

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.2(263)

Е.В. ШАРКОВ, В.Б. СВАЛОВА

**ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА
АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В СВЯЗИ С ФОРМИРОВАНИЕМ
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЕЙ
(ПЕТРОЛОГО-ГЕОМЕХАНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)**

Позднекайнозойский Альпийский подвижный пояс сформировался над крупным астеносферным поднятием (мантийным суперплюмом) на фоне крупнейшей зоны коллизии континентальных плит. Морфология кровли суперплюма связывается со сложным взаимодействием сходящихся жестких литосферных плит с пластичным астеносферным материалом, приводящим к появлению локальных плюмов. Они контролируют положение современных депрессий Альпийского пояса и являются причиной возникновения зон растяжения на общем фоне сжатия. Среди депрессий выделяются два типа: новообразованные задуговые бассейны, возникающие над растекающимися головными частями локальных плюмов (моря Западного Средиземноморья, Эгейское море, Паннонская впадина), и фрагменты древней океанской коры Тетиса, погружившиеся под влиянием нисходящих движений в мантии между плюмами и на их периферии (Восточное Средиземноморье, Черное и Каспийское моря). Для последних характерны пассивные окраины, вдоль которых наблюдаются зоны мощных гравитационных аномалий и развиты субвертикальные глубинные разломы; эти зоны по строению напоминают структуры, типичны для пассивных окраин Атлантического океана.

Альпийский подвижный пояс, развивающийся в настоящее время, — один из лучших полигонов для изучения геодинамических механизмов формирования складчатых областей. В его пределах мы имеем дело с «живыми» тектоно-магматическими процессами, отражающимися в топографии, разнообразных геофизических полях, сейсмичности и активной магматической деятельности. Эти обстоятельства позволяют осуществлять независимый петрологический контроль типа глубинных процессов в мантии этой подвижной области. Сопоставление геолого-геофизических данных с результатами механико-математического моделирования позволяет установить взаимосвязь таких процессов и характера их проявления на поверхности Земли, что и являлось целью настоящей работы.

**Особенности геологического строения и петрологии
Альпийского складчатого пояса**

Альпийский складчатый пояс представляет собой западную часть огромной Альпийско-Гималайской коллизионной структуры, которая возникла в конце мела — начале палеогена в результате закрытия океана Тетис [9, 10, 13, 18, 41]. Сформировавшаяся при этом зона коллизии в настоящее

время трассируется цепочкой позднекайнозойских андезит-латитовых вулканических дуг, протягивающихся через Евразию от Альборанского моря на крайнем западе до Индонезийской островной дуги и задуговых морей западного побережья Тихого океана на востоке. Здесь же широко развиты континентальные рифты и ареалы внутриплитного вулканизма.

Наиболее сложное строение у пояса в западной, Альпийской, части (рис. 1), где наблюдается целая система андезит-латитовых вулканических дуг и задуговых бассейнов с утоненной корой промежуточного или океанического типа (Альборанское, Тирренское, Эгейское моря, Паннонская впадина). Несмотря на различия в морфологии этих структур, они обладают рядом общих черт [22]. Вдоль периферии структур развиты вулканические дуги и покровно-складчатые зоны, образующие дугообразные горные хребты. В составе надвиговых чешуй в них нередко отмечают глубоководные осадочные породы Тетиса, офиолитовые комплексы, а иногда и блоки пород нижней коры и даже литосферной верхней мантии, как это установлено, например, в Альпийской и Гибралтарской дугах [12, 28, 34]. В целом ситуация похожа на ту, ко-

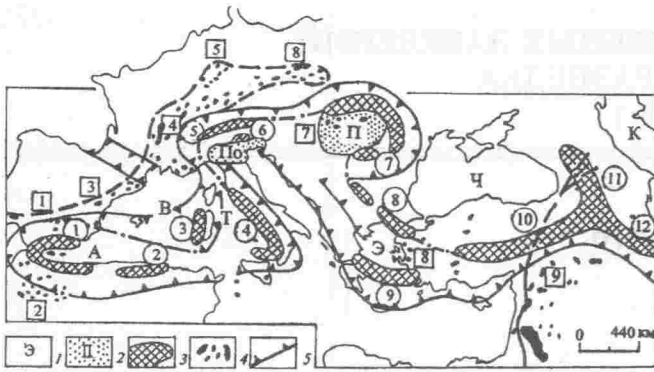


Рис. 1. Схема главных геодинамических структур западной части Альпийского складчатого пояса: 1 — задуговые моря (А — Альборанское, Т — Тирренское, Э — Эгейское, Ч — Черное, К — Каспийское); 2 — задуговые впадины (П — Паннонская, По — долины р. По); 3 — преимущественно позднекайнозойские андезит-латитовые вулканические дуги (цифры в кружках: 1 — Альборанская, 2 — Кабилийско-Тельльская, 3 — Сардинская, 4 — Итальянско-Липарская, 5 — Драва-Инсубрийская, 6 — Эвганейская, 7 — Карпатская, 8 — Балканская, 9 — Эгейская, 10—12 — Анатолийско-Эльбурская (10 — Анатолийско-Кавказская, 11 — зона новейшего вулканизма Кавказа, 12 — Кавказско-Эльбурская); 4 — позднекайнозойские ареалы базальтового вулканизма областей растяжения (цифры в квадратах: 1 — Южной Испании и Португалии, 2 — Атласа, 3 — Восточной Испании, 4 — Центрально-Французского массива, 5 — Рейнского грабена, 6 — Чешско-Силезские, 7 — Паннонской впадины, 8 — Западной Турции, 9 — севера Аравии); 5 — главные фронты шарьяжей

торая имеет место на активных окраинах континентов и океанов, хотя в случае позднекайнозойского Альпийского пояса взаимодействуют в основном плиты с корой континентального типа. Подобные структуры характерны преимущественно для Западного Средиземноморья, в то время как для Восточного, а также Черного и Каспийского морей типичны пассивные окраины. По этой причине мы подразделяем Альпийский пояс на два сегмента: восточный, или Эгейско-Кавказский, и западный, или собственно Альпийский, которые рассмотрены раздельно.

Строение и развитие восточного (Эгейско-Кавказского) сегмента. Кавказская часть сегмента расположена к северу от мощной сутурной зоны, трансформируемой офиолитами Кипра, Сирии, юго-востока Турции, Загроса и т.д. («Периарабская дуга»). В ее тылу развита крупная позднекайнозойская Анатолийско-Эльбурская андезит-латитовая вулканическая дуга. Она образована Анатолийско-Кавказской и Кавказско-Эльбурской дугами, соприкасающимися в поперечной (Транскавказской) зоне новейшего вулканизма Кавказа (рис. 1). Глубоководные чаши Черного и Каспийского морей с корой океанического типа, срезающие доплиоценовые структуры Кавказа и Копет-Дага, заполнены отложениями мезозоя—кайнозоя мощностью 12—15 км. Их тип вплоть до конца миоцена был в общем аналогичен развитым в пределах Кавказа и Копет-Дага [13, 44].

Кавказ приурочен к зоне Аравийского синтаксиса, где Аравийская плита под косым углом субдуцируется под Евразийскую. Своеобразным аналогом глубоководного желоба здесь является Месопотамский прогиб, который, начиная с эоцена, испытывает активное погружение, благодаря чему здесь накопились многокилометровые толщи молассового характера. Северная часть Аравийской плиты на-

чала подниматься над уровнем моря в конце олигоцен—начале миоцена, около 26—25 млн. лет назад, когда здесь началось развитие базальтового вулканизма [20], а на юго-западе раскрылся рифт Красного моря, отделив эту плиту от Африки. Темп восходящих движений резко усилился в плиоцене, когда примерно 3—5 млн. лет назад раскрылся залив Акаба в Красном море, и Аравийская плита стала быстро смещаться к северу вдоль крупного Левантского (Мертвого моря) разлома [11, 16]. Однако на Большом Кавказе это смещение практически не проявлено; более того, ширина Центрального Кавказа, где плотность пунктов GPS наибольшая, не уменьшается, а увеличивается [23].

Своеобразно глубинное строение северной окраины Черного моря. Судя по геолого-геофизическим данным вдоль профиля Туапсе—Армавир, Черноморская микроплита здесь отделена от Евразийской узкой зоной сильных положительных гравитационных аномалий, образованных крупными блоками деформированных и метаморфизованных пород, близких по плотности к корово-мантийной смеси [24]. Эта зона прослеживается до глубин 60—70 км, и граница Мохо здесь не устанавливается. Северные блоки поднимаются вверх вдоль разделяющих их крутопадающих глубинных разломов, обеспечивая существование горного рельефа Западного Кавказа. Разломы, разделяющие блоки, субвертикально уходят в мантию.

Формирование Черного моря началось, по-видимому, еще в начале мела, но значительное углубление бассейна произошло на рубеже олигоцен—раннего миоцена [44], а в миоцене глубоководные котловины заполнились осадками, и бассейн постепенно обмелел. В плиоцен-четвертичном периоде вновь значительно погрузилась вся Черноморская впадина [14], что произошло практически одновременно с воздыманием Кавказа и Крыма, которые в олигоцене—раннем миоцене представляли собой область сноса [4]. Аналогичная последовательность событий имела место и в Южно-Каспийской впадине, представляющей собой подобную структуру [4, 44].

Эгейская часть сегмента характеризуется наличием островной дуги, связанной с субдукцией океанической Восточно-Средиземноморской плиты под Евразийскую. Здесь наблюдаются все структуры, типичные для зон активного перехода от континента к океану с глубоководным Эллинским желобом, Эгейской вулканической дугой и Эгейским задуговым морем с базальтовым магматизмом на его периферии (на крайнем западе Малой Азии, в частности, в районе Измира).

В Эгейской впадине и в смежных частях Греции и Турции известны многочисленные деформации субгоризонтального в субмеридиональном направлении растяжения — сдвиги, сбросы, грабены [16]. Балканидам на севере присущи северовергентные, а для элленид-эгеид-таврид на юге — южновергентные чешуйчатые надвиги и покровы. Судя по сейсмическим данным, напряженное состояние субгоризонтального растяжения север—юг типично только для верхних 50—60 км литосферы Эгейской впадины, что приводит к ее расширению. На больших глубинах в пределах впадины, а также южнее и севернее зафиксирована обстановка сжатия. Обла-

сти сжатия и растяжения непосредственно сопрягаются по субгоризонтальному разделу на глубине около 70–80 км.

Эгейская вулканическая дуга плейстоценового возраста, однако развитие Эгейского моря началось раньше, ≈12 млн. лет назад [6]. По-видимому, ранее главная зона субдукции располагалась севернее; ее остатки сохранились в динаридах и на западе Малой Азии (Западно-Анатолийский пояс [13], рис. 1).

Восточное Средиземноморье: котловина Ионического моря, подводный хребет Медина, Левантская котловина. Их опускание началось в позднем миоцене, а примерно на границе миоцена и плиоцена эти процессы усилились на востоке: судя по результатам 5-го рейса «Академик Страхов», здесь погрузилась западная часть Синайской плиты под уровень моря до глубин 2–2,5 км [32].

Северная часть Восточного Средиземноморья отделена от южной сутурной зоной мощных деформаций, которая проходит вдоль основания Кипрской дуги [8]. Как и в случае северного борта Черного моря, здесь отмечаются крупные субвертикальные разломы и происходит резкое возрастание граничных скоростей до 7–7,6 км/сек. В северной части зоны наблюдается воздымание блоков фундамента, выходящих на поверхность в виде офиолитов Кипра. Эта деформационная зона начинается у северного окончания Аравийской плиты, и, следуя вдоль Периаравского офиолитового пояса, доходит до Кипра и затем, продолжаясь на запад, смыкается с Эгейской зоной субдукции (рис. 1).

Строение восточной, пассивной окраины Средиземного моря также напоминает такое северной пассивной окраины Черного моря. Здесь вдоль побережья развита система субпараллельных берегу горных хребтов (Ливан, Антиливан, Джебель-Ансария, Аманус и др.), разделенных системой крутопадающих разломов. Наиболее крупным из последних является упоминавшийся выше знаменитый Левантский разлом (рис. 2). Параллельно ему, под водой, расположена зона разломов Пелизиум, ограничивающая с востока глубоководную Левантскую впадину [31]. По данным [31], эта впадина имеет кору океанического типа, перекрытую мощной (около 10 км) толщей фанерозойских осадков,

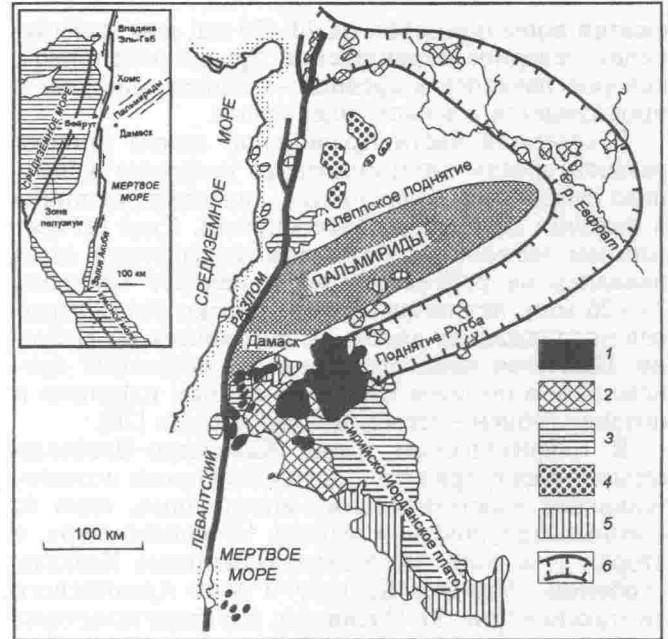


Рис. 2. Позднекайнозойский базальтовый вулканизм Сирии: 1–5 – базальтовые плато: 1 – голоценовые, 2 – позднелигоцен-плейстоценовые, 3 – позднелигоцен-раннелигоценные; 4 – среднемиоценовые, 5 – раннемиоценовые; 6 – положение геофизического трансекта; 7 – контур распространения позднелигоцен-четвертичного вулканизма вокруг пальмирид

и в этом плане она не отличается от Черного и Каспийского морей.

С развитием Левантского разлома связано образование Пальмирской внутриплитной зоны деформированного чехла платформы (пальмирид). Она представляет собой вырождающуюся к востоку зону покровно-складчатых дислокаций, ответвляющуюся от Левантского разлома в месте его резкого изгиба на территории Ливана (рис. 1). Согласно М.М. Коппу и Ю.Г. Леонову [11], образование этой зоны вызвано торможением западного края Аравийской плиты в зоне вышеупомянутого изгиба при движении плиты по Левантскому разлому в северном направлении в течение неоген-четвертичного времени. Пальмириды образовались при

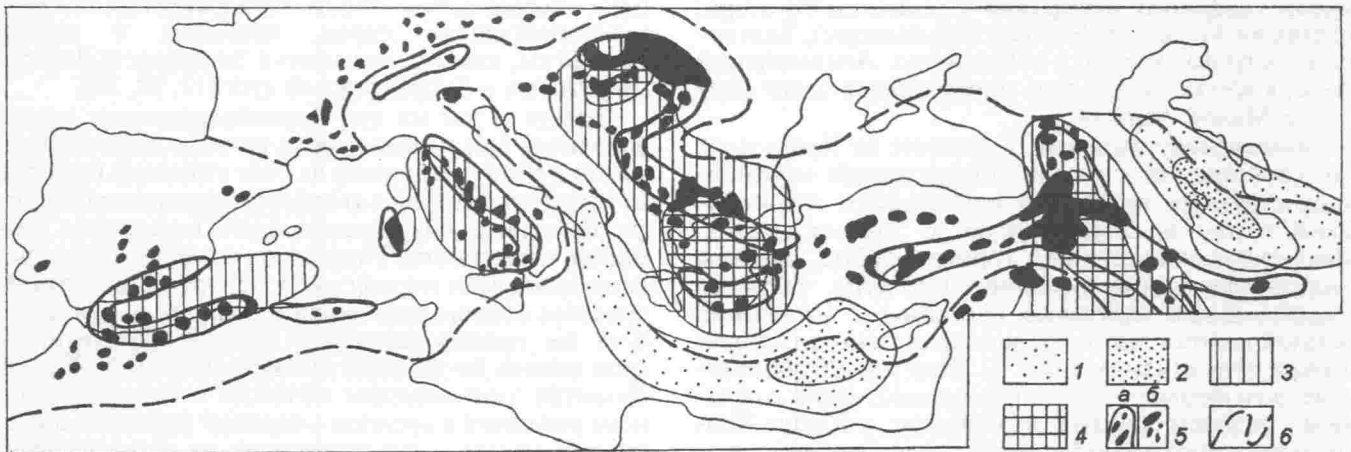


Рис. 3. Распределение главных региональных изостатических аномалий области орогенного вулканизма в Альпийском поясе (по [1] с дополнениями): 1, 2 – региональные минимумы: 1 – низкой интенсивности, 2 – высокой интенсивности; 3, 4 – региональные максимумы: 3 – средней интенсивности, 4 – высокой интенсивности; 5 – области вулканизма: а – андезит-латитового, б – базальтового; 6 – границы Альпийского пояса

сжатии коры примерно на 20—25 км, компенсирующем северное перемещение Аравийской плиты, которое началось в среднем—позднем миоцене и продолжается и в настоящее время.

В северной части Аравийской плиты широко развиты ареалы внутриплитного умеренно щелочного базальтового вулканизма, свидетельствующие о наличии здесь мантийного плюма. Судя по изотопным датировкам базальтов, извержения здесь начались на рубеже эоцена и раннего миоцена, 25—26 млн. лет назад, и практически без перерывов продолжались вплоть до исторического времени. При этом наиболее мощные извержения происходили в позднем миоцене—раннем плиоцене и позднеплиоцен—четвертичном периоде [20].

В геофизическом плане Кавказско-Эгейский сегмент характеризуется двумя мощными положительными изостатическими аномалиями, одна из которых приурочена к району Эгейского моря, а вторая — к зоне новейшего вулканизма Кавказа, особенно Малому Кавказу и зоне Аравийского синтаксиса (рис. 3). Очевидно, это свидетельствует о нескомпенсированном избытке массы под этими структурами, по-видимому, связанном с подъемом и растеканием мантийных плюмов. Это согласуется с широким развитием неоген-четвертичного платобазальтового вулканизма на севере Аравийской плиты и более редким в Закавказьи. В этой связи обращают на себя внимание изотопные характеристики лав Эльбруса, находящегося в зоне новейшего вулканизма Кавказа, для которых установлена примесь плюмового материала, количество которого увеличивается со временем [19].

Вместе с тем под Восточным Средиземноморьем и Каспийским морем, наоборот, располагаются значительные минимумы изостатических аномалий, свидетельствующие о дефиците масс, что, вероятно, связано с наличием под морями нисходящих потоков в мантии.

Строение и развитие западного (Альпийского) сегмента. Судя по геологическим данным, современная структура Альпийского сегмента образовалась в основном в позднем кайнозое, в значительной мере на континентальной коре Африканской плиты. Остатки этой плиты повсеместно отмечаются вдоль северного побережья Средиземного моря, слагая юг Испании (Бетские Кордильеры), Балеарские острова, Корсику и Сицилию, Апеннинский п-ов, южную часть Альп, значительные части Балкан и Малой Азии [41].

Альпийскому сегменту, в отличие от Кавказско-го, свойственна сложная конфигурация крупнейших структур, вызванная надвиганием Африканской плиты на Евразийскую. С зонами сжатия, представляющими собой горные хребты, связаны андезит-латитовые вулканические дуги, частично окаймляющие задуговые бассейны с утоненной земной корой и часто хорошо проявленным базальтовым вулканизмом (рис. 1). Эти надсубдукционные дуги формировались преимущественно в среднем—позднем миоцене и плиоцене, а Южно-Итальянская дуга активна и поныне. Особенностью этих зон субдукции является то, что в них вовлекается материал континентальной коры [37—39]. Для дуг типична отчетливая миграция в пространстве: Альборанская дуга смещалась в западном направ-

лении [38], Карпатская — на восток [42], а Тирренская — в юго-восточном направлении [40]. Задуговые бассейны Альпийского пояса (Тирренское и Альборанское моря, Паннонская впадина) начали формироваться примерно в это же время [4, 26, 36]. Первоначально задуговые моря развивались как континентальные рифты, погрузившиеся под уровень моря примерно на границе миоцена и плейстоцена.

Обращает на себя внимание то, что область альпийского горообразования, включая все Западное Средиземноморье, окружена широкой полосой позднекайнозойского базальтового вулканизма, связанного как с рифтовыми структурами Центральной и Западной Европы (грабены: Ронский, Лимань, Рейнский, Гессенский, Огрже, Полабский и др.), так и с многочисленными базальтовыми плато, протягивающимися на запад от Центрально-Французского массива через юг Испании до Португалии [13]. Далее она продолжается под акваторией Атлантического океана (подводные горы Ампер, Жозефин и др.), а также на островах Мадейра и Канарских, окаймляя Альборанскую дугу с запада; с юга ее оконтуривает зона базальтового вулканизма Атласа. В юго-западной части Альпийского сегмента расположены базальтовые вулканы островов Сицилия (в том числе Этна), Пантеллерия, Лемос и вулканы подводных гор Тунисского порога. Ранее весь этот базальтовый вулканизм рассматривался в качестве финального, появившегося после прекращения коллизии, однако последние исследования показали, что он является началом нового деструктивного этапа развития Европы [5].

В геофизическом плане Альпийский сегмент представляет собой область с пониженной в целом мощностью земной коры за счет выпадения нижней высокоскоростной области коры, присущей Восточно-Европейскому кратону, и повышенной плотностью теплового потока [2]. При этом зоны сжатия, представляющие горные хребты, характеризуются глубокими корнями (например, в Альпах до 200 км) [34], а часть литопластин, особенно прилегающих к задуговым бассейнам, имеет крутое залегание [41]. В тех случаях, когда торцевые части литопластин выходят на дневную поверхность, в пределах этих контуров наблюдаются блоки нижнекоровых и даже верхнемантийных пород, поднятых с глубин 70—120 км, как это отмечено в Западных и Восточных Альпах и Гибралтарской дуге [12, 28, 34].

Вместе с тем на дне новообразованных морей Западного Средиземноморья развита кора океанического типа, возникшая за счет утонения и разрыва континентальной литосферы Африканской плиты. Ее остатки сохранились вдоль периферии этих морей, в частности, Тирренского, где по сейсмическим данным от периферии к центру моря устанавливается сокращение мощности коры от 20—25 до 6—8 км преимущественно за счет «гранитного» слоя вплоть до полного его исчезновения [37, 42]. Развитие этой впадины началось с континентального рифтинга в среднем—верхнем миоцене, а раскрытие самого моря произошло на границе позднего миоцена и плиоцена и продолжается поныне [25]. В Паннонском бассейне уменьшение мощности земной коры имеет ту же тенденцию: она сокращена от 30 до 18 км в основном за счет «базаль-

тового» слоя [42]. Развитие этой впадины началось в среднем миоцене, 11—10,5 млн. лет назад, одновременно с появлением здесь базальтового вулканизма [4].

Интересна еще одна особенность задуговых бассейнов Альпийского сегмента — к ним, как и к Эгейскому морю, приурочены области максимумов изостатических аномалий средней (Альборанское и Тирренское моря) и большой (Паннония) интенсивности [1, 43] (рис. 2). Как и в случае Эгейско-Кавказского сегмента, это может свидетельствовать о некомпенсированном избытке массы под данными структурами, связанном с кинематикой подъема мантийных плюмов. Эти факты наряду с материалами по магматизму свидетельствуют о весьма глубинных мантийных корнях наблюдаемых здесь геологических процессов, что подтверждается и широкими проявлениями в пределах Альпийского пояса среднефокусных землетрясений с глубинами эпицентров от 100 до 500 км (Тирренское море, Карпаты, Кавказ и др. [2]).

Таким образом, формирование главных геологических структур всего Альпийского пояса началось примерно на границе олигоцена и миоцена и протекало практически синхронно на всей территории. На первой стадии развития преобладали пологие воздымания и опускания рельефа твердой поверхности, началось воздымание Альп и образование впадин задуговых бассейнов в Западном Средиземноморье, произошло углубление Черного и Каспийского морей, начались базальтовые излияния на севере Аравийской плиты. На втором этапе, начавшемся в позднем миоцене—раннем плиоцене, интенсивность движений резко усилилась, начали формироваться горные хребты, а также резко усилился базальтовый вулканизм вдоль периферии Альпийского пояса. В это время возникли все главные черты строения региона [17], произошло резкое погружение Черного и Каспийского морей, а также Восточного Средиземноморья, начался подъем Кавказского хребта и Крыма, а также формирование Левантского разлома и пальмирид. Все эти процессы получили новый импульс в плиоцене—квартере, когда окончательно оформились тенденции, присущие современному этапу развития Альпийского пояса.

Механико-математическое моделирование глубинных процессов Альпийской подвижной области

Практически одновременное проявление всех этих тектоно-магматических процессов на огромной территории предполагает существование под ней астеносферного поднятия (мантийного суперплюма) на фоне крупнейшей зоны коллизии континентальных плит. Рельеф кровли этого суперплюма осложнен многочисленными протуберанцами (локальными плюмами), контролирующими положение современных депрессий Альпийского пояса и являющимися причиной возникновения зон растяжения на общем фоне сжатия. Наличие такого суперплюма под Альпийским поясом подтверждается и данными сейсмической томографии [29, 43]. Это поднятие начинается в Восточной Атлантике, распространяясь на восток в районы Западной и Центральной Европы [30].

Наличие рельефа на кровле суперплюма, по-видимому, отражает развитие гравитационной неустойчивости Рэлея—Тейлора на границе жесткой литосферы и разуплотненного разогретого слоя астеносферы. Судя по характеру изостатических аномалий, на которые обращено внимание выше, под задуговыми депрессиям Альпийского складчатого пояса (Тирренское, Эгейское, Альборанское моря, Паннонская впадина и др.) наблюдается избыток масс, очевидно, связанный с существованием под ними астеносферных поднятий (протуберанцев, локальных плюмов). Головные части таких плюмов растекаются, приводя к смещению зон субдукции и связанных с ними андезит-латитовых дуг. Судя по наблюдениям в Эгейском регионе, мощность такой головной части плюма не превышает 60 км, а его растекание приводит к появлению полей мощного субгоризонтального сжатия в литосфере перед его фронтом. Плюмы на глубине 200—250 км сливаются в единый астеносферный слой [3], соответствующий, по-видимому, телу Альпийского суперплюма, который является источником геодинамической активности в регионе.

Исключение из общего правила представляет Северо-Аравийско-Закавказский плюм, где не возникло пока никакого бассейна, зато наблюдается четкое локальное смещение позднекайнозойской Анатолийско-Эльбурской зоны субдукции на север. Возможно, это связано с распространением плюма на север и его относительной молодостью. Очевидно, с этим же связано современное увеличение ширины Центрального Кавказа, на что обращалось внимание выше.

В отличие от этих структур моря Восточного Средиземноморья и Каспийское, а также Черное, где, наоборот, развиты отрицательные изостатические аномалии, свидетельствуют о нисходящих мантийных течениях под морями. В отличие от задуговых морей, для них характерны пассивные окраины и значительная мощность мезокайнозойских осадков, а сами они выглядят, как «провалы», срезающие более ранние геологические структуры. По-видимому, под этими впадинами сохранилась еще океаническая кора Тетиса. Судя по северным окраинам Черного моря и Восточного Средиземноморья, вдоль бортов таких бассейнов наблюдаются мощные зоны положительных гравитационных аномалий, образованные блоками высокоплотных пород, разделенных субвертикальными разломами, уходящими в мантию до глубин 60—70 км [9, 24]. Эти зоны напоминают аналогичные пояса сильных магнитных и гравитационных аномалий, развитые вдоль пассивных окраин Атлантического океана и известные в качестве «рефлекторов, падающих в сторону океана» (SDR) [33].

Очевидно, подобные структуры возникают вдоль активных границ между одновременно действующими восходящими мантийными струями (плюмами) и нисходящими течениями в мантии, благодаря чему породы в них подвергаются мощным деформациям и метаморфизму. Как следует из приведенного материала, блоки, прилегающие к нисходящим течениям в мантии, погружаются в нее, а прилегающие к плюмам поднимаются. Вероятно, с этим же обстоятельством, т. е. с подъемом мантийный плюмов сквозь толщу литосферы, связаны и процессы

эксгумации глубинных пород, крупные чешуи которых, как показано выше, наблюдаются в горных сооружениях по периферии плюмов.

Таким образом, можно предположить, что ситуация в пределах Альпийского пояса определяется наличием под ним крупного ($\approx 2000 \times 5000$ км) астеносферного поднятия (суперплюма) со сложным рельефом поверхности. На месте региональных подъемов этого рельефа, как правило, расположены впадины задуговых бассейнов. Наибольший подъем рельефа кровли суперплюма установлен в центре структуры, в районе Тирренского моря, который, вероятно, можно трактовать как современный центр активности всего пояса. Именно здесь выявлена самая тонкая литосфера (до 30 км) и максимальный тепловой поток (> 3 Е.Т.П.). С другой стороны, наиболее мощные изостатические аномалии сейчас наблюдаются в районах Паннонской впадины и Эгейского моря, которое напоминает Тирренское на ранних стадиях его развития, а также в районе Кавказского синтаксиса. По-видимому, центр активности в дальнейшем сместится на восток.

Мантийное поднятие под Альпийским поясом вытянуто в широтном направлении. Морфология поднятия в значительной мере определяется нагнетанием менее вязкой астеносферы между Евразийской и Аравийско-Африканской литосферными плитами, схождение мантийных потоков, обеспечивавших коллизию плит. Однако основной источник астеносферного вещества, как указывалось, здесь более глубинный. Нагнетанием и растеканием астеносферы над сходящимися глубинными мантийными потоками, вероятно, объясняется также чередование этапов раскрытия и закрытия океана Тетис, а также периодичность в развитии Альпийского пояса в зависимости от соотношения скорости глубинных движений и скорости вязкого растекания вещества мантийных плюмов. Для оценки эффективной вязкости астеносферы необходимо точное знание толщины слоев литосферы и астеносферы, а также времен изменения поверхностных структур. Такие данные пока отсутствуют.

Однако уже сейчас представляется возможным описать некоторые характерные черты развития рассмотренных структур, в частности, областей задугового спрединга над региональными выступами рельефа поверхности этого суперплюма. Именно они являются центрами глубинной активности, в значительной мере определяющими все тектоно-магматические процессы. Для анализа была использована общая модель высоковязкой несжимаемой жидкости, параметры которой меняются от слоя к слою [7].

Развитие структур над региональными подъемами астеносферы (плюмами): механико-математическое моделирование. Как показано выше, глубина поверхности астеносферы под Альпийском поясом колеблется от 30 км в центре Тирренского моря до 70—100 км во впадинах Восточного Средиземноморья, значительно изменяясь по латерали. Типичный размер впадин достигает 500×1000 км и более, расстояние между ними 1000—1500 км. Отсюда выбор характерных параметров задачи: $h_3 \approx 10$ км — толщина осадочного чехла, $h_2 \approx 100$ км — толщина литосферы, $L \approx 1000$ км — горизонтальный масштаб, $\varepsilon = h_3/L = 10^{-2}$ — малый параметр задачи.

Разлагая скорости и давления в ряд по $\sqrt{\varepsilon}$ и считая границы между слоями ζ_1 , ζ_2 и ζ_3 вещественными (условия непротекания границ), можно получить в нулевом приближении уравнения дневной поверхности ζ_3 и поверхности фундамента ζ_2 в зависимости от динамики мантийного плюма с поверхностью ζ_1 , где задаются скорости U_0, W_{0q} :

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 \zeta_3}{\partial X^2} = \beta \left[h_2 \frac{\partial U_0}{\partial X} - W_0 \right] \\ S \frac{\partial \zeta_2}{\partial t} + U_0 \frac{\partial \zeta_2}{\partial X} + \alpha \left[h_2 \frac{\partial U_0}{\partial X} - W_0 \right] = 0, \end{cases} \quad (1)$$

$$\text{где } \alpha = \frac{(h_3)^3}{(h_3)^3 + \frac{\mu_3}{\mu_2} (h_2)^3}, \quad \beta = \frac{1}{\frac{\rho}{3} \left[\frac{(h_3)^3}{\mu_3} + \frac{(h_2)^3}{\mu_2} \right]},$$

$S = \frac{L}{u_1 t_0}$ — число Струхала, u_1 — характерная скорость

вещества литосферы, t_0 — типичное время рассматриваемых процессов, μ_1 — вязкости слоев, ρ_i — плотности слоев.

Зададим поле скоростей и морфологию границы ζ_1 в виде:

$$U_0 = a th kX, \quad \zeta_1(x, t) = -\gamma sh^2 kX - (h_2 + h_3) + \frac{D}{S} t, \quad (2)$$

где k и a характеризуют интенсивность раздвига: k в центре структуры, a вдали от центра; γ позволяет варьировать форму поднимающегося плюма; D — приведенная скорость подъема плюма $D = S \frac{\partial \zeta_1}{\partial t}$ (рис. 4, а).

Данное поле скоростей качественно достаточно хорошо отражает основные особенности рассматриваемого класса движений: подъем астеносферного плюма, раздвиг над ним и опускание вещества на достаточном удалении от центра. Количественное соответствие при сравнении с геолого-геофизическими данными достигается варьированием коэффициентов в модельном поле скоростей и изменении их в течение рассматриваемого процесса при сохранении общей структуры движений. Из решения системы (1) получим для достаточно больших t :

$$\begin{cases} \zeta_2 = -h_3 - \alpha \gamma sh^2 kX + \alpha h_2 \ln(ch kX) + \alpha (D - h_2 ak) \frac{t}{S}, \\ \zeta_3 = \beta \left[\frac{h_2 a}{k} \ln(ch kX) + \frac{\gamma a}{(2k)^2} ch 2kX - \left(\frac{\gamma a + D}{2} \right) X^2 \right] + C_1(t) \end{cases}$$

где $C_1(t)$ определяется из баланса масс.

Анализ полученных выражений показывает, что существует критическая глубина подъема мантийного плюма $h_2 = 2\gamma$, когда изменяется характерная форма слоев литосферы. Если $h_2 > 2\gamma$, то существует прогиб поверхности фундамента в центре раздвига, что действительно имеет место в рассмотренных задуговых морях. Если $h_2 < 2\gamma$ (глубина плюма невелика) или же скорость его подъема существенна ($D > h_2 ak$), то выпуклости поверхности

плюма соответствует подъем поверхности фундамента (рис. 4).

В тех случаях, когда на периферии бассейна наблюдаются условия, препятствующие свободному раздвигу литосферы региона, например, вызванные коллизией Аравийско-Африканской и Евразийской плит, поле скоростей на нижней границе слоев можно моделировать в виде:

$$U_0 = \frac{\text{th} X}{\text{ch}^2 X}, \quad \zeta_1 = -\text{sh}^2 X - (h_2 + h_3). \quad (3)$$

Для большей наглядности результата коэффициенты в модельной задаче опущены:

$$\begin{cases} \zeta_3 = -\frac{\beta h_2}{2} \frac{1}{\text{ch}^2 X} + \frac{\beta}{2} X^2 - \beta \ln(\text{ch} X) + C(t) \\ \zeta_2 \cong -h_3 - \frac{\alpha h_2}{S} t - \alpha(1-2h_2)\text{sh}^2 X + \alpha(1-2h_2)(\text{sh} X)^{\frac{2(h_2-1)}{1-2h_2}} \exp\left[\frac{2-3h_2}{1-2h_2}\left(\frac{t}{S} - \text{sh}^2 X\right)\right], \end{cases}$$

где $C(t)$ определяется из баланса масс.

Теперь уже есть две критические глубины кровли астеносферного поднятия, при которых разрез слоев качественно меняет структуру. При $h_2 > 2/3$ в центре структуры образуется прогиб. При $1/2 < h_2 < 2/3$ поверхность фундамента выполаживается, а при $h_2 < 1/2$ отражает морфологию плюма в центре раз-

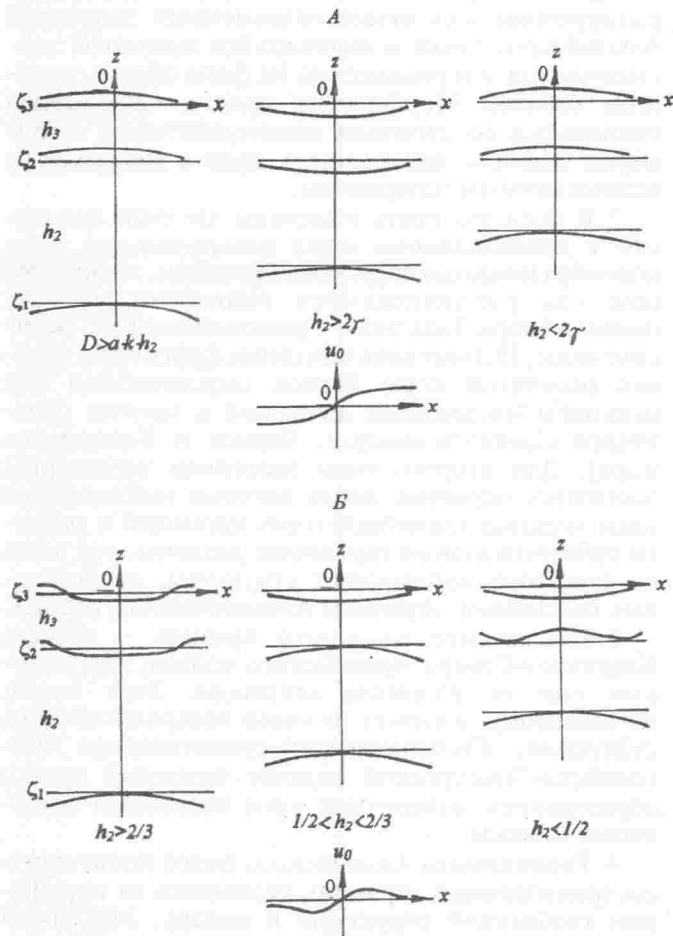


Рис. 4. Характерные разрезы слоев земной коры и подстилающей литосферы над поднимающимся астеносферным плюмом: А — без боковых ограничений ($U_0 = \text{th} kX$), Б — при боковых ограничениях ($U_0 = \text{th} kX / \text{ch}^2 kX$; $D = 0$)

двига и образует вогнутость фундамента на периферии бассейна (рис. 4, Б).

Первым типом скоростей (2) можно моделировать ранние стадии развития структур, вторым (3) — Альборанское, Тирренское и Эгейское моря, а также Паннонскую впадину. Второй тип активности, судя по геологическим данным, часто сопровождается растеканием головной части плюма. При этом в условиях коллизии на границе плюма и ограничивающих его блоков континентальной литосферы возникают большие напряжения, приводящие к формированию зон расщепления, которые впоследствии могут развиваться в зоны нисходящего истечения материала (зоны субдукции), где поглощается возникающий при этом избыток старого корового материала [21, 22].

Причем часто активизируются уже имеющиеся зоны субдукции, о чем свидетельствуют материалы по Западному Средиземноморью [38]. Смена режима сводового поднятия структурой глубоководной впадины подтверждается целым рядом геологических факторов: изменение режима осадконакопления и снос терригенных осадков, выклинивание слоев осадочного чехла, изменение направления течения палеорек, эволюция палеоглубин бассейнов и т.д. [9].

Примером процессов взаимодействия поднимающихся плюмов с земной корой в условиях отсутствия боковых ограничений, по-видимому, являются внутриконтинентальные рифты типа Байкальского. Как было показано А.Ф. Грачевым [4], в процессе их развития на предрифтовой стадии наблюдается общий подъем территории, а на собственно рифтовой — ее опускание с образованием структур растяжения: грабенов и осадочных бассейнов. В отличие от зон коллизии здесь не образуются глубоководные бассейны с корой океанического типа. Дело обычно ограничивается утонением земной коры и сравнительно небольшим опусканием кристаллического фундамента на несколько километров. И только при мощном подтоке астеносферного материала может происходить разрыв коры с образованием структур типа Красного моря.

Таким образом, предложенная модель, по-видимому, адекватно описывает механизм формирования геологических структур, связанных с тектоникой плюмов. Из нее следует, что возникновение впадин над поднимающимися мантийными плюмами зависит от геодинамики глубинных слоев. Определяющими являются механические процессы, отражающие общую направленность движений от образования сводового поднятия к заложению котловины при однонаправленности глубинных движений (подъем плюма). Причем для формирования глубоководного бассейна не требуется значительного растяжения слоев. Морфология глубинных границ определяется формой плюма, скоростью его подъема и интенсивностью раздвига вещества над ним, т. е. эффективной вязкостью слоев литосферы. При достаточно больших градиентах поверхности плюмов, возникающих в зонах коллизии, над ними образуются глубоководные впадины типа Тирренского моря.

Асимптотические модели дают возможность исследовать основные особенности формирования и развития геологических структур. Определяющим при заложении глубоководного бассейна является подъем мантийного плюма, над которым происходит раздвиг вещества верхней части литосферы (верхов верхней мантии и земной коры) с возникновением на этом месте коры океанического типа. Как уже указывалось, образующийся при этом избыток старой литосферы поглощается в зонах субдукции с образованием системы вулканическая дуга—задуговой бассейн. Процесс субдукции зависит от разности плотностей литосферы и астеносферы и может только способствовать спредингу, освобождая пространство для раздвиг коры задугового бассейна. Но появление мантийных плюмов на фоне коллизии литосферных плит — следствие столкновения глубинных мантийных потоков, способствующих нагнетанию и локальным подъемам астеносферы в форме плюмов с возникновением структур растяжения над растекающимися головными частями. Соотношение между областью столкновения мантийных потоков на глубине и зоной коллизии литосферных плит определяет наряду с относительными скоростями движения и соотношениями плотностей и угол наклона пододвигающейся плиты.

Таким образом, сложный процесс в зоне коллизии литосферных плит является, видимо, взаимосвязанным и взаимообусловленным. Относительная быстрота выявленных процессов свидетельствует об основной определяющей роли механических движений в формировании структур, усиленной влиянием термических факторов. Альпийский пояс является областью повышенных тепловых потоков, что объясняется выносом глубинного тепла за счет подъема плюмов, обусловленным глубинной мантийной активностью (вплоть до ядра) в сложном взаимодействии с утоненной литосферой. Анализ времени возникновения глубоководных впадин Тетиса показывает, что процесс активизации происходил от периферии к центру, что обуславливалось сжатием и подъемом астеносферы между сближающимися литосферными плитами.

Возможно, сложная динамическая картина взаимодействия плюмов и литосферы не ограничивается рассмотренными выше примерами. Как следует из рис. 1, вулканические дуги имеют линзовидный характер и распределены в пространстве довольно хаотично, чем отличаются от островных дуг Западной Пацифики или активных окраин обеих Америк. Однако, как известно, в мезозое на этом месте вдоль северной окраины Тетиса была активная континентальная окраина, где существовала зона субдукции и происходили мощные извержения лав известково-щелочной серии [18]. В связи с этим высказано предположение, что эта древняя зона субдукции в течение раннего—среднего миоцена разделилась на два фрагмента; один из них откатился на восток, образовав Тирренское море и современную Калабрийскую дугу, а другой — на запад, образовав Альборанское море и дугу Бетик-Риф [35].

Следуя этой логике, можно допустить, что еще один фрагмент откатился на северо-восток, обра-

зовав Карпатскую дугу. В таком случае Анатолийско-Кавказско-Эльбурская дуга может представлять собой восточный фрагмент этой старой зоны субдукции. Как уже указывалось, под центральной частью дуги в настоящее время расположено северное окончание крупного мантийного плюма, с чем, вероятно, и связан ее перегиб в районе Транскавказской структуры, где расположена область новейшего магматизма Кавказа. С этих позиций можно допустить, что в недалеком будущем две слагающие ее дуги (Анатолийско-Кавказская и Кавказско-Эльбурская) под влиянием растекающегося плюма разделятся и будут существовать самостоятельно, как и большинство позднекайнозойских дуг Альпийского сегмента. Из этого, очевидно, следует, что растекающиеся плюмы в условиях крупной коллизионной зоны могут воздействовать не только на древнюю литосферу, но и смещать и даже разрывать на отдельные фрагменты существующие зоны субдукции.

Выводы

1. Позднекайнозойский Альпийский подвижный пояс возник в условиях коллизии литосферных плит над крупным астеносферным поднятием (суперплюмом). На фоне этого крупномасштабного поднятия формировался множественный мантийный диапиризм более мелкого масштаба, контролирующей положение современных депрессий Альпийского пояса и являющийся причиной возникновения зон растяжения на фоне общей структуры сжатия. Морфология кровли суперплюма связывается со сложным взаимодействием сходящихся жестких литосферных плит с пластичным астеносферным материалом.

2. В пределах пояса выделены два типа депрессий с преобладанием коры океанического типа: новообразованные задуговые бассейны, возникающие над растекающимися головными частями плюмов (моря Западного Средиземноморья, Эгейское море, Паннонская впадина); фрагменты древней океанской коры Тетиса, опустившиеся под влиянием нисходящих движений в мантии (Восточное Средиземноморье, Черное и Каспийское моря). Для второго типа бассейнов характерны пассивные окраины, вдоль которых наблюдаются зоны мощных гравитационных аномалий и развиты субвертикальные глубинные разломы; эти зоны по строению напоминают структуры, свойственные пассивным окраинам Атлантического океана.

3. Исключение из общего правила — область Кавказско-Северо-Аравийского плюма, над которым еще не возникла депрессия. Этот плюм, по-видимому, изгибает на север поверхность зоны субдукции, обеспечивающей существование Анатолийско-Эльбурской андезит-латитовой дуги с образованием поперечной зоны новейшего вулканизма Кавказа.

4. Геодинамика Альпийского пояса носит центростремительный характер, развиваясь от периферии глобальной структуры к центру. Максимум геодинамической активности находится сейчас в Тирренском море, где толщина литосферы минимальная: в дальнейшем он, вероятно, переместится в область Эгейского моря, Паннонской впадины и

Кавказа, где наблюдаются наиболее мощные пологительные изостатические аномалии.

5. Механико-математическое моделирование показало, что по мере подъема плюмов к поверхности сначала формируется структура сводового

поднятия, а затем — глубокая депрессия. Для образования глубоководной впадины не обязательно большое растяжение в литосфере. Глубина депрессии определяется формой поднимающегося плюма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М.Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1971. № 4. С. 5—10.
2. Гизе П., Павленкова Н.И. Структурные карты земной коры Европы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 10. С. 3—14.
3. Гобаренко В.С., Николова С.Б., Яновская Т.Б. Строение верхней мантии Юго-Восточной Европы, Малой Азии и восточного Средиземноморья по данным о невязках времен пробега *P*-волны // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 8. С. 15—23.
4. Грачев А.Ф. (ред.). Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: ПРОБЕЛ, 2000. 487 с.
5. Грачев А.Ф. Финальный вулканизм Европы и его геодинамическая природа // Физика Земли. 2003. № 5. С. 11—46.
6. Евсюков Ю.Д. Происхождение и развитие морфоструктур северной части Эгейского моря // Океанология. 1998. Т. 38, № 2. С. 286—292.
7. Земная кора и история развития Средиземного моря. М.: Наука, 1982. 207 с.
8. Занемонец В.Б., Котелкин В.Д., Мясников В.П. О динамике литосферных движений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 4. С. 43—54.
9. Зверев С.М. Особенности строения осадочной толщи и фундамента во фронтальной зоне Кипрской дуги (Восточное Средиземноморье) // Океанология. 2002. Т. 42. № 3. С. 416—428.
10. История океана Тетис. М.: Изд-во АН СССР, 1987. 154 с.
11. Копп М.Л., Леонов Ю.Г. Тектоника // Очерки геологии Сирии / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: Наука, 2000. С. 7—104.
12. Магматические горные породы (МПП). Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 500 с.
13. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
14. Никишин А.М., Коротаев М.В. История формирования Черноморской впадины // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 360—363.
15. Поникаров В.П., Казымин В.Г., Козлов В.В. и др. Сирия. Л.: Недра, 1969. 216 с.
16. Прилепин М.Т., Гусева Т.В., Лукк А.А., Шевченко В.И. Современные геодезические измерения и основные геотектонические концепции // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Мат. тектонического сов. Т. 2. М., 2001. С. 135—138.
17. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 335 с.
18. Хаин В.Е. Региональная геотектоника, Альпийско-Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
19. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов Большого Кавказа // Геохимия. 2002. № 11. С. 1151—1166.
20. Шарков Е.В. Мезозойский и кайнозойский базальтовый магматизм // Очерки геологии Сирии. Тр. ГИН РАН. В. 526. М.: Наука, 2000. С. 177—200.
21. Шарков Е.В. Где и почему исчезает древняя континентальная кора (система вулканическая дуга—задуговой бассейн) // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М.: ОГГН РАН, 2003. С. 276—313.
22. Шарков Е.В., Свалова В.Б. О возможности вовлечения континентальной литосферы в процесс субдукции при задуговом спрединге // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 118—131.
23. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3—18.
24. Шемпелев А.Г., Прудкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе-Армавир // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Мат. сов. Т.2. М.: 2001. С. 316—320.
25. Bartole R. The North Tyrrhenian — Northern Apennines Post-Collisional System - Constraints for a Geodynamic Model // Terra Nova. 1995. V. 7. N 1. P. 7—30.
26. Duggen S., Hoernle K., van den Bogaard P. and Harris C. Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 218. Is.1—2. P. 91—108.
27. Girbacea R., Frisch W. Slab in the wrong place: Lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the eastern Carpathian subduction retreat // Geology. 1998. V.26. N 7. P. 615—618.
28. Harley S.L., Carswell D.A. Ultradeep crustal metamorphism: A prospective view // J. Geophys. Res. 1995. V.100. N B5. P. 8367—8380.
29. Hearn T.M. Uppermost mantle velocities and anisotropy beneath Europe // J. Geophys. Res. 1999. V.104. N B7. P.15123—15139.
30. Hoernle K., Zhang Y.S., Graham D. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe // Nature. 1995. V. 374. N 6517. P. 34—39.
31. Khair K., Tsokas G.N. Nature of the Levantine (eastern Mediterranean) crust from multiple-source Werner deconvolution of Bouguer gravity anomalies // J. Geophys. Res. 1999. V.104. N B11. P. 12469—12478.
32. Kogan L.E., Stenin A.M. // Geological structure of the Eastern Mediterranean / Eds. V.A. Krashenninikov, J.K. Hall. Jerusalem. 1994. P. 12469—12478.
33. Larsen H.S. Investigations of rifted margins // Achievements and Opportunities of Scientific Ocean Drilling. Spec. Issue of Joides Journal. 2002. V.28. N 1. P. 85—90.
34. Laubscher H. Material balance in Alpine orogeny // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V.100. P.1313—1328.
35. Lonergan L., White N. Origin of the Betic-Rif mountains belt // Tectonics. 1997. V.16. N 3. P. 504—522.
36. Marotta A.M., Sabadini R. The Style of the Tyrrhenian Subduction // Geophys. Res. Letters. 1995. V.22. N 7. P. 747—750.
37. Marson I., Panza G.F., Suhadolc P. Crust and upper mantle models along the active Tyrrhenian rim // Terra Nova. 1995. V. 7. N 3. P. 348—357.
38. Morales J., Serrano I., Jabloy A. et al. Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alboran Sea // Geology. 1999. V.27. N 8. P.735—738.
39. Pino N.A., Helmburger D.V. Upper mantle compressional velocity structure beneath the west Mediterranean Basin // J. Geophys. Res. 1997. V.102. N B2. P.2953—2967.
40. Rehault T.G., Moussat E., Fabri A. Structural evolution of Tyrrhenian back-arc basin // Marine Geology. 1987. V.74. N 1—2. P.123—150.
41. Ricou L.E., Dercourt J., Geysant J. et al. Geological constrain on the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys // Tectonophysics. 1986. V. 123. N 1—4. P. 83—122.
42. Royden L.H. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin System // Tectonics. 1989. V.8. N 1. P. 51—61.
43. Spakman W., van der Lee S., van der Hilst R. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km // Phys. Earth Planet Inter. 1993. V. 79. P. 3—74.
44. Zonenshain L.R., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as a remnants of Mesozoic back-arc basin // Tectonophysics. 1986. V. 123. N 1—4. P. 181—212.

ИГЕМ РАН
Институт геоэкологии РАН
Рецензент — Н.В. Короновский