *Обузн Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., 1967. 302 с.
28. *Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л.* и др. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). М., 1980. 222 с.
29. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л.* и др. Океаны и геосинклинальный процесс // ДАН СССР. 1970. Т. 196, № 3. С. 657—659.
30. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. № 12. С. 7—25.
31. *Прилепин М.Т.* Геодезическая и палеомагнитная модели движения глобальных тектонических плит // Очерки геофизических исследований. М., 2003. С. 363—368.
32. *Резанов И.А., Шевченко В.И.* Строение и эволюция земной коры геосинклинали. М., 1978. 183 с.
33. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л., 1989. 76 с.
34. *Руженцев С.В.* Океаны и геосинклинали // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки) // Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 338. С. 13—26.
35. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН АН СССР. 1987. Вып. 404. 246 с.

36. Сандулеску М. Пьениды // Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М., 1978. С. 402—406.
37. Тектоническая карта Евразии, масштаб 1:5 000 000. М., 1966.
38. Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Холодов В.Н. Эволюция процессов осадконакопления и породообразования на континентах и в океанах // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М., 1983. С. 17—49.
39. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М., 1985. 215 с.
40. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М., 1984. 344 с.
41. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., 2001. 606 с.
42. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М., 1993. 452 с.
43. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., 1995. 480 с.
44. Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Гречин В.И. и др. Геосинклинальная и океаническая седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика) // Тр. ГИН АН СССР. 1984. Вып. 396. 222 с.
45. Цейслер В.М. Подвижные пояса и океаны // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 6. С. 8—12.
46. Цейслер В.М. Неоген-четвертичные краевые прогибы и их соотношение с глубоководными желобами // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., 2002. С. 224—230.
47. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М., 1993. 272 с.
48. Чехович В.Д., Зоненшайн Л.П. Основные черты структуры и тектонического развития Альпийской складчатой области Северной Африки в мезозое и кайнозое // Геотектоника. 1976. № 3 С. 40—57.
49. Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. М., 1984. 160 с.
50. Шевченко В.И. О возможной роли некоторых процессов литогенеза в формировании тектонических дислокаций субгоризонтального сжатия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 3. С. 14—25.
51. Шевченко В.И., Добровольский И.П., Лукк А.А. Напряженно-деформированное состояние литосферы эгейского сектора Средиземноморского подвижного пояса // Физика Земли. 2001. № 12. С. 52—63.
52. Шевченко В.И., Лукк А.А. Сейсмотомографические “зоны субдукции” в мантии эгейско-тирренского сектора Средиземноморского подвижного пояса // Физика Земли. 2002. № 6. С. 71—81.
53. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Геодинамика района Эгейского моря и его горного обрамления в Средиземноморском подвижном поясе // Физика Земли. 2000. № 10. С. 29—47.
54. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Геодинамика альборанского сектора Средиземноморского подвижного пояса // Докл. РАН. 2002. Т. 386, № 6. С. 802—804.
55. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. К геодинамике Средиземноморья — Кавказа: новые геодезические, геологические и сейсмотомографические данные // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Мат-лы XXXVI тектон. совещ. Т. 2. М., 2003. С. 298—301.
56. Шейнманн Ю.М. Некоторые черты связей магмы и тектоники // Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1968. С. 19—29.
57. Шейнманн Ю.М., Лутц Б.Г. Вещественные группы ультрабазитов; их значение для тектонического анализа // Геотектоника. 1974. № 4. С. 3—18.
58. Шлезингер А.Е. Тектонические структуры земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 3. С. 3—10.
59. Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Соотношение основных (рифейско-фанерозойских) тектонических структур земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 5—20.
60. Aubouin J. Mediterranee orientale et Mediterranee occidentale: esquisse d'une comparaison du carde alpin // Bull. Soc. geol. France. Ser. 7. 1977. Vol. 19, N 3. P. 421—435.
61. Burchfiel B.C. Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics // Tectonophysics. 1980. Vol. 63, N 1—4. P. 31—61.
62. Gendt G., Dick G., Sohne W. GFZ Analysis center of IGS-annual report, 1996 // International GPS service for geodynamics. 1996 Annual rept. 1997. P. 169—181.
63. Kober L. Der Bau der Erde. Wien, 1921. 324 S.
64. Lonergan L., White N. Origin of the Betic-Rif mountain belt // Tectonics. 1997. Vol. 16, N 3. P. 504—522.
65. Ricou L.E., Dercourt J., Geysant J. et al. Geological constrains on the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys // Tectonophysics. 1986. Vol. 123, N 1—4. P. 83—122.
66. SOPAC Refined Velocities (m/yr). Most recent available epoch for each site // [hpt://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/refinedModelVelocities.cgi](http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/refinedModelVelocities.cgi)

MEDITERRANEAN—CAUCASUS: PLATE TECTONIC AND GEOSYNCLINE CONCEPTIONS

V.I. Shevchenko

Axial symmetry and divergent tectonic structure are typical for “main trunk” of the Mediterranean-Caucasus segment of the Alpine-Himalaya Mobile Belt. The internal zone of the belt (ancient basement uplifts play main role in it) is framed successively to the north, west and south by the Limestone Ranges-Rocky, Flysh and External zones. Divergent orientation of folds, thrusts and nappes is typical. These geological data contradict to plate tectonic model for origin of mobile belts that has to be an areas of hummock-like, chaotic or mosaic structure of fragmented crust with asymmetrical structural pattern.