

УДК 551.242+551.244

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОЙ–МАЛОКАВКАЗСКОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКО-ИНДОНЕЗИЙСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

© 2014 г. В. И. Шевченко¹, А. А. Лукк¹, М. Т. Прилепин¹, Р. Е. Рейлинджер²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

²Массачусетский технологический институт, США

Поступила в редакцию 19.03.2013 г.

В настоящее время в науках о Земле господствующее положение занимает плейттектоническая концепция. Но существуют и другие, менее популярные представления о геодинамике земной коры/литосферы. Высокоточные современные геодезические измерения (*GPS*, *SLR*, *VLBI*) позволяют по-новому оценить различные точки зрения.

Результаты геодезических измерений глобального масштаба находятся в хорошем соответствии с реконструкциями, сделанными в рамках плейттектонической концепции. Однако такие же измерения на региональных сетях в средиземноморской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса дали результаты, которые противоречат плейттектоническим реконструкциям для этого региона. Эти измерения показали, что ширина пояса на большей части области конвергенции Евразийской и Африканской литосферных плит в настоящее время не уменьшается, как это следует из плейттектонических реконструкций, а увеличивается. В то же время эта часть подвижного пояса находится в напряженном состоянии, которое характеризуется близгоризонтальным сжатием, ориентированным вкрест простирания пояса. Это противоречие можно объяснить только, если предположить, что образование тектонической структуры подвижного пояса связано с активным увеличением объема слоистых горных пород пояса. Это увеличение предположительно вызвано поступлением дополнительного минерального материала в результате привноса последнего восходящими мантийными флюидными потоками. Из этого следует, что необходимо, в дополнение к воздействию литосферных плит на подвижный пояс, предположить существование в поясе локального автономного динамического процесса для объяснения тектонических деформаций, наблюдаемых в подвижном поясе.

Ключевые слова: тектоническая структура, современная геодинамика, геодезические измерения, флюидный поток, литогенез.

DOI: 10.7868/S0002333713060136

ВВЕДЕНИЕ

Современные методы космической геодезии: спутниковые лазерные измерения расстояний (*SLR*), длиннобазисная интерферометрия (*VLBI*), и, прежде всего, спутниковая система глобального позиционирования (*GPS*) стали широко использоваться в геодинамических исследованиях в глобальном и региональном масштабах. Эти измерения позволяют определять скорости горизонтального движения литосферных плит в целом и скорости смещений многочисленных геодезических пунктов в тектонически активных зонах с ошибками гораздо меньшими, чем сами измеряемые значения скоростей. Ранее было возможно лишь реконструировать такие движения косвенным образом, например, на основе изучения морфологии тектонических структур, которые возникли в результате предполагаемых движений, изучения фациального состава осадков, в результате сейсмологических, палеомагнитных и палеоклиматических исследований. Теперь появилась возможность сравнить различные гипотетические предположения относительно современных тектонических движений, предложенные на основе различных геотектонических концепций, с результатами прямых инструментальных измерений. Результаты этих измерений обычно показываются в системе координат *ITRF*.

Система *ITRF* представляет собой каталог координат геодезических станций наблюдения, отобранных в соответствии с точностями определения их координат и стабильностью положения. Для этих станций приводятся годовые значения изменений координат. Скорости движения станций представлены в большинстве случаев широтной, долготной и вертикальной составляющими скорости на референцном эллипсоиде, наилучшим образом подогнанным под фигуру геоида, и используемым при обработке геодезических измерений. Векторы скоростей, определенные в системе *ITRF*, представляют собой “абсолютные” векторы в том смысле, что их направление задается по отношению к геодезической координатной сетке, зафиксированной на теле Земли станция-

ми *ITRF*. Начало системы координат совпадает с центром масс, положение которого определяется с использованием спутников *Lageos-1* и *Lageos-2*, которые вращаются на орбитах на высоте около 6000 километров. Согласно законам Кеплера, спутник вращается вокруг планеты по эллиптической орбите, и центр масс планеты расположен в одном из фокусов орбиты. Как установлено с использованием *SLR*, положение центра масс изменялось на протяжении 1993–2003 на ± 0.6 мм для экваториальной и ± 1.8 мм для полярной компонент [Chavet et al., 2003].

Главный вклад в определение ориентации осей координат и в отслеживание долговременной стабильности этой ориентации сделан в результате наблюдений *VLBI*, поскольку в этом случае земные объекты связаны с внегалактическими квазизвездными источниками (квазарами). Вследствие удаленного положения последних их собственные движения крайне малы и, на взгляд земного наблюдателя, они наиболее близки к тому, что можно считать неподвижными объектами.

Наибольшее количество современных наблюдений скоростей как в глобальном, так и в региональных масштабах были получены с использованием системы *GPS*. Эта пропорция, скорее всего, также будет сохранена в ближайшем будущем. В связи с этим все оценки, приведенные в данной статье, ограничены данным *GPS*. Следует только отметить, что в отношении оценок поверхностных перемещений, при современном состоянии дел в наблюдательной геодезии, наблюдения *VLBI* и *SLR* обеспечивают несколько большую точность, чем *GPS* измерения.

Оценка точности измерения скоростей смещений станций *GPS*

Проблемы глобальной геодинамики обычно решаются измерениями на сети постоянных станций, где наблюдения проводятся постоянно и непрерывно на протяжении многих лет. На некоторых станциях измерения проводились с использованием двух или даже трех методов (*VLBI*, *SLR* и *GPS*) одновременно, таким образом, полученные результаты обладают меньшими систематическими ошибками, и, тем самым, увеличивалась надежность полученных результатов.

Ввиду того, что для проверки геолого-геофизических и геодинимических концепций используются наблюдаемые скорости перемещения постоянно действующих станций глобальных или региональных сетей, необходимо, прежде всего, определить точность этих измерений скорости. Международная геодинимическая служба (*IGS*) начала такую работу в 1994 г. с задачей определения точных координат спутников *GPS*. С тех пор точность измерения скоростей перемещения наблюдаемых пунктов измерения увеличилась, по

крайней мере, в 2–3 раза [Beutler et al., 1999]. Это должно быть учтено при анализе данных, полученных до 1994 г.

Надежная информация о достигнутых точностях определения годовых скоростей перемещений постоянных станций может быть получена из материалов, содержащихся в системе данных *ITRF* для Земли в целом и для ее европейской части. Сравнение данных для *ITRF97* и *ITRF2000* показало, что средняя ошибка сети *ITRF* для горизонтальных компонент смещений равна 0.7 и 1.5 мм/год для вертикальных компонент [Ferland, 2000]. Согласно анализу европейской сети постоянных станций, которая включает 30 пунктов, ошибка горизонтальной компоненты для наиболее стабильных станций составила 0.2 и < 1 мм/год для других станций этой сети; точность вертикальной компоненты не была оценена [Nocquet et al., 2001].

В большинстве региональных проектов наблюдения на станциях проводились в течение определенных промежутков времени (эпох), разделенных интервалами 2–4 года (т.е. согласно базовому режиму измерений). Один из самых больших региональных проектов, данные которого используются в этой статье, касается восточной части Средиземноморья, включая Кавказ. Проект продолжается уже более 15 лет [Прилепин и др., 1997; Прилепин, Шевченко, 2005; Шевченко и др., 1999; McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006]. Как правило, измерения проводились непрерывно в течение 3–7 суток в каждой эпохе. Измерения такой продолжительности существенно уменьшают влияние главным образом кратковременно действующих факторов, оказывающих влияние на точность измерений, включая атмосферу и, особенно, ее влажность, ионосферу и многопутность распространения сигнала (фазовые искажения сигнала из-за влияния отраженных лучей).

Как правило, результаты измерения скоростей в региональных проектах представлялись в одной из следующих форм: (а) “абсолютные” скорости в системе *ITRF*; (б) скорости в системе координат, отнесенной к той плите, в пределах которой располагается исследуемый объект; и (в) скорости относительно некоторого исходного местного пункта, принимаемого за “неподвижный”. В процессе интерпретации результатов геодезических измерений часто целесообразно использовать “разностные” векторы, полученные вычитанием так называемых референчных векторов из реально наблюдаемых векторов. Референчные векторы характеризуют движение тектонических плит как недеформируемых пластин. Чтобы определить референчные векторы по результатам измерений на постоянных пунктах *GPS*, расположенных на определенной тектонической плите, определяют-

ся Эйлеровы параметры вращения плиты (угловая скорость) и координаты полюса Эйлера. Референциальный вектор для каждой станции проекта определялся, исходя из этих данных. Таким образом, дифференциальные векторы непосредственно характеризуют поле деформаций изученного региона [Прилепин, 2003].

Для того чтобы оценить точность определения годовых скоростей для геодезических пунктов сети, где измерения осуществлялись эпизодически, мы использовали данные по кавказской части проекта, включающей 22 пункта, на которых наблюдения осуществлялись в эпохах 1994, 1996, 1998, 2000 и 2002 гг. Обработка результатов позволила нам сделать следующее заключение. В сети в целом систематические ошибки определения годовых скоростей не превышают 0.2 мм/год. За время наблюдений (4–6 лет), ошибка определения векторов скорости характеризовалась величинами 1.0–1.2 мм/год. Это заключение может быть распространено на все региональные проекты в Средиземноморском регионе, поскольку все измерения были выполнены с использованием одинакового оборудования и одного и того же метода. Для сравнения измерения, выполненные в западной части Средиземноморья, использующие такие же процедуры и оборудование, имеют ошибку измерения в одну σ , которая в основном составляет <0.7 мм/год при длительности наблюдения более 6 лет, и <0.4 мм/год для постоянно действующих станций [Vernant et al., 2010].

Таким образом, результаты геодезических измерений, используемые в этой статье, вполне достоверны и, в силу этого, пригодны для изучения геодинамических проблем, связанных с состоянием и эволюцией полей напряжений и деформаций с их специфическими характеристиками для изучаемого региона в целом и для отдельных его частей. Скорости, характеризующие горизонтальные перемещения геодезических пунктов, определенные в ходе работ различных исследователей, даны далее в Евразийской системе координат, которую мы использовали для составления наших карт горизонтальных скоростей.

Евразийская система координат несколько перестраивалась с течением времени. Однако эти преобразования были невелики и совершенно не сказывались на той картине, которая в значительной степени качественно анализируется далее.

ИЗМЕРЕНИЯ GPS И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОДИНАМИКИ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ— МАЛОГО КAVKAZA

Распределение скоростей современных горизонтальных перемещений литосферных плит в системе координат ITRF [Cretaux et al., 1998; Larson et al., 1997; Sella et al., 2002; <http://sideshow.jpl.nasa.gov/>

mbh/series.html; <http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/refinedModelVelocities.cgi>] в основном хорошо согласуется с плейтоктоническими реконструкциями движений в глобальном масштабе. В Евразийской системе координат смещения геодезических пунктов в пределах Западноевропейской, Восточноевропейской и Иберийской платформ и Мезийской микроплатформы Евразийской литосферной плиты по определению близки нулю [Kotzev et al., 2001; Nocquet et al., 2001; Nocquet and Calais, 2003] (рис. 1).

Африканская плита приближается к Евразийской плите со скоростью $(5-7) \pm (2-3)$ мм/год [McClusky et al., 2000; 2003; Vernant et al., 2010]. Пункты GPS в южной части Сицилии и на островах Пантеллерия и Лампедуза в Средиземном море (располагаются в пределах Африканской плиты) смещаются в том же северном направлении и с такой же скоростью, как и сама Африка [Anzidei et al., 2001; Devoti et al., 2002; Nocquet and Calais, 2003]. Векторы скоростей геодезических пунктов, расположенных на Апулийском тектоническом выступе Африканской плиты, ориентированы в северо-восточных и восток-северо-восточных направлениях [Anzidei et al., 2001; Negusini et al., 2000; Nocquet and Calais, 2003]. Аравийская плита приближается к Евразийской со скоростью 18 ± 2 мм/год [McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006].

Иные результаты были получены при геодезических измерениях в средиземноморской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса.

Для этого пояса характерна осесимметричная историко-геологическая зональность — выделяются Внутренняя (Интерниды) и Внешняя (Экстерниды) зоны — и дивергентная тектоническая структура [Белостоцкий, 1978; Де Джонг, 1976; Богданов и др., 1994а, 1994б; Международная ..., 1981; Тектоническая..., 1966; Хаин, 1984; Aubouin, 1977; Jolivet and Faccenna, 2000; Lonergan and Wite, 1997]. Чешуйчатые надвижки и покровы, т.е. основные элементы тектонической структуры этой части пояса, ориентированы симметрично по отношению к оси пояса и осебежно (рис. 1, рис. 2, рис. 3).

Неоген-четвертичные наложенные прогибы — Альборанский, Тирренский, Паннонский и Эгейский — расположены в осевой части средиземноморского отрезка подвижного пояса. Для них характерны структуры близгоризонтального растяжения — сбросы, грабены, сдвиги.

Результаты геодезических измерений в пределах подвижного пояса тесно связаны с перечисленными элементами его тектонической структуры. Они свидетельствуют о современном увеличении ширины большей части Средиземноморского—Малокавказского интервала подвижного пояса. Для удобства изложения элементы структуры и результаты геодезических измерений рассматрива-

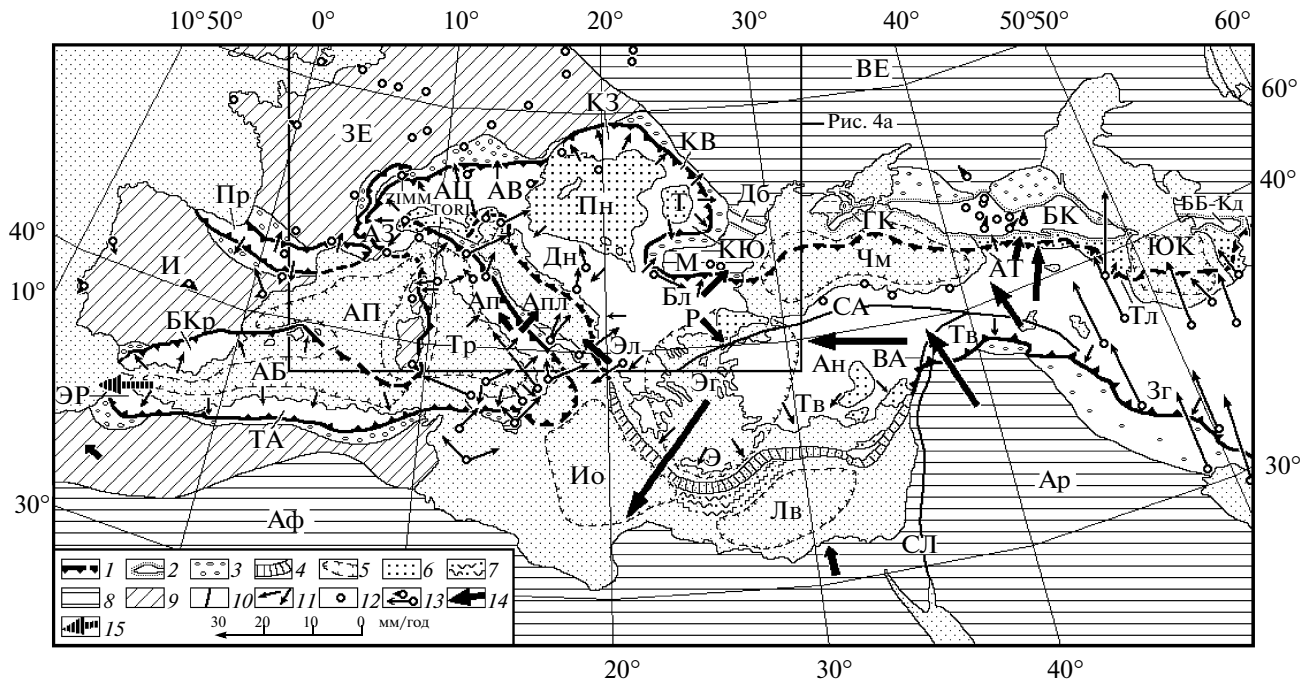


Рис. 1. Современная геодинамика Гибралтарско-Малокавказского интервала Альпийско-Индонезийского подвижного пояса по данным GPS.

Тектоническая основа: 1 – внешние границы покровно-надвиговых сооружений Альпийско-Индонезийского подвижного пояса и Пиренеев; 2 – контуры сооружений Добруджи, Горного Крыма, Большого Кавказа и Большого Балхана; 3 – передовые прогибы; 4 – Эллинский глубоководный желоб; 5, 6 – границы наложенных впадин (5) и обломочные отложения в их пределах (6); 7 – Восточно-Средиземноморский вал; 8, 9 – платформы докембрийские (8) и эпигерцинские (9); 10 – некоторые основные разломы, разломные зоны; 11 – направления перемещений тектонических покровов и надвигов по геологическим данным (по [Белостоцкий, 1978] с небольшими дополнениями).

Складчато-надвиговые сооружения: АВ – Альпы Восточные; АЗ – Альпы Западные; АЦ – Альпы Центральные; АТ – Аджаро-Триалеты; Ап – Апеннины; БКр – Бетские Кордильеры; ББ – Большой Балхан; БК – Большой Кавказ; Бл – Балканиды; Дб – Добруджа; Дн – Динариды; Зг – Загрос; Кд – Копетдаг; КВ, КЗ, КЮ – Карпаты Восточные, Западные и Южные; Пр – Пиренеи; Р – Родопы; Эр – Эр-Риф; ТА – Тель-Атлас; Тв – Тавриды; Тл – Талыш; Э – Эгейды; Эл – Эллиниды, Ан – Анатолийская микроплита в составе подвижного пояса.

Наложенные впадины: АБ – Альборанско-Балеарская; АП – Алжиро-Прованская; Ио – Ионическая; Лв – Левантская; Пн – Паннонская; Т – Трансильванская; Тр – Тирренская; Чм – Черноморская; Эг – Эгейская; ЮК – Южно-Каспийская.

Платформы и их части: Апл – Апулийская; Ар – Аравийская; Аф – Африканская; ВЕ – Восточно-Европейская; ЗЕ – Западно-Европейская; И – Иберийская; М – Мезийская. **Некоторые основные разломные зоны:** ВА – Восточно-Анатолийская; СА – Северо-Анатолийская; СЛ – Сирийско-Ливанская.

Современные горизонтальные движения в регионе (в Евразийской системе координат) (по [Прилепин, Шевченко, 2005; Anzidei et al., 2001; Caporali et al., 2000; 2003; Devoti et al., 2000; 2002; Grenerczy, 2000; Hollenstein et al., 2003; Kotzev et al., 2001; Koulali et al., 2011; McClusky et al., 2000; 2003; Negusini et al., 2000; Nocquet et al., 2003; Serpelloni et al., 2001; Stich et al., 2006; Vernant et al., 2010]): 12 – геодезические пункты; 13, 14 – векторы скоростей горизонтальных смещений отдельных (13) и групп (14) геодезических пунктов; 15 – вектор скоростей горизонтальных смещений группы геодезических пунктов в районе Гибралтарского перешейка (знак немасштабный). TORI, ZIMM – геодезические пункты, пояснения в тексте.

ются далее по сегментам пояса – последовательно с запада на восток.

Альборанский сегмент

Альборанский сегмент мобильного пояса включает Бетские Кордильеры (Бетиды) Пиренейского полуострова, Гибралтарский перешеек и Эр Риф и Тель Атлас (Магрибиды) в Африке

(рис. 1). В целом они составляют Бетско-Рифскую дугу [Хаин, 1984]. Плоскости надвигов и тектонических покровов в Бетидеях и Магрибидеях наклонены в сторону Альборанского прогиба, т.е. к осевой части подвижного пояса [Белостоцкий, 1978; Богданов и др., 1994а, б; Де Джонг, 1976; Aubouin, 1977; Kober, 1942] (рис. 1, рис. 3а). Смещения по этим дислокациям, если рассматривать их как реальные надвиги и покровы, ориентированы осебежно, т.е.

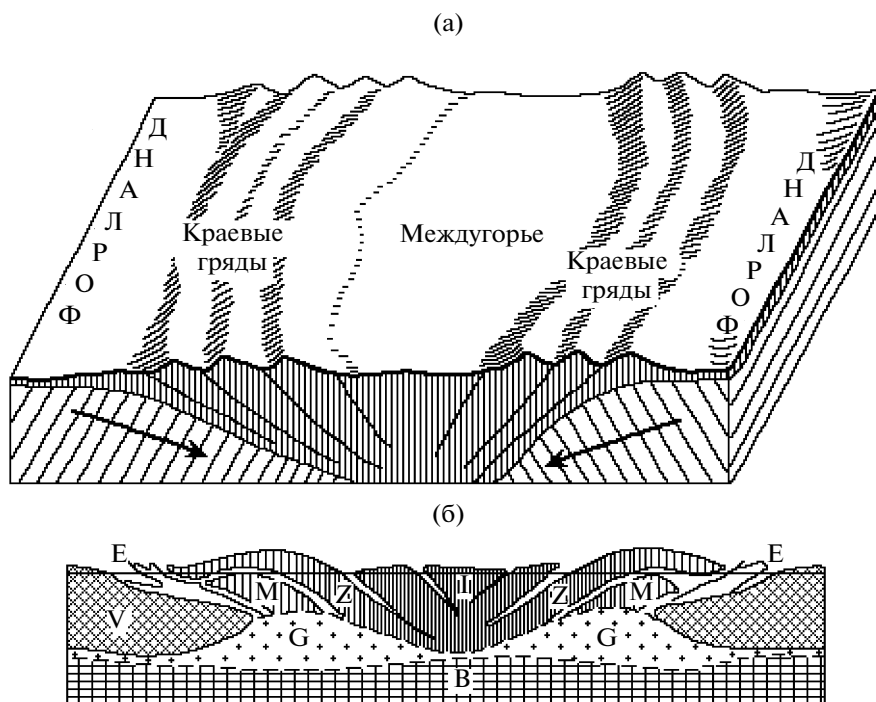


Рис. 2. (а) – блок-диаграмма типичного орогена (с межгорной впадиной) (по [Kober, 1921]); (б) – обобщенный, типичный профиль через ороген (по Л. Коберу из [Хаин, 1973]); V – форланд, E – экстерниды, I – интерниды, M – метаморфиды, Z – централиды, G – гранитная зона, B – базальтовая зона.

от оси подвижного пояса к смежным платформам. В этом структура рассматриваемого сегмента подвижного пояса не отличается от структуры расположенных восточнее сегментов – Тирренского, Альпийского, Паннонского и Эгейского. Однако согласно плейтотектонической концепции и реконструкциям на ее основе, эти дислокации должны рассматриваться как оседремительные подвиги различной амплитуды, сформированные в результате сближения и пододвигания Евразийской и Африканской литосферных плит под подвижный пояс (см., например, рис. 2а). В настоящее время Альборанский сегмент пояса в целом смещается в западном направлении со скоростью 4–8 мм/год относительно Евразии [Koulali et al., 2011; Vernant et al., 2010] (рис. 1). Возможно, что это движение обусловлено расплющиванием этого сегмента подвижного пояса между сближающимися Евразийской (ее иберийской частью) и Африканской плитами и выжиманием его в западном направлении. Представления о таком латеральном выжимании для Альборанского сегмента пояса были предложены ранее [Rebai et al., 1992; Royden, 1993b]. Близгоризонтальное сжатие в направлении ССЗ–ЮЮВ подтверждается здесь данными о фокальных механизмах очагов землетрясений [Buforn et al., 1995; Stich et al., 2003].

В осевой части рассматриваемого сегмента пояса, в Альборанско-Балеарском прогибе известны дислокации, свидетельствующие об обстанов-

ке субгоризонтального растяжения (сбросы, грабены) [Богданов и др., 1994а; 1994б].

Существуют различные точки зрения относительно происхождения подобных перемещений в крайней западной части Средиземноморья и их связи с подкоровыми процессами [Gutscher et al., 2002; Koulali et al., 2011; Lonergan et al., 1997; Morrel and Meghraoui, 1996; Royden, 1993a, 1993b; Vernant et al., 2010].

Тирренский сегмент

Аналогичная осебежная вергентность тектонических дислокаций наблюдается в Тирренском сегменте подвижного пояса [Белостоцкий, 1978; Де Джонг, 1976; Aubouin, 1977; Kober, 1942] (рис. 1, рис. 4а).

Надвиго-покровная структура Апеннин, представляющих северо-восточное обрамление Тирренского бассейна, характеризуется северо-восточной вергентностью. Современные перемещения геодезических пунктов в этом горном сооружении со скоростью ~5 мм/год в Евразийской системе координат также направлены к северо-востоку, от Тирренского бассейна к Апулийскому выступу Африканской плиты [Anzidei et al., 2001; Caporali et al., 2003; Devoti et al., 2000; 2002; Fernandes et al., 2000; Grenerczy, 2000; Negusini et al., 2000; Serpelloni et al., 2001].

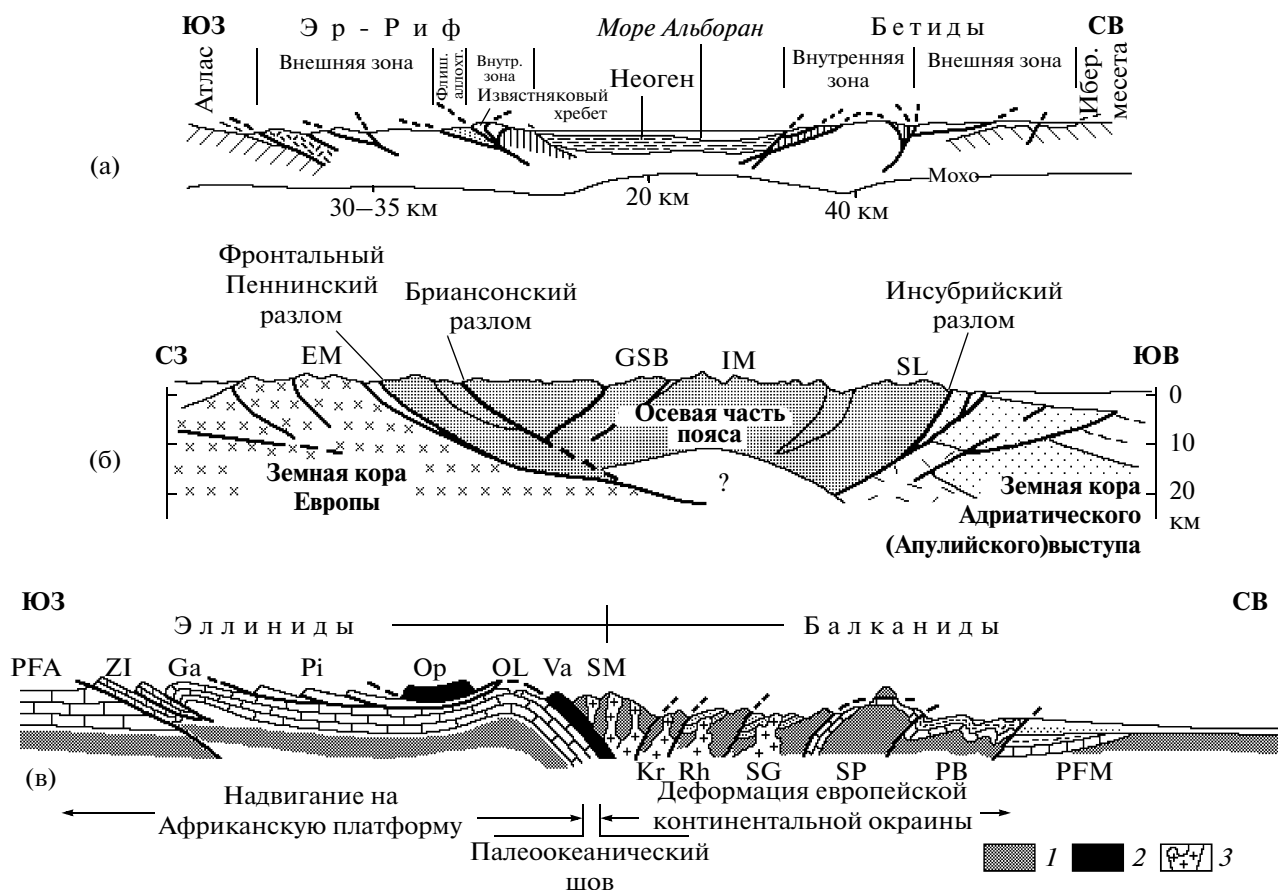


Рис. 3. Схематические обобщенные геологические профили через средиземноморскую часть Альпийско-Индонезийского подвижного пояса:

(а) – обобщенный схематический профиль Бетской и Рифской складчато-надвиговых систем (по М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе из [Хаин, 1984]). На профиле показано положение главных тектонических элементов. Поверхность Мохо гипотетична;

(б) – схематический профиль через Западные Альпы, на котором показаны основные разломы, выявленные на сейсмическом профиле ECORS-CROP (по [Malusa et al., 2009], фрагмент). Темносерой заливкой обозначены высокобарные породы Пеннинской и Австро-Альпийской зон Осевой части пояса. Светлосерой заливкой обозначены низкобарные породы погребенного продолжения Южных Альп. EM – Внешний массив; GSB – Гранд Сан-Бернардо; IM – Внутренний массив; SL – Сезия-Ланцо;

(в) – сводный схематический профиль через Эллиниды и Балканиды (по [Aubouin, 1977]): 1 – кристаллический континентальный доальпийский фундамент; 2 – земная кора океаническая (офиолиты) альпийского возраста; 3 – альпийские гранодиориты (юрские–меловые–третичные). Эллиниды: PFA – Апулийская (Африканская) платформа; ZI – Ионийская зона; Ga – зона Гаврово; Pi – Пиндский покров; Op – офиолитовый покров; Ol – тектоническое окно г. Олимп (зона Гаврово); Va – Вардарская зона. Белым показан горизонт эвапоритов между доальпийским фундаментом и альпийскими покровами. Балканиды: SM – Сербско-Македонский массив; Kг – Крайштиды; Rh – Родопский массив; SG – Среднегорье; SP – Стара Планина; PB – Предбалкан; PFM – Мезийская (Европейская) платформа.

Та часть подвижного пояса, которая обрамляет Тирренский бассейн с запада, доступна для наблюдения только на небольшой территории северо-восточной оконечности о. Корсика. Для нее характерна западная вергентность надвиговых и покровных дислокаций. Единственный геодезический пункт на соседнем о. Эльба перемещается в западном направлении по отношению к Евразии со скоростью 4–5 мм/год [Carofali et al., 2003; Devoti et al., 2002], т.е., от Тирренского прогиба в направлении платформенной части Корсики (рис. 1, рис. 4а). За исключением этой северо-во-

сточной части Корсики, геодезические пункты на островах Корсика и Сардиния (эти острова могут рассматриваться как часть Иберийской платформы, отделенная от нее Алжирско-Прованским прогибом), характеризуются практически нулевыми перемещениями по отношению к Евразии.

На юге Тирренский бассейн ограничен Сицилией. По аналогии с приведенными выше данными об осебежных современных перемещениях в пределах подвижного пояса, можно было бы ожидать, что геодезические пункты в северной части Сицилии, принадлежащей к подвижному поясу,

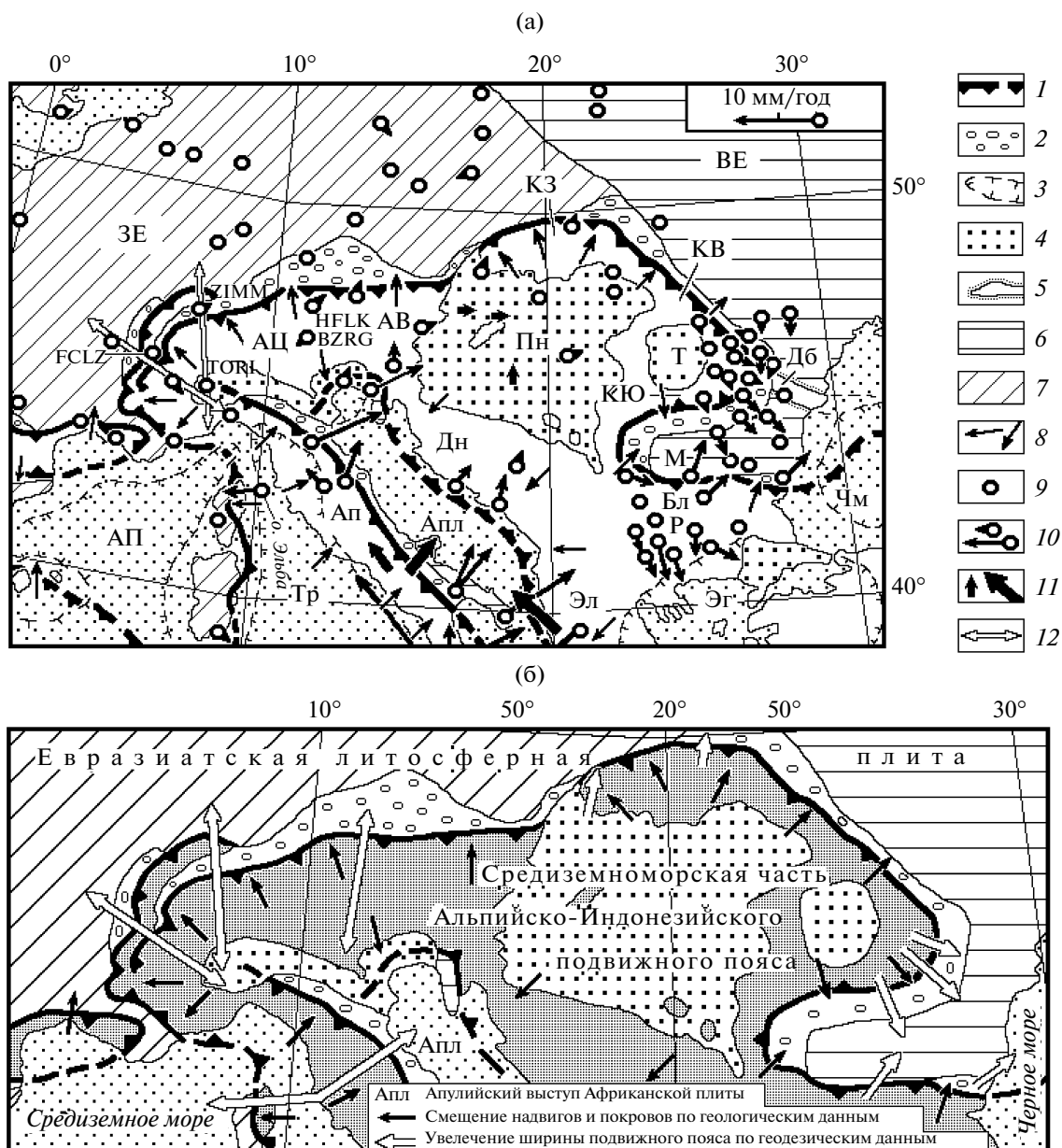


Рис. 4. (а) – современная геодинамика Апеннин–Альп–Карпат–Балканид по данным GPS.

Тектоническая основа:

1 – внешние границы покровно-надвиговых сооружений Альпийско-Индонезийского подвижного пояса; 2 – передовые прогибы; 3, 4 – границы наложенных впадин (3) и обломочные отложения в их пределах (4); 5 – контуры сооружения Добруджи; 6, 7 – платформы древние (6) и эпигерцинские (7); 8 – направления перемещений тектонических покровов и надвигов по геологическим данным (по [Белостоцкий, 1978]).

Складчато-надвиговые сооружения: АВ – Альпы Восточные; АЦ – Альпы Центральные; Ап – Апеннины; Бл – Балканиды; Дб – Добруджа; Дн – Динариды; КВ, КЗ, КЮ – Карпаты Восточные, Западные и Южные; Р – Родопы; Эл – Эллины. **Наложённые впадины:** АП – Алжиро-Прованская; Пн – Паннонская; Т – Трансильванская; Тр – Тирренская; Чм – Черноморская; Эг – Эгейская. **Платформы и их части:** Апл – Апулийская; ВЕ – Восточно-Европейская; ЗЕ – Западно-Европейская; М – Мезийская.

Современные горизонтальные движения в регионе (в Евразийской системе координат) (по данным [Прилепин, Шевченко, 2005; Calais et al., 2002; Sarofali et al., 2000; Grenerczy et al., 2005; Kotzev et al., 2001; Nocquet et al., 2003; 2004; van der Hoeven et al., 2005; Vigny et al., 2002]).

9 – геодезические пункты; 10, 11 – векторы скоростей горизонтальных смещений отдельных (10) и групп (11) геодезических пунктов; 12 – расширение (знак внесмасштабный) Западных и Центральных Альп. BZRG, FCLZ, HELK, TORI, ZIMM – геодезические пункты, объяснения в тексте.

(б) – современное увеличение ширины Апеннин–Альп–Карпат–Балканид по данным GPS (см. рис. 4а).

должны были бы двигаться на юг. Однако пункты на севере Сицилии, в соседней Калабрии, а также на острове Устика в Тирренском море движутся в северном направлении с большим азимутальным рассеянием [Anzidei et al., 2001; Devoti et al., 2000; 2002; Hollenstein et al., 2003; Nocquet et al., 2001; Nocquet and Calais, 2003; Serpelloni et al., 2005] (рис. 1). Можно было бы предположить, что эти пункты располагаются на ретронадвиге. Однако известно, что в рассматриваемой части острова распространены южновергентные чешуйчатые надвиги [Lavaccia et al., 2007]. Поэтому вероятно, что здесь происходят южновергентные смещения, но в то же время Африканская литосферная плита перемещается на север (в Евразийской системе координат). И это перемещение оказывается более интенсивным и оттесняет смежные части подвижного пояса на север, подавляя или маскируя южновергентные смещения по надвигам в этом месте. В то же время сбросы и грабены в Тирренском бассейне указывают на обстановку растяжения в срединной части сегмента. Кроме того, некоторые пункты в осевой зоне Апеннин демонстрируют смещения в северо-западном направлении по простиранию сооружения [Anzidei et al., 2001; Devoti et al., 2002; Serpelloni et al., 2001; 2005]; нам не известно о каких-либо объяснениях этих данных.

Альпийский сегмент

Альпы, как и другие горные сооружения Альборанского и Тирренского сегментов Альпийско-Индонезийского подвижного пояса, имеют дивергентную тектоническую структуру [Malusa et al., 2009; Oxburg, 1974] (рис. 3б). Формирование такой структуры, как правило, объясняется латеральным давлением Апулийского выступа Африканской плиты при перемещении последней на север. Южновергентные надвиги и покровы в рамках этих представлений считаются центростремительными поддвигами, а их надвиговой облик считается “кажущимся” (Р. Трюмпи, см. [Хаин, 2001, рис. 11–4]).

Как упоминалось выше, перемещение на север Апулийского выступа подтверждается геодезическими измерениями. Однако измерения, проведенные непосредственно в Альпах, показали, что это горное сооружение в настоящее время расширяется, а не сужается. Это особенно заметно на стыке Западных и Центральных Альп. Было установлено, что линия, соединяющая геодезические пункты ZIMM (Циммервальд, недалеко от Берна, Швейцария, в Предальпийском передовом прогибе) и TORI (Турин, Италия, в Паданском межгорном прогибе) (рис. 1, рис. 4а) удлиняется со скоростью 5.2 мм/год [Calais, 1999; Caporali and Martin, 2000]. Это позволяет рассматривать дивергентные надвиговые и покровные перемещения как реальные, а не “кажущиеся”. Доказательства увеличения ширины Западных Альп получе-

ны при измерениях по линии FCLZ–TORI, которая пересекает эту часть подвижного пояса [Calais et al., 2002; Nocquet and Calais, 2004] (рис. 4а). Скорость расширения здесь невелика – около 1.5 мм/год, но определена достоверно. Данные такого рода “...могут указывать на то, что деформирование коры Западных Альп вызвано силами, отличными от тех, которые имеют отношение к перемещению литосферных плит.” [Calais, 1999, p. 229]. Наконец, увеличение ширины подвижного пояса отмечается в Центральных Альпах – между пунктами GPS HFLK и BZRG [Nocquet and Calais, 2003].

Паннонский сегмент

Западные, Восточные и Южные Карпаты вместе с Динаридами составляют почти замкнутое кольцо вокруг Паннонской впадины (рис. 1, рис. 4а). Карпаты и Динариды характеризуются чешуйчатыми надвигами и тектоническими покровами, которые перемещаются центробежно от впадины [Белостокский, 1978; Де Джонг, 1976; Хаин, 1984; Aubouin, 1977; Burchfiel, 1980; Kober, 1942]. Как показали GPS измерения [Van der Hoeven et al., 2005], геодезические пункты в рассматриваемой части подвижного пояса смещаются от Паннонской впадины в сторону смежных Восточно-Европейской и Мезийской платформ. Пункты, расположенные в Южных Карпатах и в прилегающих к ним частях Предкарпатского передового прогиба, перемещаются в южном направлении (по отношению к Евразии) со скоростями 1.5–2.5 мм/год (рис. 4а) (ошибка не превышает ± 1 мм/год). Пункты, расположенные на перегибе дуги от Южных Карпат к Восточным Карпатам и в прилегающих частях передового прогиба, движутся в юго-юго-восточном и юго-восточном направлениях со скоростью 2–3 мм/год в той же системе отсчета. Пункты, расположенные в субмеридиональной части Восточных Карпат и в соседних частях Предкарпатского прогиба, движутся в юго-восточном и восток-юго-восточном направлениях со скоростью 1.5–3 мм/год по отношению к Евразии. Это означает, что современные движения в этой части подвижного пояса ориентированы центробежно и веерообразно, в соответствии с направлениями движения надвигов и покровов, установленными по геологическим данным. Эти современные перемещения не могут рассматриваться как результат латерального смещения блоков коры/литосферы, выжатых из суженной части подвижного пояса, из Альпийского сегмента пояса, расположенного между сближающимися Евразийской плитой и Апулийским выступом Африканской плиты. Известно, что геодезические пункты, расположенные в тыльной части дуги Восточных и Южных Карпат, на границе с Трансильванской впадиной, характеризуются практически нулевыми смещениями

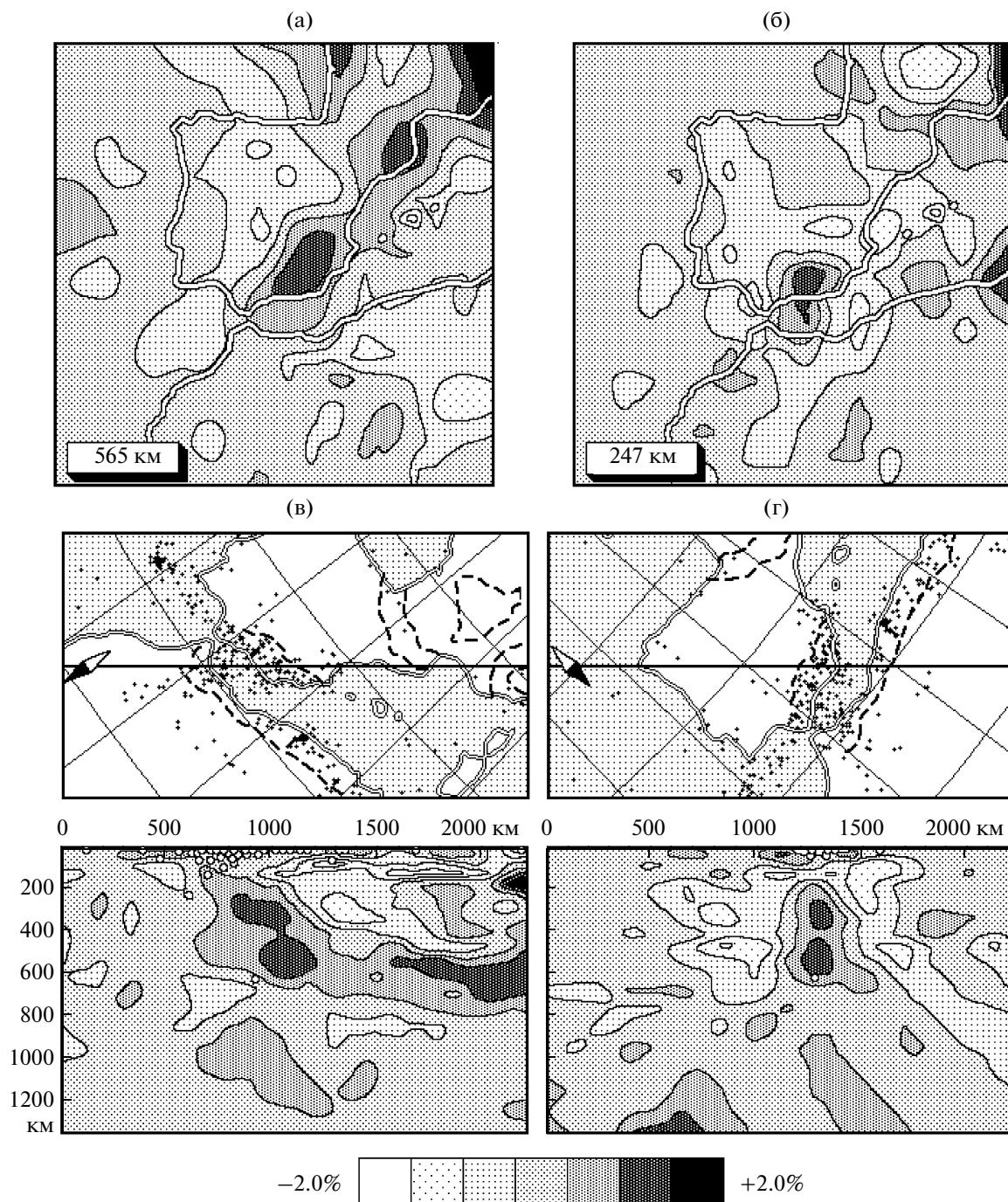


Рис. 5. (а), (б) – горизонтальные срезы сейсмотомографической высокоскоростной аномалии под Иберийским полуостровом; цифрами обозначены глубины срезов; (в), (г) – сейсмотомографические профили по простиранию (в) и вкрест (г) высокоскоростной аномалии под Иберийским полуостровом. Местоположение профилей показано горизонтальными линиями на картах на средних сечениях рисунка. Крестиками на картах и кружками на профилях показаны очаги землетрясений (по [Blanco et al., 1993], фрагмент).

(рис. 4а). Таким образом, центробежные перемещения Карпатских дуг возникают в самих Карпатах. С учетом этих данных представляется необходимым предположить неплейттектонический механизм их формирования.

В Западных Карпатах есть два GPS-пункта [Grenerczy et al., 2005]. Скорости смещений этих пунктов находятся в пределах ошибки измерений. Но необходимо отметить, что северная ориентация этих векторов, как и в случае с Восточны-

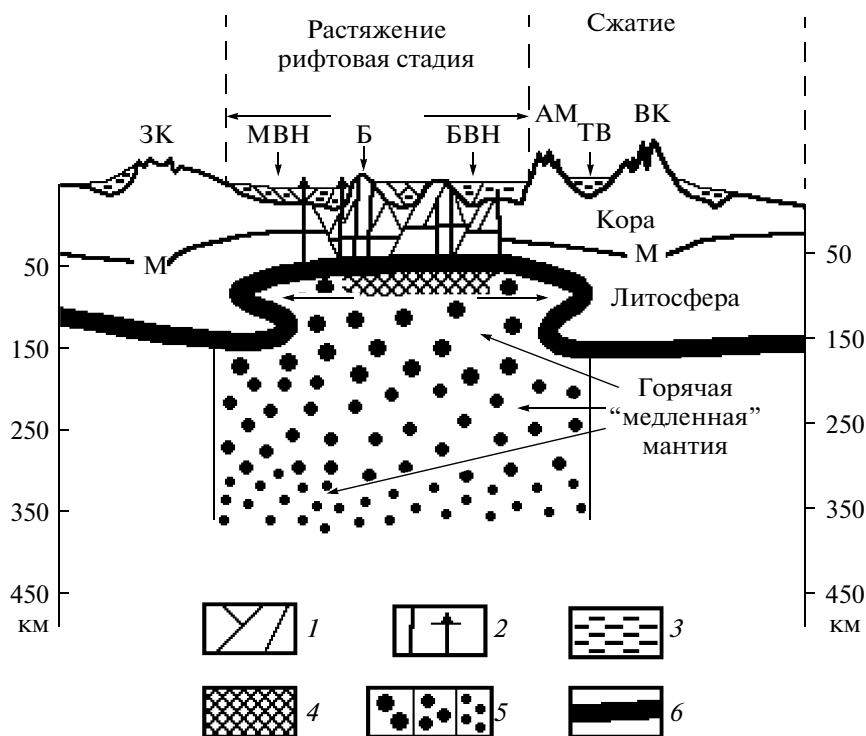


Рис. 6. Геодинамическая модель развития Паннонского бассейна и Карпат (по [Грачев, 2000], фрагмент): 1 – сбросы; 2 – вулканы и подводящие каналы; 3 – осадочный чехол; 4 – зона частичного плавления в мантии; 5 – разогретая низкоскоростная мантия (размеры черных точек соответствует степени разогрева); 6 – подошва литосферы. ЗК и ВК – Западные и Восточные Карпаты, Б – горы Бакони, АМ – массив Апусени, МВН – Малая Венгерская низменность, БВН – Большая Венгерская низменность, ТВ – Трансильванская впадина.

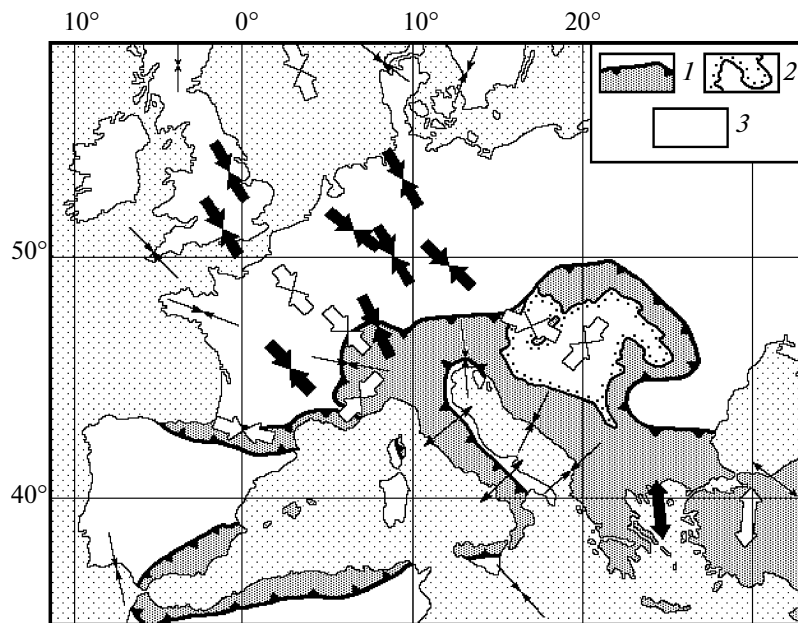


Рис. 7. Схема распределения напряжений в литосфере Европы (по [Muller et al., 1992], фрагмент). Встречно ориентированные стрелки означают направления горизонтального сжатия (надвиги или сдвиги). Стрелки, направленные в противоположные стороны – направления растяжения. Большие заштрихованные стрелки – направления напряжений, полученные по более чем 10 наблюдениям (преимущественно по разнотипным индикаторам напряжений) со сходной ориентацией напряжений. Незаштрихованные большие стрелки основаны на 5–10 наблюдениях; тонкие стрелки – на менее чем 5 наблюдениях. Тектоническая основа – по [Белостоцкий, 1978; Богданов Н.А. и др., 1994а; Международная ..., 1981; Тектоническая, 1966]: 1 – средиземноморская часть Альпийско-Индонезийского подвижного пояса и его внешний тектонический фронт; 2 – Паннонская впадина; 3 – Евразийская и Африканская литосферные плиты.

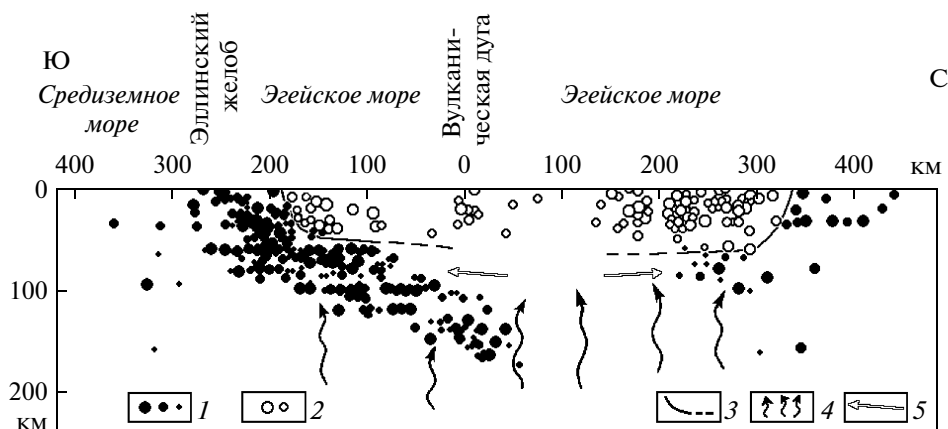


Рис. 8. Распределение по глубине очагов землетрясений в полосе субмеридионального профиля в эгейском регионе (по [Papazachos et al., 1979], с добавлениями (знаки 3–5) авторов): 1, 2 – очаги землетрясений с надвиговыми (1) и сбросовыми (2) механизмами; 3 – границы между областями сжатия (надвиговые механизмы) и растяжения (сбросовые механизмы); 4 – предполагаемый восходящий флюидный поток; 5 – направления предполагаемых смещений тектонических пластин.

ми и Южными Карпатами, совпадает с ориентацией движений надвигов и покровов в этой части подвижного пояса.

Есть основания предполагать, что растяжение, установленное по геологическим данным в Паннонском бассейне (сбросы и грабены), сохраняется в настоящее время. Во-первых, во всех случаях, когда геодезические измерения (методом триангуляции) позволяют выявить характер относительных перемещений пунктов в Паннонском бассейне и в его горном обрамлении [Сомов, 1989; Сомов и др., 1992], установлено, что современные смещения соответствуют тем, которые были получены геологическими методами. Выявлено современное надвигание складчато-покровных структур Западных и Восточных Карпат на Предкарпатский прогиб со скоростью 10–30 мм/год. Амплитуды смещений увеличиваются от границы Карпат с Паннонской впадиной к периферии горной системы. Во-вторых, как свидетельствуют результаты деформографических измерений [Латынина и др., 1995; Сомов и др., 1992], "... Внутрикarpатская область ... находится в условиях растяжения земной коры ($+6.2 \times 10^{-6}$), возрастающего к центру Паннонского бассейна. Складчатые Карпаты испытывают сжатие (-4.2×10^{-6})" [Сомов и др., 1992, с. 169].

Смещения двух геодезических пунктов GPS в Динаридах [Devoti et al., 2002] не вписываются в предлагаемую схему (рис. 1, рис. 4а). Динариды характеризуются юго-западной геологической вергентностью, в то время как упомянутые геодезические пункты смещаются на север. Это явление может быть интерпретировано таким же образом, как это было предложено для южного обрамления Тирренского бассейна, т.е. Сицилии и Калабрии (см. выше).

Эгейский сегмент

Такая же дивергентная, осесимметричная тектоническая структура характерна и для Эгейского сегмента подвижного пояса [Белостоцкий, 1978; Богданов и др., 1994а; Де Джонг, 1976; Доцев, Юнга, 1988; Николаев, Шанов, 1983; Хаин, 2001; Angelier et al., 1982; Aubouin, 1977; Biju-Duval and Montadert, 1977; Dewey and Sengor, 1979; Kenyon et al., 1982; Kober, 1942; Lonergan and White, 1997; Papazachos et al., 1984; Robertson and Dixon, 1984; Sengor et al., 1985] (рис. 1, рис. 4а). В осевой части сегмента располагается Эгейская впадина. Она обрамлена Сербско-Македонским и Родопским массивами кристаллических пород, а также Балканидами на севере и Эллинидами и Эгеидами на западе, юге и юго-востоке. Критская островная дуга входит в состав Эгеид. Южнее расположены глубоководный Эллинский желоб и, затем, Восточно-Средиземноморский подводный вал.

Эгейская впадина характеризуется дислокациями, связанными с субгоризонтальным растяжением в виде сдвигов, сбросов, грабенов. Эти дислокации сформировались в середине миоцена–четвертичном периоде. Они характеризуется землетрясениями со сбросовыми фокальными механизмами. В Балканидах ведущую роль играют северовергентные надвиговые структуры (рис. 3в). В то же время в Эллинидах и Эгеидах преобладают южновергентные надвиги и покровы, ориентированные вкрест простирания этих сооружений. Этим дислокациям соответствуют землетрясения с фокальными механизмами субгоризонтального сжатия. Геологические данные показывают, что надвиговые и покровные дислокации были сформированы в интервале времени от поздней юры–раннего мела до плиоцена включительно [Белостоцкий, 1978; Хаин, 1984; Burchfiel, 1980].

Геодезические пункты в ориентированных широтно Балканидах смещаются (в Евразийской системе координат) в северо-восточном направлении, к Мезийской микроплите со скоростями $(2.9–3.1) \pm 1.1$ мм/год [Kotsev et al., 2001] (рис. 4а). Это означает, что известные по геологическим данным смещения северовергентных надвигов (вероятнее всего, это сдвиго-надвиговые разломы), продолжают и в настоящее время.

Множество геодезических пунктов на островах Эгейского моря и на прилегающих территориях Турции и Греции, т.е. в приосевой части и в южной части подвижного пояса, движутся в целом на юго-юго-запад, т.е. отдвигаются от Балканид и Евразийской плиты со скоростью, достигающей 30 ± 2 мм/год [Anzidei et al., 2001; Devoti et al., 2000; 2002; McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006]. Один геодезический пункт в Эллинидах движется в запад-юго-западном направлении (SLR-пункт), а группа других пунктов движется в северо-западном направлении, к Апулийской части Африканской плиты со скоростью 4–9 мм/год. Таким образом, движения в этой части пояса веерообразные в соответствии с направлениями смещений геологических надвигов и покровов. Кроме того, устойчивые смещения геодезических пунктов в юго-восточном направлении со скоростями $(2.5–3.9) \pm (1.0–1.1)$ мм/год были выявлены в Родопском массиве древних метаморфических пород [Kotsev et al., 2001; McClusky et al., 2000] (рис. 1, рис. 4а). Предполагаемая геологическая интерпретация этих последних данных позволяет видеть здесь большой ретрошарьяж.

Анатолийско-Малокавказский сегмент

В Анатолийском–Малокавказском сегменте подвижного пояса ширина пояса значительно уменьшена, практически до ширины пояса в Альборанском сегменте. GPS скорости в южной части этого сегмента указывают на смещение в северном и северо-северо-восточном направлении по отношению к Евразии со скоростью 15–18 мм/год, что соответствует движению Аравийской плиты, располагающейся непосредственно южнее [McClusky et al., 2000; Vernant et al., 2004] (рис. 1). Севернее скорости перемещений уменьшаются до 8–10 мм/год в осевой части подвижного пояса и до 5–7 мм/год в Аджаро-Триалетах, которые являются самой северной частью подвижного пояса. GPS пункты, расположенные в пределах Большого Кавказа (не входящего в пояс) и на Скифской платформе движутся в основном на север с гораздо меньшей скоростью (около 1–5 мм/год). Это обычно рассматривается как результат постепенного уменьшения давления, вызванного воздействием Аравийской плиты.

В результате сближения Евразийской и Аравийской плит Анатолийская микроплита, распо-

лагающаяся между этими плитами во внутренней части подвижного пояса и ограниченная Северо-Анатолийским и Восточно-Анатолийским сдвигами [Хаин, 1984; Moix et al., 2008] (рис. 1), выдавливается из суженной части подвижного пояса в западном направлении со скоростью 15–24 мм/год. Это аналогично западной экструзии Альборанского сегмента пояса (см. выше). Необходимо отметить, что скорость смещения Анатолийской микроплиты увеличивается в направлении с востока на запад и, следовательно, не может быть объяснено одним только дрейфом на север Аравийской плиты [Шевченко и др., 2000; Reilinger et al., 2006]. Представляется, что должен существовать какой-то дополнительный тектонический механизм, который способствует такому увеличению скорости.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Активное современное сближение Евразийской и Африканской-Аравийской литосферных плит хорошо известно. Но прямые геодезические измерения показывают, что центробежные (точнее – осебежные, от оси подвижного пояса) смещения надвигов и покровов в большей части рассмотренного интервала Альпийско-Индонезийского подвижного пояса продолжается и в настоящее время. В результате ширина этой части подвижного пояса увеличивается, а не уменьшается, как это следовало бы согласно плейттектонической концепции. Это особенно ясно видно в пределах Тирренского, Альпийского и Паннонского сегментов подвижного пояса (рис. 4б). Существует четкое соответствие между полями векторов скоростей современных горизонтальных перемещений и механизмами очагов землетрясений, с одной стороны, и распределением частей пояса с различными типами среднемиоценовых–четвертичных тектонических структур, с другой стороны [Kahle et al., 1999; 2000; McClusky et al., 2000]. Районам современного растяжения соответствуют области неоген-четвертичных сбросов и грабенов в наложенных прогибах (см. Альборанский, Тирренский, Паннонский и Эгейский сегменты), в то время как областям современного сжатия соответствуют зоны юрских–меловых–неогеновых–четвертичных надвигов и покровов (Апеннины, Альпы, Карпаты, Динариды, Эллиниды). Это означает, что распределение типов современных горизонтальных движений соответствует распределению таковых в указанные геологические промежутки времени. Таким образом, наш вывод о современном расширении сегментов подвижного пояса справедлив и для предыдущих интервалов геологической истории.

В рамках плейттектонической концепции было предложено несколько объяснений расширения подвижного пояса при одновременном сбли-

жении смежных литосферных плит. Некоторые основные из них рассмотрены ниже.

Можно попытаться объяснять расширение пояса, образование дивергентно ориентированных надвигов как косвенный результат конвергенции литосферных плит и связать этот процесс с латеральным выжиманием пластичного материала или блоков коры/литосферы из регионов сужения (шеек) между выступами (инденторами) сближающихся плит. Этот материал или эти блоки нагнетаются в широкие и, вследствие нагнетания, расширяющиеся части подвижного пояса. Такие суженные зоны расположены между Иберией и Африкой, между Западно-Европейской платформой и Апулийским выступом Африканской плиты, между Восточно-Европейской платформой и Аравийской плитой (см. рис. 1). Эта точка зрения согласуется в той или иной степени с идеями латерального выжимания (тектонической эмиграции, эскейп-тектоники) Анатолийской микроплиты на запад, в пределы значительно более широкого Эгейского сегмента пояса [Баженов, Буртман, 1990; Буртман, 1984; Копп, 1997; Короновский и др., 2000; Ломизе, 2000; Трифонов, 1999; Dewey et al., 1986; McKenzie, 1972; Sengor и др., 1985].

Однако такая трактовка вряд ли может быть исчерпывающей. Возникает, например, слишком большой временной разрыв между образованием надвиго-покровных дислокаций в Эллинидах, Эгеидах и Балканидах (поздняя юра и мел-кайнозой [Белостоцкий, 1978; Хаин, 1984; Burchfiel, 1980]) и латеральным выжиманием материала к западу от Аравийского индентора (конец среднего эоцена-четвертичное время [Короновский и др., 2000; Ломизе, 2000]), свидетельствующим об обстановке коллизионного сжатия. В то же время нельзя не отметить, что современные скорости горизонтальных перемещений в Эгейском регионе являются уникальными для Средиземноморья (рис. 1). Это позволяют предположить, что выжимание Анатолийской микроплиты вносит существенный вклад в эти движения, хотя и не объясняет их полностью. Мы упоминали ранее, что такое выжимание не может объяснить увеличение скорости смещения микроплиты от восточной Анатолии к Эгейской впадине (см. также [Шевченко и др., 2000; Reilinger и др., 2006]).

Можно было бы также предположить, что Паннонский сегмент подвижного пояса расширяется в результате латерального выдавливания литосферных блоков из Альпийского сегмента вследствие сжатия последнего между сближающимися Западно-Европейской платформой и Апулийским выступом Африканской плиты [Копп, 1997; Трифонов, 1999; McKenzie, 1972; Royden et al., 1982]. Однако, как уже указывалось выше, Альпы сами по себе становятся шире, а не уже.

Многие исследователи объясняют увеличение ширины подвижного пояса ускоренным (по сравнению с движением Африканской литосферной плиты в целом) гравитационным погружением слэба, т.е. субдуцирующей средиземноморской части Африканской литосферной плиты в мантию [Kahle and Mueller, 1998; Le Pichon and Angelier, 1979; 1981; Le Pichon et al., 1982; McClusky et al., 2000; Meijer and Wortel, 1997; Royden, 1993b]. Предполагается, что в результате зона субдукции (изгиб плиты) отступает, откатывается (roll-back) к югу, в направлении, противоположном смещению самой Африканской плиты. Предполагается, что это отступление вызывает гравитационное “расползание” соседних частей коры/литосферы подвижного пояса в южном направлении.

В Альборанском сегменте наличие слэба, ориентированного вдоль подвижного пояса, не подтверждается результатами сейсмической томографии в этом регионе [Blanco and Spakman, 1993; Spakman, 1990]. Здесь не обнаруживается погружающаяся тектоническая пластина как часть Африканской литосферной плиты. Можно видеть лишь высокоскоростное полого наклоненное, слабоизогнутое тело стержнеобразного в целом внешнего вида (рис. 5). Этот “стержень” ориентирован диагонально по отношению к подвижному поясу. Этот же, по-видимому, высокоскоростной “стержень” (но не пластина) отмечался под Гибралтарским перешейком [Gutcher et al., 2002]. Существующие сейсотомографические и сейсмофокальные данные по территории Тирренского [Faccenna et al., 2001] и Эгейского [Bijward et al., 1988; Karason et al., 2000; Spakman et al., 1988] сегментов подвижного пояса свидетельствуют о том, что здесь в мантии выделяются наклонные “тела”, “объемы”, характеризующиеся повышенными скоростями прохождения сейсмических волн. Однако, судя по их морфологии, эти “тела” невозможно рассматривать как субдукционные слэбы, как свидетельства о процессах отката слэбов, их отслаивания, деляминации и погружения в мантию [Шевченко, Лукк, 2002].

Кроме того, можно было бы ожидать, что современное “расползание” в южном направлении коры/литосферы средиземноморской части подвижного пояса проявится в субгоризонтальном расширении, растяжении и региональном погружении земной коры. Однако регион, напротив, в действительности характеризуется сжатием и поднятием. В случае северо-восточной вергентности Апеннин и юго-западной вергентности Динарид-Эллинид узкий Апулийский выступ Африканской плиты, расположенный между ними, должен был бы субдуцировать в одно и то же время в противоположных направлениях – и к юго-западу под Апеннины, и к северо-востоку под Динариды-Эллиниды. А затем оба субдуцирующих слэба должны были бы откатываться навстречу

друг другу к осевой части узкого Апулийского выступа. Подобные процессы представляются неправдоподобными.

Кроме того, мы ранее приводили аргументы против идеи об ускоренном субдуцировании литосферной плиты и отката ее изгиба применительно как для сейсмофокальной, так и для высокоскоростной сейсмотомаграфической зон Эгейского и Тирренского сегментов мобильного пояса [Шевченко и др., 2000; Шевченко, Лукк, 2002].

Одно из возможных объяснений увеличения ширины горного сооружений – гравитационный коллапс. Подразумевается, что по достижении определенной высоты такое сооружение латерально расширяется, “расползается”, “разваливается” под действием собственного веса. Представляется очевидным, что после того, как высота сооружения уменьшится, его “расползание” должно прекратиться.

Рассмотрим эту точку зрения на примере Тирренского сегмента подвижного пояса.

Поскольку в Апеннинах и на Корсике перемещения надвигов и покровов, в том числе современные, направлены от осевой части этого сегмента пояса, от впадины Тирренского моря, приходится предполагать, что именно там располагалось поднятие, коллапс которого привел к такому “расползанию”. В настоящее время на месте этого предполагаемого поднятия располагается Тирренская впадина. В соответствии с рассматриваемой интерпретацией осежные смещения по периферии впадины в настоящее время должны прекратиться. Однако, как показывают геодезические данные, такие перемещения продолжают. Следовательно, эти смещения надвигов и покровов не могут быть объяснены гравитационным коллапсом предполагаемого поднятия. По аналогии этот вывод может быть распространен на другие сегменты рассматриваемой части подвижного пояса. Кроме того, существование упомянутого горного поднятия в срединной части Тирренского сегмента на месте современной Тирренской впадины само по себе не очевидно и предполагается умозрительно для того, чтобы обеспечить действие гравитационного механизма.

Предположение, что источником тектогенеза служат мантийные диапиры, располагающиеся под литосферой наложенных кайнозойских прогибов Средиземноморья, представляется гораздо более правдоподобным. Согласно этой гипотезе, верхняя часть таких диапиров растекается по латерали и инициирует субгоризонтальное растяжение в вышележащей литосфере в сочетании с компенсирующим сжатием по периферии областей растяжения [Богданов и др., 1994б; Грачев, 2000; Милановский, 1981; Трифонов, 1999; Хаин, 1984; Чекунов, 1991; Kenyon and Belderson, 1977; McKenzie, 1978; Papazachos and Papadopoulos,

1979; Horvath et al., 1979]. Большое значение всплывающим глубинным диапирам в тектогенезе придают В.В. Белоусов [1962], М.А. Гончаров [1979], В.Н. Шолпо [1978], В.Н. Шолпо и др. [1993], ряд других исследователей. Однако конкретизация этой идеи в виде представления о всплывании и растекании массы силикатного мантийного материала в рассматриваемом случае вступает в противоречие с имеющимися данными.

Согласно такой интерпретации для Паннонского сегмента подвижного пояса (рис. 6) растекание выступа астеносферы (мантийного диапира или глубинного астенолита), находящегося под Паннонской впадиной (его верхняя кромка располагается на глубине ~50 км), вызывает растяжение во всей располагающейся выше земной коре/литосфере (см. “сбросы” на рис. 6) и, в том числе, в толще слоистых пород впадины, а также компенсирующее сжатие в соседних Карпатах и Динаридах.

Это растяжение в верхней, в основном кайнозойской осадочной толще, заполняющей Паннонскую впадину, было установлено по геологическим, геодезическим и деформографическим данным (см. выше). Однако реконструкция напряженного состояния ниже лежащей части земной коры Паннонской впадины, основанная на механизмах очагов землетрясений (рис. 7) и обрушениях стенок буровых скважин [Horvath and Cloetingh, 1996; Muller et al., 1992] показала, что здесь уже на небольшой глубине существует обстановка разноориентированного субгоризонтального сжатия.

Максимум сейсмичности с преобладанием механизмов очагов субгоризонтального сжатия в Паннонской впадине и ее горном обрамлении зафиксирован на глубинах 6–10 км [Грачев, 2000; Horvath and Cloetingh, 1996] (речь не идет о гораздо более глубокой, но небольшой по площади зоне Вранча на периферии подвижного пояса). Слоистые породы мела и палеогена осадочного чехла и некоторые породы верхней части фундамента сорваны с основания и принимают участие в формировании надвигов и чешуйчатых покровов в Карпатах и Динаридах, обрамляющих Паннонскую впадину. Срывы, как правило, локализованы на глубине ~10–15 км [Баженов, Буртман, 1990]. Все это свидетельствует о том, что в интервале глубин ~6–15 км на территории Паннонской впадины и обрамляющих ее горных систем была зарегистрирована только обстановка субгоризонтального сжатия. Поэтому механическое воздействие предполагаемого расширяющегося диапира на верхнюю (~0–6 км), находящуюся в обстановке растяжения осадочную толщу невозможно, поскольку ниже лежащая (~6–15 км) часть осадочного чехла и фундамента находится в обстановке сжатия.

Подходящей иллюстрацией такого же соотношения литосферных “слоев”, характеризующего

ся обстановками субгоризонтального сжатия на глубине и растяжения выше по разрезу, является Эгейская впадина и обрамляющие ее горные дуги, но при иной толщине “слоев” (рис. 8).

Возможное предположение об изменении во времени более ранней обстановки общего сжатия на более позднее растяжение или о смене исходного надвигового и покровного деформирования на современные вертикальные движения блоков также противоречат имеющимся данным. Например, в Паннонском и Эгейском сегментах подвижного пояса как сжатие, так и растяжение до сих пор существуют одновременно в различных частях пояса и на разных глубинах, как было установлено надежными сейсмологическими, деформографическими и геодезическими методами (см. выше).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, геодезические измерения подтверждают сближение Африканской и Аравийской литосферных плит с Евразийской плитой. Прямым результатом такого сближения является выжимание Альборанского сегмента подвижного пояса и Анатолийской микроплиты из зон конвергенции. Однако имеющиеся материалы по некоторым частям подвижного пояса приводят к мысли о том, что существуют силы, участвующие в формировании коровых деформаций пояса, но отличные от тех, которые связаны с движениями литосферных плит.

Морфология тектонических нарушений (в первую очередь, чешуйчатых надвигов и покровов) и механизмы очагов землетрясений показывают, что большая часть подвижного пояса находится в напряженном состоянии субгоризонтального сжатия, поперечного к простиранию тектонических структур. Растяжение, отмечаемое теми же данными, присуще только местами и только верхним горизонтам земной коры. Такое растяжение не может компенсировать общее состояние сжатия коры/литосферы. Кроме того, для некоторых структур сжатия — Альпы, Пиреней — дислокации, связанные с обстановкой растяжения вообще не обнаруживаются.

В то же время прямые геодезические измерения регистрируют современное расширение некоторых частей рассматриваемого подвижного пояса.

Эта комбинация геологических и сейсмологических данных, с одной стороны, и геодезических данных, с другой, заставляет нас рассматривать расширение ряда перечисленных сегментов мобильного пояса как результат активного увеличения объема, т.е. распора толщ слоистых пород, слагающих этот пояс (и увеличения площади, занимаемой этими толщами). Другие интерпретации этих данных — откат зоны субдукции плит, растекание

диапиров и некоторые другие механизмы, подразумеваемые концепцией тектонических плит — не являются удовлетворительными. Таким образом, субгоризонтальное сжатие (распор, если быть точным) индуцируется активным объемным расширением слоистых горных пород.

Причина увеличения объема и связанного с ним складко- и надвигообразования заключается, по-видимому, в привносе в слоистые породы подвижного пояса дополнительного минерального материала восходящими потоками глубинных мантийных флюидов [Шевченко, 1984; 1999] (рис. 8). Существование такого мантийного потока подтверждается повышенным тепловым потоком в пределах подвижного пояса [Чермак, 1979], особенно в Альборанском, Тирренском, Паннонском и Эгейском бассейнах. Многочисленные признаки современной гидротермальной и вулканической активности также отмечаются здесь [Papazachos, Papadopoulos, 1979].

Роль привноса дополнительного минерального материала в формировании осадочных пород осадочных бассейнов отметили Дж. Гринсмит [1981], Ф.Дж. Петтиджон [1981], Ф. Петтиджон и др., [1976], У.Х. Твенхофел [1936], Г.В. Тиррель [1932], В.Т. Фролов [1992; 1993], W.A. Waldschmidt [1941]. Такой привнос приводит к разъединению, раздвижению частиц исходной породы и, как следствие, к увеличению объема пород. В результате увеличивается и площадь слоев горных пород. Они перестают уместаться на занимаемой территории и сминаются в складки, пересекаются надвигами, образуют тектонические покровы.

Упомянутые явления увеличения объема обычно объясняются местным перераспределением (вынос—привнос) материала пород, что означает сохранение суммарного объема пород при соответствующем масштабе рассмотрения. Однако геохимическое изучение в целом слоистого чехла Земли и его кристаллического фундамента [Беус, 1981; Гаррелс и др., 1974; Ронов, 1993; Ронов и др., 1976, 1990; Ярошевский, 1979] показало, что в стратиффере имеется (по сравнению с теоретически ожидаемым) явный избыток Са (до 70%), Mg (25%), Mn (40%), а также Fe, Si. Т.е., только треть или четверть, например, кальция известняков, доломитов, мраморов, мергелей, карбонатных цементов обломочных пород, гипсов, ангидритов стратифферы можно связывать с нормальными экзогенными процессами (выветривание и разрушение пород кристаллического фундамента, перенос и последующее отложение полученного материала). Это так называемый “кальциевый парадокс”. Поэтому приходится вводить гипотезу о существовании дополнительного глобального источника, по крайней мере, перечисленных элементов.

В качестве такого возможного источника можно рассматривать материал низов коры и/или мантии, наиболее растворимые компоненты которых выносятся в бассейны седиментации в ходе поступления в них восходящих глубинных флюидов, а также включаются в состав уже существующих осадков и пород при их эпигенетических или метаморфических преобразованиях. "... совершенно необходимо вводить гипотезу о существовании дополнительного глобального источника, по крайней мере, для некоторых элементов (Са, Mg, Fe, Mn, Si). В качестве возможного такого источника мы допускаем глубинное вещество континентальной коры, ...океанической коры и, возможно, верхней мантии, наиболее растворимые компоненты которых непосредственно выносятся в бассейны седиментации в процессах дегазации ювенильных флюидов В бассейны седиментации поступает некоторое количество дополнительного материала за счет гидротермального переноса из глубинных зон коры и, возможно, верхней мантии, который захватывается в формирующиеся осадки и в конце концов входит в состав континентальной коры" [Ронов и др., 1990, с. 134–137]. Эти флюиды, таким образом, являются важнейшим фактором как литогенеза, так и (через увеличение объема пород, соответствующее привнесу дополнительного минерального материала) автономного тектогенеза [Шевченко, 1984, 1992, 1999].

Представляется, что современное осебежное автономное увеличение ширины большинства сегментов Средиземноморской части подвижного пояса проявляется и становится доступным наблюдению и измерению в тех случаях, когда скорость сближения смежных литосферных плит небольшая. Так, упоминавшаяся скорость сближения Евразийской и Африканской плит равна 5–7 мм/год. Но в Анатолийском–Малокавказском сегменте пояса, где скорость сближения Евразийской и Аравийской плит значительно выше – 15–18 мм/год, современные смещения геодезических пунктов подвижного пояса обусловлены, главным образом, сближением плит. Здесь подвижный пояс сужается.

Скорость сближения Африканской плиты и Иберийского индентора Евразийской плиты невелика. Но Альборанский сегмент подвижного пояса является самым узким в пределах подвижного пояса. Поэтому такое сближение является достаточным для "выжимания" этого сегмента в западном направлении.

Авторы признательны всем многочисленным исследователям, чьи материалы были использованы при написании статьи. Авторы благодарны чл.-корр. РАН Е.В. Артюшкову и доктору геол.-мин. наук Е.А. Рогожину, ознакомившимся со статьей в рукописи и сделавшим ряд замечаний, способствовавших ее улучшению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука. 1990. 167 с.
- Белостоцкий И.И.* Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра. 1978. 238 с.
- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат. 1962. 608 с.
- Беус А.А.* Геохимия литосферы. М.: Недра. 1981. 335 с.
- Богданов Н.А., Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Чехович В.Д., Юцис В.В.* Тектоническая карта Средиземного моря. 1 : 5 000 000. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России. 1994а.
- Богданов Н.А., Хаин В.Е., Чехович В.Д., Короновский Н.В., Ломизе М.Г.* Объяснительная записка к Тектонической карте Средиземного моря. М.: 1994б. 78 с.
- Буртман В.С.* Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17–31.
- Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Т.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир. 1974. 272 с.
- Гончаров М.А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра. 1979. 246 с.
- Грачев А.Ф.* Паннонский рифт. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: Пробел. 2000. С. 171–185.
- Гринсмит Дж.* Петрология осадочных пород. М.: Мир. 1981. 253 с.
- Де Джонг К.А.* Введение. Горообразование в Средиземноморской области. Сила тяжести и тектоника. М.: Мир. 1976. С. 141–153.
- Доцев Н.Т., Юнга С.Л.* Механизм очагов землетрясений Болгарии // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 4. С. 3–11.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско–Гималайском коллизионном поясе. Тр. ГИН РАН. Вып. 506. М.: Научный Мир. 1997. 314 с.
- 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. Геология. 2000. № 1. С. 13–25.
- Латынина Л.А., Вербицкий Т.З., Игнатишин В.В.* О деформационных процессах в северо-восточной части Карпато–Балканского региона // Физика Земли. 1995. № 4. С. 3–16.
- Ломизе М.Г.* Изгибы офиолитовых сутур и коллизионное течение горных масс к западу от Аравийского синтаксиса. Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М–лы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2000. С. 308–311.
- Международная тектоническая карта Европы. 1 : 2 500 000. АН СССР, Министерство геологии СССР. М. 1981.
- 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.
- Николаев П.Н., Шанов С.Б.* Опыт оценки полей напряжений и механизма формирования новейших структур Центрального Предбалкана (Болгария) // Вестн. Моск. ун-та, геология. 1983. № 1. С. 16–23.
- Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы. М.: Недра. 1981. 751 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир. 1976. 536 с.
- Прилепин М.Т.* Геодезическая и палеомагнитная модели движения глобальных тектонических плит. Очерки

- геофизических исследований. М.: ОИФЗ РАН. 2003. С. 363–368.
- Прилепин М.Т., Баласанян С., Баранова С.М., Гусева Т.В., Мишин А.В., Надария М., Рогожин Е.А., Розенберг Н.К., Сквородкин Ю.П., Хамбургер М., Кинг Р., Рейлингер Р.* Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GPS технологии // *Физика Земли*. 1997. № 6. С. 68–75.
- Прилепин М.Т., Шевченко В.И.* Геодинамика Средиземноморья по данным GPS // *Геотектоника*. 2005. № 6. С. 19–31.
- Ронов А.Б.* Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука. 1993. 144 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры // *Геохимия*. 1976. № 12. С. 1763–1795.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука. 1990. 182 с.
- Сомов В.И.* Результаты геодезических исследований современной тектонической активности советской части Карпатского региона // *Прогноз землетрясений*. 1989. № 11. С. 168–181.
- Сомов В.И., Джунь И.В., Рахимова И.Ш., Скрыль В.А., Евсеева Э.М.* Статистические методы в современной геодинамике Карпато-Динарского региона. Киев: Наукова думка. 1992. 252 с.
- Твенхофел У.Х.* Учение об образовании осадков. М.–Л.: Объединенное научно-технич. изд-во НКТП СССР. 1936. 916 с.
- Тектоническая карта Евразии. 1 : 5000000. АН СССР. Министерство геологии СССР. М. 1966.
- Тиррель Г.В.* Основы петрологии. М.–Л.: Гос. научно-техн. изд-во. 1932. 328 с.
- Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир. Тр. Геол. ин-та РАН. 1999. Вып. 514. 252 с.
- Фролов В.Т.* Литология. Изд-во Моск. ун-та. 1992, 1993. Кн. 1, 336 с. Кн. 2, 430 с.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра. 1973. 512 с.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра. 1984. 344 с.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 2001. 606 с.
- Чекунов А.В.* Тектогенез больших глубин // *Геотектоника*. 1991. № 3. С. 3–15.
- Шевченко В.И.* Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. М.: Наука. 1984. 160 с.
- Шевченко В.И.* Условия образования верхнеюрских хемогенных отложений Предкавказья // *Бюл. МОИП, отд. геол.* 1992. Вып. 2. С. 104–118.
- Шевченко В.И.* О возможной роли некоторых процессов литогенеза в формировании тектонических дислокаций субгоризонтального сжатия // *Бюл. МОИП, отд. геол.* 1999. Вып. 3. С. 14–25 или 16–27.
- Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л.* Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным) // *Физика Земли*. 1999. № 9. С. 3–18.
- 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.
- Шевченко В.И., Лукк А.А.* Сейсмотомографические “зоны субдукции” в мантии эгейско-тирренского сектора Средиземноморского подвижного пояса // *Физика Земли*. 2002. № 6. С. 71–81.
- Шолло В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра. 1978. 176 с.
- Шолло В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука. 1993. 192 с.
- Ярошевский А.А.* Динамическая модель геохимического цикла // *Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах*. М.: Наука. 1979. С. 15–34.
- Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X., Barrier E., Huchon P.* The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete: a synthesis // *Tectonophysics*. 1982. V. 86. № 1/3. P. 159–196.
- Anzidei M., Baldi P., Casula G., Galvani A., Mantovani E., Pesci A., Riguzzi F., Serpelloni E.* Insights into present-day crustal motion in the Central Mediterranean Area from GPS Surveys // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 146. № 1. P. 98–110.
- Aubouin J.* Mediterranee orientale et Mediterranee occidentale: esquisse d'une comparaison du Carde Alpin // *Bull. Soc. Geol. Fr. Ser. 7*. 1977. V. 19. № 3. P. 421–435.
- Beutler G., Rothacher M., Schaer S., Springer T.A., Kouba J., Neilan R.E.* An interdisciplinary service in support of Earth sciences // *Advances in Space Research*. 1999. V. 23. № 4. P. 631–653.
- Biju-Duval B., Montadert L.* Introduction to the structural history of the Mediterranean Basins. Structural history of the Mediterranean Basins. Paris. 1977. P. 1–12.
- Bijwaard N., Spakman W.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // *Journ. Geoph. Res.* 1998. V. 103. № B12. P. 30055–30078.
- Blanco M.J., Spakman W.* The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: evidence for subducted lithosphere below Southern Spain // *Tectonophysics*. 1993. V. 221. № 1. P. 13–34.
- Bufo E., Sanz De Galdeano C., Udias A.* Seismotectonics of the Ibero-Maghrebic Region // *Tectonophysics*. 1995. V. 248. № 3. P. 247–261.
- Burchfiel B.C.* Eastern European Alpine System and the Carpathian Orocline as an example of collision tectonics // *Tectonophysics*. 1980. V. 63. № 1–4. P. 31–61.
- Calais E.* Continuous GPS measurements across the Western Alps, 1996–1998 // *Geoph. J. Int.* 1999. V. 138. № 1. P. 221–230.
- Calais E., Nocquet J.-M., Jouanne F., Tardy M.* Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001 // *Geology*. 2002. V. 30. № 7. P. 651–654.
- Caporali A., Martin S.* First results from GPS measurements on present-day Alpine kinematics // *J. Geodynamics*. 2000. V. 30. P. 275–288.
- Caporali A., Martin S., Massironi M.* Average strain rate in the Italian Crust inferred from a permanent GPS network – II, strain rate versus seismicity and structural geology // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 155. № 1. P. 254–268.
- Čermak V., Hurtig E.* *Heat Flow Map of Europe*, 1 : 5 000 000 Čermak V., Rybach L. (Eds.). Terrestrial heat flow in Europe. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, New York. 1979.
- Chavet X., Valette J., Feissel-Vernier M.* Analysis of Geocenter Time Series derived from SLR, GPS, DORIS. Am. Geophys. Union. Fall Meeting, 8–12 Dec, San Francisco. 2003. P. 1–4.
- Cretaux J.-F., Soudarin L., Cazenave A., Bouile F.* Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from

- the DORIS space system // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B12. P. 30176–30181.
- Devoti R., Ferraro C., Lanotte R., Luceri V., Nardi A., Pacione R., Rutigliano P., Sciarretta C.* Deformations and stress field in the Mediterranean Area from geodetic and geophysical approaches, in: *The 10th General Assembly of the WEGENER Project, Extended Abstracts Book (Boletín Real Instituto y Observatorio de la Armada, Spain, 3/2000)*. 2000. P. 97–101.
- Devoti R., Ferraro C., Lanotte R., Luceri V., Sciarretta C., Bianco G.* Combined velocity solution in the Central Mediterranean Area obtained from Space Geodetic Networks, in: *Proceedings of the 11th General Assembly of the WEGENER Project, WEGENER 2000. Athens. 2002*. P. 17–21.
- Dewey J.F., Sengor A.M.C.* Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1979. V. 90. № 1. P. 84–92.
- Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroglu F., Sengor A.M.C.* Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1986. V. 19. P. 3–36.
- Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P., Jolivet Z., Rossetti F.* History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean // *Geoph. Journ. Int.* 2001. V. 145. № 3. P. 809–820.
- Fadil A., Vernant Ph., McClusky S., Reilinger R., Francisco G., Ben Sari D., Mourabit T., Feige K., Barazangi M.* Active tectonics of the western Mediterranean: geodetic evidence for rollback of delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco // *Geology*. 2006. V. 34. № 7. P. 529–532.
- Ferland R.* JGS Reference Frame Coordination and Working Group Activities // *Int. Geod. Service Ann. Report*. 2000. P. 24–27.
- GPS Time Service, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology. <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>.
- Grenerczy G.* A decade of space geodetic monitoring of crustal deformation from the Mediterranean to Fennoscandia. The 10th General Assembly of the WEGENER Project, Extended Abstracts Book (Boletín Real Instituto y Observatorio de la Armada, 3/2000). Spain. 2000. P. 13–17.
- Grenerczy G., Sella G., Stein S., Kenyars A.* Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. № 16. P. L16311, 1–4.
- Gutscher M.-A., Malod J., Rehault J.P., Contrucci I., Klingelhoefer F., Mendes-Victor L., Spakman W.* Evidence for active subduction beneath Gibraltar // *Geology*. 2002. V. 30. P. 1071–1074.
- Hollenstein Ch., Kahle H.-G., Geiger A., Jenny S., Goes S., Giardini D.* New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate boundary zone in Southern Italy // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 18. P. SDE5, 1–4.
- Horvath F., Bodri L., Ottlik P.* Geothermics of Hungary and the tectonophysics of the Pannonian Basin “Red Spot”. Čermak V., Rybach L. (Eds.). *Terrestrial heat flow in Europe*. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, New York. 1979. P. 206–217.
- Horvath F., Cloetingh S.* Stress induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin // *Tectonophysics*. 1996. V. 266. № 1/4. P. 287–300.
- Jolivet L., Faccenna C.* Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision // *Tectonics*. 2000. V. 19. № 6. P. 1095–1106.
- Kahle H.-G., Mueller S.* Structure and dynamics of the Eurasian–African/Arabian plate boundary system: objectives, tasks and resources of the Wegener Group // *J. Geodynam. Res.* 1998. V. 25. № 3/4. P. 303–325.
- Kahle H.-G., Cocard M., Peter Y., Geiger A., Reilinger R., McClusky S., King R., Barka A., Veis G.* The GPS strain rate field in the Aegean Sea and Western Anatolia // *Geophys. Res. Lett.* 1999. V. 26. № 16. P. 2513–2516.
- Kahle H.-G., Cocard M., Peter Y., Geiger A., Reilinger R., Barka A., Veis G.* GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B10. P. 23353–23370.
- Karason H., van der Hilst.* Constraints on mantle convection from seismic tomography. The history and dynamics of global plate motions. *Geophysical Monograph 121*. Washington, D.C. 2000. P. 277–288.
- Kenyon N.H., Belderson R.H.* Young compressional structures of the Calabrian, Hellenic and Cyprus outer ridges. *Structural history of the Mediterranean Basins*. Paris. 1977. P. 233–240.
- Kenyon N.H., Belderson R.H., Stride A.H.* Detailed tectonic trends on the central part of the Hellenic Outer Ridge and in the Hellenic Trench System // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1982. № 10. P. 335–343.
- Kober L.* *Der Bau der Erde*. Wien, Deuticke. 1921. 324 s.
- Kober L.* *Tektonische Geologie*. Verlag von Gebrüder Borntraeger. 1942. 492 s.
- Kotzev V., Nakov R., Burchfiel B.C., King R., Reilinger R.* GPS Study of active tectonics in Bulgaria: results from 1996 to 1998 // *J. Geodynamics*. 2001. V. 31. № 2. P. 189–200.
- Koulali A., Ouazar D., Tahayt A., King R.W., Vernant P., Reilinger R.E., McClusky S., Mourabit T., Davila J.M., Amraoui N.* New GPS constrain on active deformation along the Africa-Iberia plate boundary // *Earth and Planetary Sci. Letters*. 2011. V. 308. № 1–2. P. 211–217.
- Larson K.M., Freymueller J.T., Philipson S.* Global plate velocities from Global Positioning System // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B5. P. 9961–9981.
- Lavecchia G., Ferrazini F., de Nardis R., Visini F., Barbano M.S.* Active thrusting as a possible seismogenic source in Sicily (Southern Italy): some insight from integrated structural-kinematic and seismological data // *Tectonophysics*. 2007. V. 445. is. 3–4. P. 145–167.
- Le Pichon X., Angelier J.* The Hellenic Arc and Trench System: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Area // *Tectonophysics*. 1979. V. 60. № 1/2. P. 1–42.
- Le Pichon X., Angelier J.* The Aegean Sea // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A*. 1981. V. 300 (1454). P. 357–372.
- Le Pichon X., Lyberis N., Angelier J., Renard V.* Strain distribution over the East Mediterranean Ridge: A Synthesis Incorporating New Sea-Beam Data // *Tectonophysics*. 1982. V. 86. № 1/3. P. 243–274.
- Lonergan L., White N.* Origin of the Betic-Rif Mountain Belt // *Tectonics*. 1997. V. 16. № 3. P. 504–522.
- Malusa M.G., Polino R., Zattin M.* Strain partitioning in axial NW Alps since the Oligocene // *Tectonics*. 2009. V. 28. № 3. P. TC3005. P. 1–26.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintar V.S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M.* Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B3. P. 5695–5719.
- McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D., Tealeb A.* GPS Constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 155. № 1. P. 126–138.

- McKenzie D.* Active tectonics of the Mediterranean Region // *Geophys. J. Roy. Astronom. Soc.* 1972. V. 30. № 2. P. 109–185.
- McKenzie D.* Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and surrounding regions // *Geophys. J. Roy. Astronom. Soc.* 1978. V. 55. № 1. P. 217–254.
- Meijer P.Th., Wortel V.J.R.* Present-day dynamics of the Aegean Region: a model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation // *Tectonics*. 1997. V. 16. № 6. P. 879–895.
- Moix P., Boccaletti L., Kozur H.W., Hochard C., Rosselet F., Stampfli G.M.* A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region // *Tectonophysics*. 2008. V. 451. № 1–4. P. 7–39.
- Morel J.L., Meghraoui M.* Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: a transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary // *Geology*. 1996. V. 24. № 8. P. 755–758.
- Muller B., Zoback M.L., Fuchs K., Mastin L., Gregersen S., Pavoni N., Stephansson O., Ljunggren C.* Regional patterns of tectonic stress in Europe // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B8. P. 11783–11803.
- Negusini M., Romagnoli C., Zerbini S.* Horizontal movements in northeastern Italy from continuous and episodic GPS observations, in: *The 10th General Assembly of the WEGENER Project, Extended Abstracts Book*, (Boletin Real Instituto y Observatorio de la Armada, 3/2000). Spain. 2000. P. 24–30.
- Nocquet J.-M., Calais E., Altamimi Z., Sillard P., Boucher C.* Intraplate deformation in Western Europe deduced from an analysis of the ITRF97 velocity field // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № B6. P. 11239–11257.
- Nocquet J.-M., Calais E.* Crustal velocity field of Western Europe from Permanent GPS Array Solution, 1996–2001 // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 154. № 1. P. 72–88.
- Nocquet J.-M., Calais E.* Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe // *Pure and Applied Geophysics*. 2004. V. 161. P. 661–681.
- Oxburg E.R.* The Eastern Alps. Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts. *The Geological Soc., London. Special publ.* 1974. V. 4. P. 109–126.
- Papazachos B.C., Papadopoulos G.A.* Deep tectonic and associated ore deposits in the Aegean Area. *Proceedings of the 6th Colloquium on the Geology of the Aegean Region*, Athens. 1979. P. 1071–1081.
- Papazachos B.C., Kiratzi A.A., Hatzidimitriou P.M., Rocca A.C.* Seismic faults in the Aegean Area // *Tectonophysics*. 1984. V. 106. № 1/2. P. 71–85.
- Rebai S., Philip H., Taboada A.* Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress at different scales // *Geophys. J. Int.* 1992. V. 110. P. 106–140.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence Sh., Ergintav S., Carmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R. et al.* GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № B5. P. B05411.
- Robertson A.H.F., Dixon J.E.* Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1984. V. 17. P. 1–74.
- Royden L.H.* The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries // *Tectonics*. 1993a. V. 12. № 2. P. 303–325.
- Royden L.H.* Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision // *Tectonics*. 1993b. V. 12. № 3. P. 629–638.
- Royden L.H., Hofvath F., Burchfiel B.C.* Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1982. V. 93. № 8. P. 717–725.
- Sella G.F., Dixon T., Mao A.* REVEL: a model for present plate velocities from space geodesy // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B4. P. ETG11 1–32.
- Sengor A.M.C., Gorur N., Saroglu F.* Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study // *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.* 1985. V. 37. P. 227–264.
- Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G., Galvani A., Pesci A., Riguzzi F.* Geodetic deformations in the Central-Southern Apennines (Italy) from repeated GPS surveys // *Annali di geofisica*. 2001. V. 44. № 3. P. 627–647.
- Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G., Galvani A.* Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from analysis of permanent and non-permanent GPS networks // *Geophys. J. Int.* 2005. V. 161. № 3. P. 861–880.
- SOPAC Refined Velocities (m/yr). Most Recent Available Epoch for Each Site*, <http://sopac.ucsd.edu/cgi-bin/refmedModelVelocities.cgi>.
- Spakman W.* Tomographic images of the upper mantle below Central Europe and the Mediterranean // *Terra Nova*. 1990. V. 2. № 6. P. 542–553.
- Spakman W., Wortel M.J.R., Vlaar N.J.* The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications // *Geoph. Res. Letters*. 1988. V. 15. № 1. P. 60–63.
- Stich D., Ammon C.J., Morales J.* Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № B3. P. ESE7, 1–20.
- Stich D., Serpelloni E., de Lis Mancilla, Morales J.* Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations // *Tectonophysics*. 2006. V. 426. № 3–4. P. 295–317.
- Van der Hoeven A.G.A., Mocanu V., Spakman W., Nutto M., Nuckelt A., Matenco L., Munteanu L., Marcu C., Ambrosius B.A.C.* Observation of present-day tectonic motion in the Southeastern Carpathians: results of the ISES/CRC-461 GPS measurements // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 239. P. 177–184.
- Vernant Ph., Nilforoushan F., Hatzfeld D., Abbassi M.R., Vigny C., Masson F., Nankali H., Martinod J., Ashtiani A., Bayer R., Tavakoli F., Chery J.* Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 157. № 1. P. 381–398.
- Vernant Ph., Fadil A., Mourabit T., Ouazar D., Koulali A., Davila J.M., Garate J., McClusky J., Reilinger R.* Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: implication for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone // *J. of Geodynamics*. 2010. V. 49. P. 123–129.
- Vigny C., Chery J., Duquesnoy T., Jouanne F., Ammann J., Anzidei M., Avouac J.-P. et al.* GPS network monitors the Western Alps' deformation over a five-year period: 1993–1998 // *Journal of Geodesy*. 2002. V. 76. P. 63–76.
- Waldschmidt W.A.* Cementing materials in sandstones and their influence on migration and accumulation of oil and gas // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1941. V. 25. № 10. P. 1839–1879.