

## Трехмерная $P$ -скоростная модель верхней мантии Западного Средиземноморья

© *И. В. Бугаенко, Л. А. Шумлянская, Л. Н. Заец, Т. А. Цветкова, 2012*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 1 ноября 2010 г.

Представлено членом редколлегии *О. Б. Гинтовым*

Представлено 3D  $P$ -швидкісну модель верхньої мантиї території Західного Середземномор'я. Використано запропонований В. С. Гейком розв'язок задачі сейсмічної томографії із застосуванням тейлорового наближення рівняння ейконала та хвильового рівняння. Виявлено вплив на швидкісну будову мантиї під Західним Середземномор'ям похилих шарів, що поширюються на різних глибинах з півдня (Африканська платформа), заходу (Атлантика) та сходу (Адріатична мікроплита).

The paper presents 3D  $P$ -velocity structure of the upper mantle beneath Western Mediterranean region. Taylor approximation of eikonal equation and wave equation proposed by V. S. Geyko have been used. Influence on the velocities structure of the mantle under Western Mediterranean of oblique layers, spreading at different depths from the South (African platform), the West (Atlantic) and the East (Adriatic micro-plate) has been revealed.

**Введение.** Статья продолжает серию публикаций, посвященных результатам построения трехмерной  $P$ -скоростной модели мантии Евразии методом сейсмической томографии. Работа основана на использовании предложенного В.С. Гейко метода тейлорового приближения решения задачи сейсмической томографии [Гейко, 2004; Гейко, 1997], одним из основных преимуществ которого является независимость от одномерной референтной модели.

Тектоническая обстановка Западного Средиземноморья (рис. 1) связана с конвергенцией между Евразийской и Африканской платформами. Реконструкции эволюции Западного Средиземноморья [Dercourt et al., 1986; Dewey et al., 1989; Fassenna et al., 2001; Rosenbaum et al., 2002] показывают, что глубоководные впадины Западного Средиземноморья возникли вследствие субдукций, приведших к открытию задуговых бассейнов. В результате взаимодействия Африканской платформы и Иберийской микроплиты в позднем олигоцене сформировались Лионская и Лигурийская впадины, в раннем миоцене открылась Алжиро-Провансальская впадина и Ал-

боранское море в результате обратного отката (roll-back) субдукции на юго-восток (со смещением на восток блоков Корсики и Сардинии от Иберийской микроплиты) и потом на запад [Rosenbaum et al., 2002] до Гибралтарской дуги в наше время. Второй более молодой задуговой бассейн Западного Средиземноморья — Тирренский — связан с субдукцией и ее откатом на восток со стороны Адриатической микроплиты под Евразийскую платформу с позднего миоцена [Rosenbaum et al., 2002]. Адриатическая микроплита рассматривается как оторвавшаяся от Африканской платформы в связи с образованием в олигоцене—неогене субокеанической впадины Ионического моря [Хаин, 2001; Rosenbaum et al., 2004]. В этой области в настоящее время существует Калабрийская дуга, наблюдается зона Вадати — Бенъефа северозападного направления с падением  $70^\circ$  до глубины свыше 500 км [Anderson, Jackson, 1987]. Однако некоторые исследователи считают, что на данное время Калабрийская и Гибралтарская субдукции или замедлились, или даже остановились [Serpelloni et al., 2006].

В работах по сейсмической томографии, а также использующих данные томографии [Spakman et al., 1993; De Jonge et al., 1994; Bijwaard et al., 1998; Wortel, Spakman, 2000; Rosenbaum, Lister, 2004; Marone et al., 2004; Piromallo, Morelli, 2003; Spakman, Wortel, 2005; Schmid et al., 2008; Koulakov et al., 2009 и др.], затрагивающих проблематику Западного Средиземноморья, основной акцент делается на изучении скоростного строения Тирренского и Алборанского морей, а в частности, на выделении Гибралтарской и Калабрийской субдукций. Также существуют региональные томографические работы, направленные на изучение строения мантии только под Тирренским морем (и его окружением), под Алборанским морем или под Иберийской микроплитой [Plomerova et al., 1993; Blanco, Spakman, 1993; Calvert et al., 2000; Montuori et al., 2007; Cimini, 2009 и др.].

В большинстве вышеперечисленных работ показано, что в Западном Средиземноморье верхняя мантия под альпийскими структурами и задуговыми бассейнами характеризуется пониженными скоростями, в то время как под Адриатической микроплитой (распространяясь с глубиной под Апеннины), Африканской платформой, западной частью Иберийской микроплиты, под о-вами Корсика и Сардиния является высокоскоростной. Переходная зона верхней мантии под молодыми структурами описывается как высокоскоростная, что, в основном, увязывается с погружением высокоскоростных слэбов во время раскрытия задуговых бассейнов. Также описывается высокоскоростной слэб под южной частью Испании (иногда рассматривается как часть погружающего высокоскоростного слоя со стороны Гибралтарской дуги [Wortel, Spakman, 2000; Piromallo, Morelli, 2003]). Со сторо-

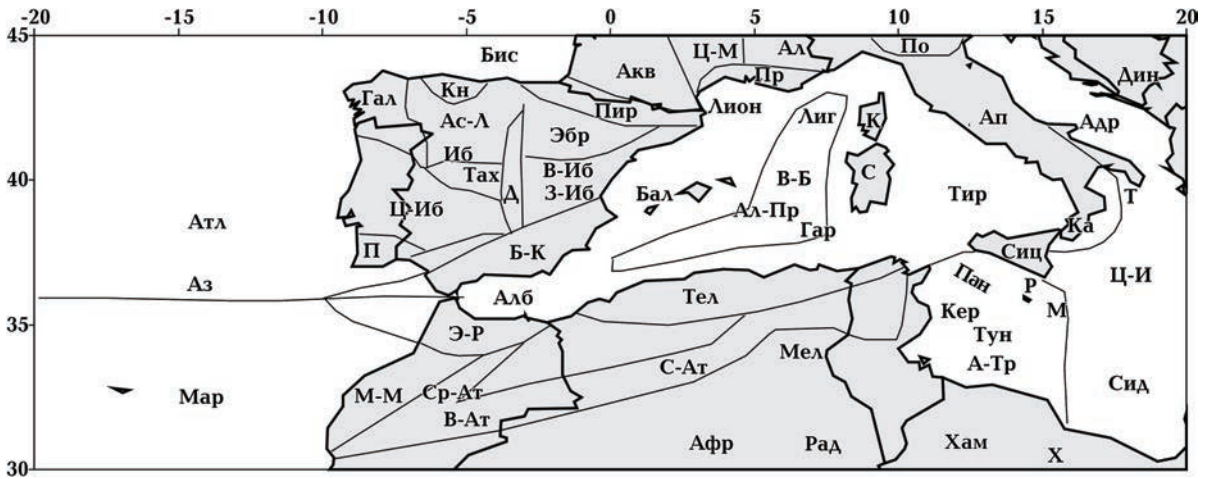


Рис. 1. Тектоническая схема Западного Средиземноморья упрощенно, по [Хаин, 1984; Хаин, 2001; Богданов и др., 1994]: А-Тр — прогиб Аштард-Триполитани, Адр — Адриатическая микроплита, Акв — Аквитанская впадина, Атл — плита Северо-Восточной Атлантики, Аз — Азоро-Гибралтарский трансформный разлом, Ал — Альпы, Ал-Пр — Алжиро-Прованская впадина, Алб — Алборанское море, Ап — Апеннины, Ас-Л — зона Астурия-Леон Иберийской микроплиты, Афр — Африканская плита, Б-К — Бетские Кордильеры, Бал — Балеарские острова, Бис — Бискайский залив, В-Ат — Высокий Атлас, В-Б — Восточно-Балеарская впадина, В-Иб — Восточно-Иберийская зона Иберийской микроплиты, В-п — Высокое плато, Гал — зона Галисия-Треш-Ош-Монтеш Иберийской микроплиты, Гар — зона Гарде, Д — впадина Дакар, Дин — Динариды, З-Иб — Западно-Иберийская зона Иберийской микроплиты, Иб — Иберийская микроплита, Ка — Калабрия, Кер — свод Керкена, Кн — Кантабрийская зона Иберийской микроплиты, К — о-в Корсика, Лиг — Лигурийская впадина, Лион — Лионская впадина, М — поднятие Медины, М-М — Марокканская Мессета, Мар — Марокканская плита, Мел — впадина Мельхир, П — Южно-Португальская зона Иберийской микроплиты, Пан — прогиб Пантелерия, Пир — Пиренеи, По — впадина По, Пр — Прованс, Р — поднятие Рагуза, Рад — впадина Радамес, С — о-в Сардиния, С-Ат — Сахарский Атлас, Сид — впадина Сидра, Сиц — о-в Сицилия, Ср-Ат — Средний Атлас, Т — прогиб Таранто, Тах — впадина Тахо, Тел — Тель, Тир — Тирренское море, Тун — Тунисская микроплита, Х — грабен Хона, Хам — впадина Хамада, Ц-И — Центрально-Ионическая впадина, Ц-Иб — Центрально-Иберийская зона Иберийской микроплиты, Ц-М — Центральный массив, Э-Р — Эль-Риф, Эбр — прогиб Эбро.

ны Адриатической микроплиты выделяют слэб под Северные и Южные Апеннины и со стороны Ионического моря под Калабрийскую дугу [Wortel, Spakman, 2000; Piromallo, Morelli, 2003; Montuori et al., 2007; Cimini, 2009; Koulikov et al., 2009 и др.]. В разных моделях выделяемые слэбы имеют разные конфигурацию, глубину кровли и подошвы.

Все вышеперечисленные томографические работы в основном констатируют наличие в верхней мантии тех или иных скоростных аномалий, наклонных слоев (слэбов) в исследуемом регионе без особой привязки их пространственных конфигураций и скоростных характеристик к тектоническим структурам. Цель данной работы — более детальное рассмотрение скоростных характеристик верхней мантии Западного Средиземноморья.

**Исходные данные.** В качестве исходных используются данные о временах прихода первых вступлений  $P$ -волн на станции мировой сейсмологической сети, опубликованные в бюллетенях International Seismological Centre (ISC). Для Западного Средиземноморья получено 164 сечения обобщенного поля времен. Максимальное число сейсмических лучей, соответствующих сечениям обобщенного поля времен (число точек годографа), составляет 52 812, минимальное — 6129.

Трехмерная  $P$ -скоростная модель верхней мантии представлена в виде горизонтальных сечений с шагом через 25 км в истинных скоростях, вертикальных (меридиональных и долготных) сечений через  $1^\circ$  на указанных глубинах в виде невязок истинных скоростей относительно одномерной референтной модели, полученной как обобщенная модель средней скорости для мантии Евразии [Гейко и др., 1998]. Высоким скоростям соответствует невязка  $\delta = V_{\text{ист}} - V_{\text{реф}} \geq 0$ , низким —  $\delta = V_{\text{ист}} - V_{\text{реф}} \leq 0$ . На данные сечения вынесены землетрясения из базы данных USGS / NEIC [Earthquake ..., 2007] с магнитудой  $M \geq 4,5$  за период с 1973 по 2007 г.: на горизонтальных сечениях в диапазоне глубин  $\pm 12,5$  км от номинала сечения, а на вертикальных сечениях — в диапазоне расстояний  $\pm 0,5^\circ$  от номинала сечения.

**Горизонтальные сечения (рис. 2).** На горизонтальном сечении **50 км** большая часть мантии под территорией Западного Средиземноморья характеризуется низкими скоростями. Скоростная граница между областями с низкими и высокими скоростями (относительно референтной модели) на этой глубине в мантии пространственно проходит по изолинии

$V = 7,93$  км/с (с востока на запад) под следующими тектоническими структурами: огибая с юга впадину Сидра, проходит севернее восточной части прогиба Аштард-Триполитани, севернее свода Керкена, пересекает вдоль восточную часть Сахарского Атласа, к западу от впадины Мельхир распространяется вдоль границы Сахарского Атласа и Африканской платформ до  $1^\circ$  з. д., где поворачивает в юго-западном направлении под Африканскую платформу. Со стороны Атлантики (высокоскоростной на этой глубине) скоростная граница проходит (с севера на юг) в районе  $14^\circ$  з. д. до Азоро-Гибралтарского трансформного разлома, идет вдоль него через Гибралтарский пролив по границе между западной частью Бетских Кордильер и Альборанским морем (до  $3^\circ$  з. д.), поворачивает на юг до Эль-Рифа, где проходит на запад между его внутренней и внешней зонами и распространяется дальше на юго-запад вдоль северо-западного побережья Африки (между Атлантикой и Марокканской Мессетой). В очерченной выше низкоскоростной области выделяется высокоскоростная область под западной частью Иберийской микроплиты (до  $7,975$  км/с под западной частью Центрально-Иберийской зоны), включающая южную часть зоны Галисия-Треш-Ош-Монтеш (с прилегающим с запада шельфом) и Центрально-Иберийскую зону.

На данной глубине по Азоро-Гибралтарскому трансформному разлому проходит деление мантии Атлантики на две части: северную и южную. Эти части предположительно относятся к плите Северо-Восточной Атлантики и Марокканской плите соответственно [Гатинский и др, 2008]. Изучаемая часть мантии Марокканской плиты является высокоскоростной (до  $8,05$  км/с), в то время как изучаемая часть мантии плиты Северо-Восточной Атлантики делится на западную (высокоскоростную до  $8,1$  км/с) и восточную (низкоскоростную) части. В высокоскоростной, на данной глубине, части Африканской платформы присутствуют аномалии до  $8,05$  км/с.

На глубине 50 км на общем низкоскоростном фоне (скорости меньше  $7,93$  км/с) выделяются следующие более низкоскоростные области под:

- Провансом и южной частью Альп ( $V < 7,725$  км/с);
- зонами Астурия-Леон и Кантабрийской (Иберийской микроплиты) ( $V < 7,7$  км/с);
- Аквитанской впадиной и Пиренеями ( $V < 7,725$  км/с);

– Восточно- и Западно-Иберийскими зонами Иберийской микроплиты и Балеарскими островами с распространением в юго-восточном направлении до Сахарского Атласа с минимумом значения скорости до 7,8 км/с под о-вом Ибиза (Балеарские острова);

– Южно-Португальской зоной Иберийской микроплиты и прилегающим с юга шельфом ( $V < 7,825$  км/с);

– крайней восточной оконечностью Теллы и западной оконечностью прогиба Пантелерия ( $V < 7,775$  км/с);

– область к югу от Калабрии до поднятия Медины (включая его) и к востоку от о-ва Сицилия и поднятия Рагуза ( $V < 7,75$  км/с);

– поднятием Гаргано-Апулии ("шпора" и "каблук" Апеннинского "сапога") и прогибом Таранто ( $V < 7,225$  км/с);

– северо-западной частью Южных Апеннин и северной частью Тирренской впадины ( $V < 7,725$  км/с).

На этой глубине на низкоскоростном фоне можно выделить следующие более высокоскоростные области под:

– прогибом Эбро ( $V < 7,9$  км/с);

– Лионской впадиной ( $V < 7,9$  км/с);

– о-вами Корсика и Сардиния, Лигурийской и Восточно-Балеарской впадинами и зоной Гарде ( $V < 7,9$  км/с);

– Северными Апеннинскими ( $V < 7,9$  км/с);

– северной (до 7,85 км/с) и южной (до 7,925 км/с) частью Адриатической плиты (разделена на этой глубине более низкоскоростным перешейком в районе  $16^\circ$  в. д.).

Обращает на себя внимание то, что мантия под северо-восточной частью Тунисской микроплиты является более высокоскоростной на общем низкоскоростном фоне области (до 7,925 км/с) и на ее северо-восточном окончании под о-вом Сицилия наблюдаются землетрясения с магнитудой более 4,5.

В работах [Bijward, Spakman, 2000; Piromallo, Morelli, 2003; Koulakov et al., 2009] на данной глубине в общих чертах выделяются в основном те же скоростные аномалии (с некоторыми отличиями в конфигурации). Различие в том, что, во-первых, высокоскоростные аномалии у вышеперечисленных авторов под Адриатической микроплитой, под Ионическим морем, в области о-вов Сардиния и Корсика выделяются в настоящей статье как более высокоскоростные на низкоскоростном фоне. Во-вторых, вышеперечисленные авторы представляют горизонтальные сечения в виде процентных отклонений относительно референт-

ной модели (1D модель АК 135 [Kennett et al., 1995] в работах [Bijward, Spakman, 2000; Koulakov et al., 2009] и 1D модель PM0.5 в работе [Piromallo, Morelli, 2003] в отличие от данной работы, где горизонтальные сечения соответствуют полученным скоростям.

На глубине **75 км** сохраняется вышеописанная низкоскоростная область, но претерпевают изменения некоторые очертания ее границы и внутренних более высокоскоростных и низкоскоростных на общем низкоскоростном фоне подобластей. Южная граница этой области на  $0,25-0,5^\circ$  сдвигается в сторону Африканской платформы. Западная граница в мантии пространственно проходит под следующими тектоническими структурами: через Бискайский залив на юг по границе между зоной Астурия-Леон и зонами Галисия-Треш-Ош-Монтеш и Центрально-Иберийской, разделяя последнюю на две части, до Южно-Португальской зоны, где поворачивает на запад, а потом и на север до  $40^\circ$  с. ш., и распространяется на юг вдоль северо-западного побережья Африки (между Атлантикой и Марокканской Мессетой) с небольшим отклонением на восток в районе Азоро-Гибралтарского трансформного разлома. По сравнению с глубиной 50 км северная исследуемая часть мантии Атлантики является высокоскоростной (за исключением области к северо-западу от зоны Галисия-Треш-Ош-Монтеш), т. е. наблюдается со стороны северной части Атлантики распространение высокоскоростной области мантии в восточном направлении в мантию под Иберийской микроплитой. В южной (исследуемой) части мантии Атлантики произошло смещение высокоскоростной области на запад от Алборанского моря к  $9^\circ$  з. д.

В юго-восточной части мантии под Центрально-Иберийской зоной сохраняется небольшая высокоскоростная область, смещенная на восток по сравнению с глубиной 50 км.

Более высокоскоростная на общем фоне на глубине 50 км область мантии под впадиной Эбро становится высокоскоростной (более 8,01 км/с), при этом наблюдается расширение более высокоскоростной подобласти низкоскоростной области со стороны впадины Эбро во все стороны, а особенно в восточном направлении, где она объединяет мантию под восточной частью Пиренеев, Лионской впадиной и западной частью Лигурийской впадины. Сохраняется более высокоскоростная (за исключением Восточно-Балеарской впадины и северной части Лигурийской впадины) подобласть мантии,



расположенная под о-вами Корсика и Сардиния, а также зоной Гарде. Продолжает существовать более высокоскоростной выступ со стороны Тунисской микроплиты под о-в Сицилия.

Более высокоскоростная подобласть под Адриатической плитой расширяется во всех направлениях, в том числе и под Апеннины. Кроме этого, восточнее прогиба Таранто и под впадиной По на этой глубине появляются области с высокими скоростями.

На глубине 75 км выделяются на общем низкоскоростном фоне те же более низкоскоростные подобласти мантии, что и на глубине 50 км (за исключением области южнее Калабрии и Южно-Португальской зоны).

**100 км.** Южная граница низкоскоростной области мантии на  $0,5-1^\circ$  относительно глубины 50 км сдвигается в сторону Африканской платформы. Западная граница только в северной части претерпевает изменения — наблюдается распространение в восточном направлении высокоскоростной (на глубине 75 км) подобласти под зонами Галисия-Треш-Ош-Монтеш и Центрально-Иберийской под Астурия-Леон и Кантабрийскую зоны. Данное скоростное внедрение сохраняется до глубины 175 км.

Следует отметить, что и в работах [Blanco, Spakman, 1993; Plomerova et al., 1993; Bijward, Spakman, 2000; Piromallo, Morelli, 2003] в данной области примерно до 150 км прослеживается в той или иной конфигурации высокоскоростная область.

На данной глубине также наблюдается дальнейшее расширение под Апеннины и Динариды подобласти, относящейся к Адриатической плите.

Сохраняются более низкоскоростные подобласти мантии только под Аквитанской впадиной (до 7,95 км/с), Балеарскими островами и к югу до Телля (до 7,925 км/с), под крайней восточной оконечностью Телля и западной оконечностью прогиба Пантелерия (до 7,95 км/с) и под прогибом Таранто (до 7,925 км/с).

Появляется более высокоскоростная (до 8,08 км/с) зона северо-западного направления под югом Адриатической плиты и юго-западными частями Динарид и Элленид, которая условно делит Средиземноморье на Западное и Восточное. Эта зона наблюдается до глубины 150 км и на северо-западе распространяется до герцинид Саксотюрингской зоны, а на юго-востоке до Синайской субплиты включительно [Гейко и др, 2007].

**150 км.** На глубине от 125 до 200 км южная граница низкоскоростной области проходит под Африканской платформой южнее исследуемой территории. Практически вся исследуемая территория мантии становится низкоскоростной за исключением двух областей в Атлантике: в северной части с распространением в восточном направлении под Астурию-Леон и Кантабрийскую зоны и в южной части с распространением в северо-восточном направлении до западных частей Эль-Рифа и Бетских Кордильер. Происходит объединение в районе Южно-Португальской зоны низкоскоростных областей Западного Средиземноморья и низкоскоростных на этой глубине областей Атлантики.

Более высокоскоростной на общем низкоскоростном фоне выступ со стороны Тунисской микроплиты под о-в Сицилия смещается в северо-восточном направлении (относительно глубин 50 и 75 км) и уже располагается между Калабрией и поднятием Медины (включая данное поднятие) восточнее о-ва Сицилия. Такое расположение этого выступа сохраняется до 275 км, причем уже с глубины 175 до 275 км он будет высокоскоростным и на его северной границе (под Калабрией) происходят землетрясения с магнитудой более 4,5, с глубиной смещающиеся в северо-западном направлении в Тирренское море.

Сохраняются более низкоскоростные подобласти мантии только под Лионской впадиной (до 8,05 км/с), в области под Балеарскими островами и к югу до Телля (до 8,0 км/с), под Корсикой (до 7,975 км/с) и прогибом Таранто, Южными Апеннинами и центральной частью Адриатической плиты (до 7,925 км/с).

На глубине **200 км** примечательно появление в пограничных структурах Атлантики, континентальной Европы и Африки высокоскоростной зоны субмеридионального направления. Восточная граница этой зоны проходит с севера на юг по границе между зонами Галисия-Треш-Ош-Монтеш и Астурия-Леон до впадины Тахо, где поворачивает на северо-восток до северной части впадины Дакар, после чего поворачивает на юго-запад до юго-западной части Южно-Португальской зоны (рассекая при этом Центрально-Иберийскую зону). Далее граница проходит на восток вдоль побережья Португалии (южнее Южно-Португальской зоны и Бетских Кордильер), поворачивает на юг перед Гибралтарским проливом и распространяется на восток к восточной части Эль-Рифа (оглябая с юга Эль-Риф), где по-

ворачивает на юг, проходя через Высокое плато и разделяя Высокий и Сахарский Атласы. Западная граница проходит извилисто с севера на юг в пределах  $10\text{--}13^\circ$  з. ш. В этой высокоскоростной зоне выделяются три более высокоскоростные области в мантии со скоростью до  $8,35$  км/с под:

- Азоро-Гибралтарским трансформным разломом южнее Южно-Португальской зоны Иберийской микроплиты;
- западной частью Центрально-Иберийской зоны Иберийской микроплиты и прилегающем шельфе;
- зоной Галисия-Треш-Ош-Монтеш Иберийской микроплиты и прилегающем шельфе.

Выделяется высокоскоростная область в мантии, пространственно расположенная от поднятия Медины включительно на север по восточной границе о-ва Сицилия до Калабрии. На этой глубине в самой Калабрии с 1973 г. произошло три землетрясения с магнитудой  $M \geq 4,5$ . Следует подчеркнуть, что данные землетрясения, относящиеся к зоне Вадати — Бенъефа [Anderson, Jackson, 1987], приурочены к контактной области между высокими и низкими скоростями, что будет прослеживаться и дальше с глубиной.

Вся остальная исследуемая территория мантии является низкоскоростной, но при этом более низкоскоростные подобласти наблюдаются под Лионской впадиной (до  $8,175$  км/с), Пиренеями и прогибом Эбро (до  $8,175$  км/с), Бетскими Кордильерами и восточной частью Центрально-Иберийской зоны (до  $8,2$  км/с), Алборанским морем и флишевой зоной Эль-Рифа (до  $8,225$  км/с), о-вами Корсика и Сардиния (до  $8,2$  км/с), северной частью Ионического моря (до  $8,175$  км/с) и центральной частью Адриатической плиты (до  $8,2$  км/с).

В томографических моделях [Bijward, Spakman, 2000; Piromallo, Morelli, 2003; Koulakov et al., 2009] на данной глубине исследуемая территория также низкоскоростная, за исключением Северных и Южных Апеннин, Сицилии, Бетских Кордильер, Эль-Рифа, Алборанского моря и области южнее Лионского залива в модели [Bijward, Spakman, 2000], Южных Апеннин, Сицилии, Бетских Кордильер, Эль-Рифа и области южнее Сардинии и Алжиро-Провансальской впадины в модели [Piromallo, Morelli, 2003], Апеннин, Бетских Кордильер и Алборанского моря в модели [Koulakov et al., 2009].

На глубине **250 км** выделенная выше высокоскоростная зона субмеридионального на-

правления ограничивается с севера  $44^\circ$  с. ш. и расширяется на восток за счет смещения в северном направлении скоростной границы, выделяемой на глубине  $50\text{--}100$  км. Следует отметить, что подобное поведение скоростной границы (с глубины  $50$  км смещение скоростной границы в сторону Африканской платформы с последующим обратным перемещением в северном направлении к глубине  $250$  км) между более древними структурами Африканской платформы и более молодыми Альпийскими структурами наблюдается и в Восточном Средиземноморье, но уже между высокоскоростными (на данных глубинах) структурами Восточно-Европейской платформы (в районе контакта под структурами Черного моря и Скифской плиты) и низкоскоростными Альпийскими структурами [Бугаенко и др., 2008]. Граница высокоскоростной зоны в мантии пространственно расположена под следующими тектоническими структурами: с востока на запад (огИБая с юга впадину Сидра) вдоль  $33,5^\circ$  с. ш. до раздела между Высоким и Сахарским Атласами, где поворачивает на север до восточной части Эль-Рифа, плавно переходя в западную границу. Далее эта граница распространяется на восток вдоль северной границы Эль-Рифа до Гибралтарского пролива, поворачивает на северо-запад (рассекая южную часть Бетских Кордильер), проходит по северной границе Южно-Португальской зоны и поворачивает на север до зоны Галисия-Треш-Ош-Монтеш (разделяя Центрально-Иберийскую зону). Далее огибает с востока впадину Тахо и между зонами Галисия-Треш-Ош-Монтеш и Астурия-Леон распространяется к Бискайскому заливу. После этого поворачивает на запад до  $10^\circ$  з. д., по которому распространяется строго на юг.

Данная глубина характеризуется началом появления скоростной инверсии. В низкоскоростной области наблюдаются следующие высокоскоростные аномалии под:

- областью южнее Калабрии, включая восточную часть о-ва Сицилия и на юге поднятие Медины (высокоскоростная с глубины  $175$  км);
- северо-восточной частью Калабрии и прогибом Таранто;
- северной частью Пантелерийского прогиба и крайней восточной частью Теля с прилегающим северо-востока шельфом;
- северо-восточной частью Тирренского моря (захватывая часть Апеннин);
- Лигурийской впадиной;

— Алжирским бассейном (к югу от Балеарских островов);

— Аквитанской впадиной.

На этой глубине зафиксировано пять землетрясений с магнитудой более 4,5 под северным побережьем о-ва Сицилия (в районе Эоловых островов), приуроченных к низкоскоростной области в районе южнее Калабрии, включающей восточную часть о-ва Сицилия и на юге поднятие Медины.

Глубины **500—525 км** относятся к переходной зоне верхней мантии. На сечениях видно, что низкоскоростная на описанных выше глубинах область теперь характеризуется как высокоскоростная (произошла инверсия скоростей). На общем высокоскоростном фоне выделяются более высокоскоростные области под южной и северной частями Адриатической плиты, южной частью Тирренского моря, впадиной Сидра, в области между северной частью о-ва Сардиния и крайней восточной частью Телля, в области между Лионской впадиной и восточными Балеарскими островами, под восточной частью Западно-Иберийской зоны Иберийской микроплиты, в области объединяющей Бетские Кордильеры, Южно-Португальскую и Центрально-Иберийскую зоны Иберийской микроплиты, в области под восточной частью зоны Астурия-Леон и северной частью впадины Дакар, в области под восточной частью Аквитанской впадины, южной частью Центрального массива и западной частью Прованса.

При этом на глубине 500 км в высокоскоростной области выделяются следующие низкоскоростные аномалии под:

— северо-восточной частью Тирренского моря;

— северо-восточной частью Ионического моря;

— областью, объединяющей впадину Мельхир, крайнюю юго-восточную часть Сахарского Атласа, восточные части свода Керкена и прогиба Аштард-Триполитани;

— областью, объединяющей впадины Тахо, центральной части впадины Дакар и западных частей Восточно- и Западно-Иберийских зон;

— зоной Галисия-Треш-Ош-Монтеш с расширением на северо-восток.

В томографических моделях [Bijward, Spakman, 2000; Piromallo, Morelli, 2003; Koulakov et al., 2009] на данной глубине также показаны высокие скорости, за исключением Иберийской микроплиты, где высокие скорости

представлены только на ее юго-западной окраине.

На данных глубинах мантия под исследуемой частью Атлантики делится на высокоскоростную северо-западную (до 9,8 км/с на 500 км и до 9,75 км/с на 525 км) и низкоскоростную юго-восточную части (с минимумом до 9,375 км/с на 500 км и до 9,45 км/с на 525 км к западу от Марокканской Мессеты).

Наблюдается приуроченность гипоцентров землетрясений с магнитудой более чем 4,5 зоны Вадати — Беньефа в центральной части Тирренского моря на этих глубинах к области, характеризующейся резкой границей между высокоскоростной и низкоскоростной аномалиями. Следует отметить, что все глубинные мантийные землетрясения под Тирренским морем приурочены к контакту между областями с высокими и низкими скоростями.

На глубине 525 км появляется граница между высокоскоростным на этой глубине Западным Средиземноморьем и низкоскоростной Африканской платформой. Пространственно она огибает с юга впадину Сидра (заходя под Африканскую платформу), проходит на запад по центру прогиба Аштард-Триполитани (не доходя до западной части этого прогиба), потом распространяется на север (разделяя свод Керкена) и распространяется на юго-запад по южной границе Сахарского, а затем и Высокого Атласов.

На глубине 525 км в высокоскоростной области появляется низкоскоростная аномалия в области под Калабрией и сохраняются низкоскоростные аномалии, выделенные на глубине 500 км.

**Вертикальные сечения.** На вертикальных широтных (рис. 3, а) и долготных (рис. 3, б) сечениях верхняя мантия под структурами Западного Средиземноморья в основном характеризуется до глубины 225—300 км пониженными относительно референтной модели скоростями, а глубже (до глубины 600—700 км) — повышенными.

Широтные сечения показывают взаимоотношение скоростных структур в мантии Атлантики и Западного Средиземноморья, которое проявляется в присутствии наклонных слоев.

На широтном сечении 44° с. ш. видно распространение высокоскоростного наклонного слоя начиная с 13° з. д. на восток под Бискайский залив с его дальнейшим выполаживанием на глубине 400—700 км (т. е. слой распространяется в высокоскоростную переходную зону верхней мантии). Подобное рас-



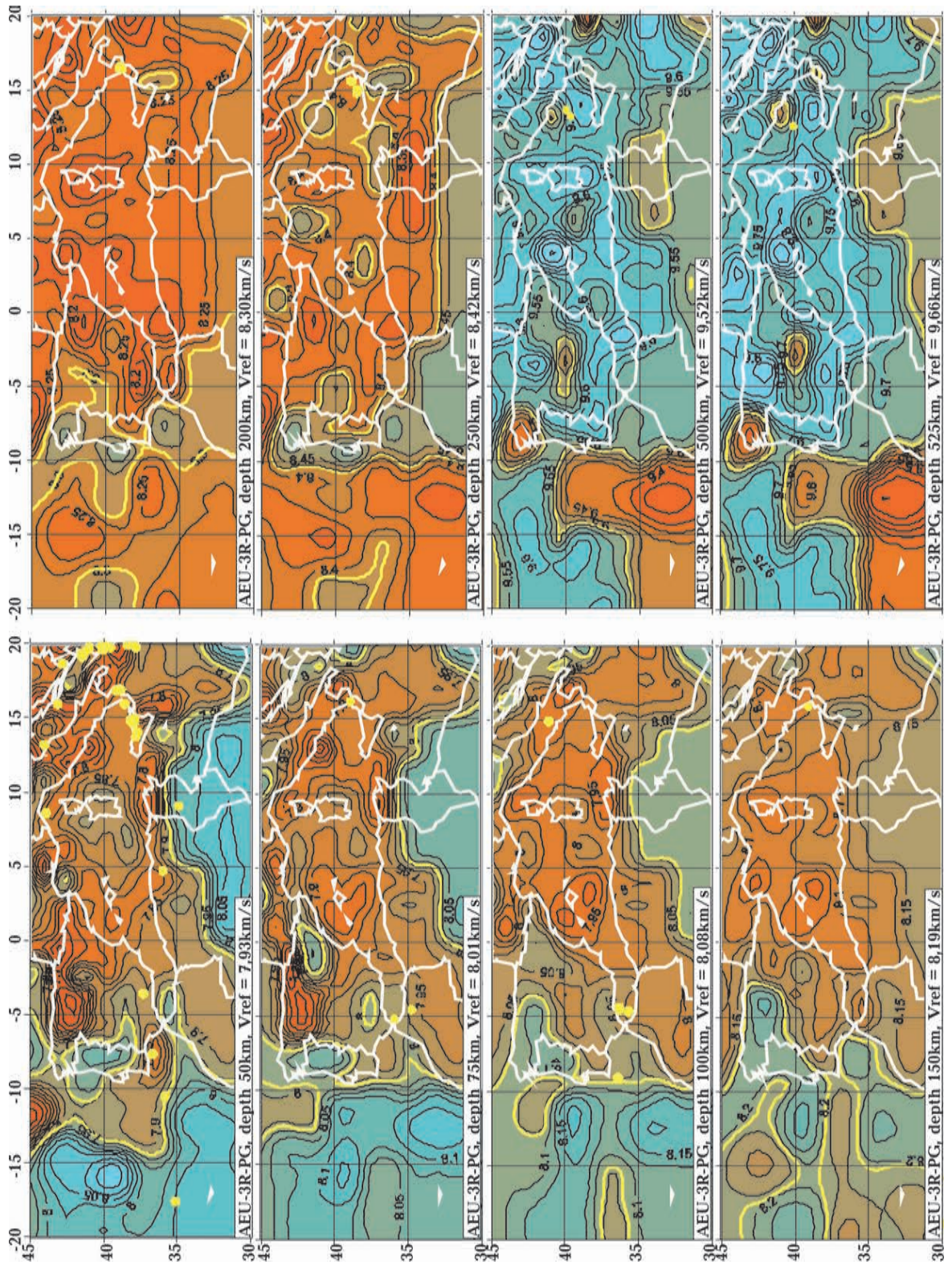


Рис. 2. Горизонтальные сечения трехмерной  $P$ -скоростной модели верхней мантии Западного Средиземноморья. Желтые точки — землетрясения с магнитудой  $M \geq 4,5$  за период с 1973 по 2007 г. в диапазоне глубин  $\pm 12,5$  км от номинала сечения из базы данных USGS/NEIC [Earthquake ..., 2007].



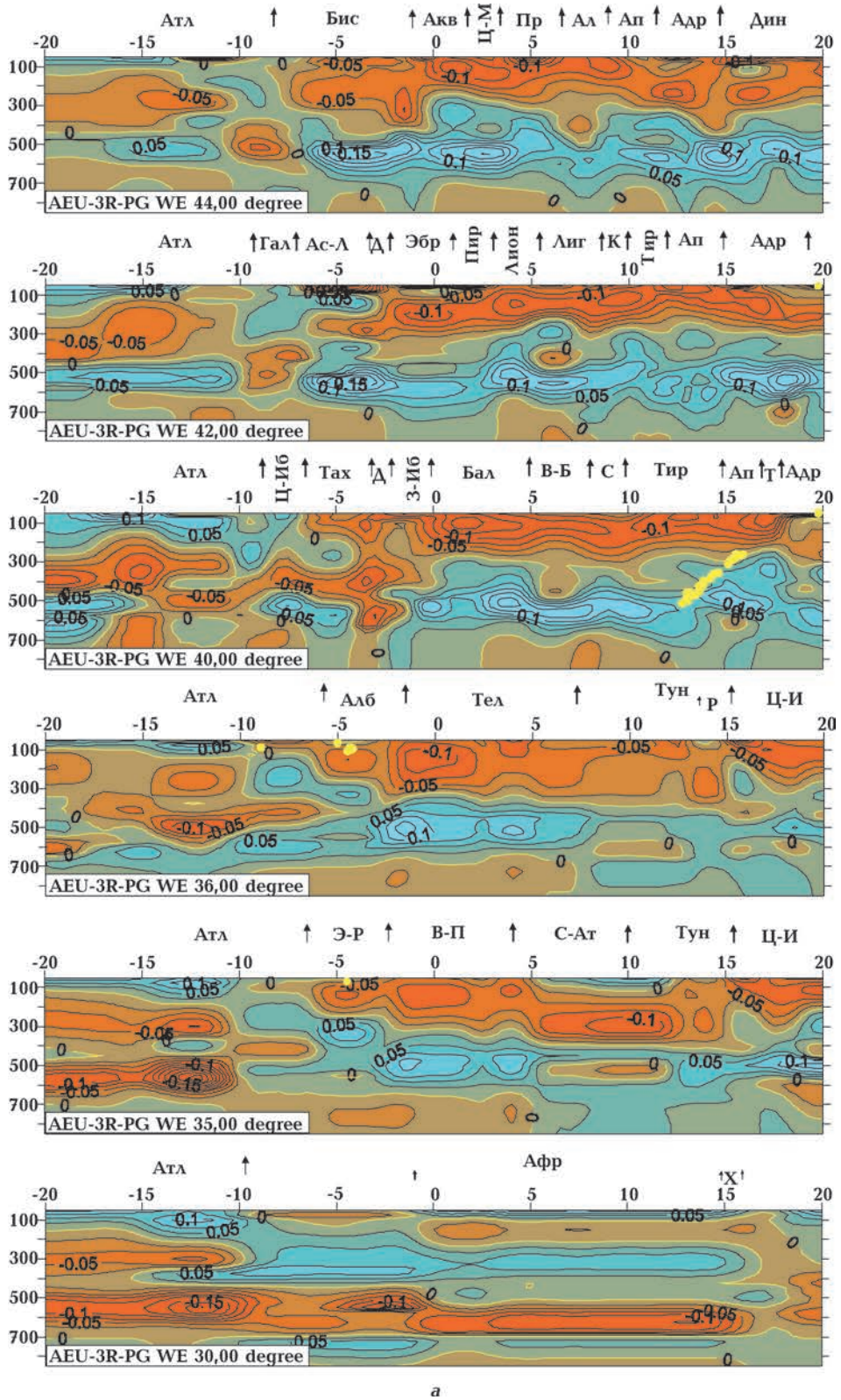
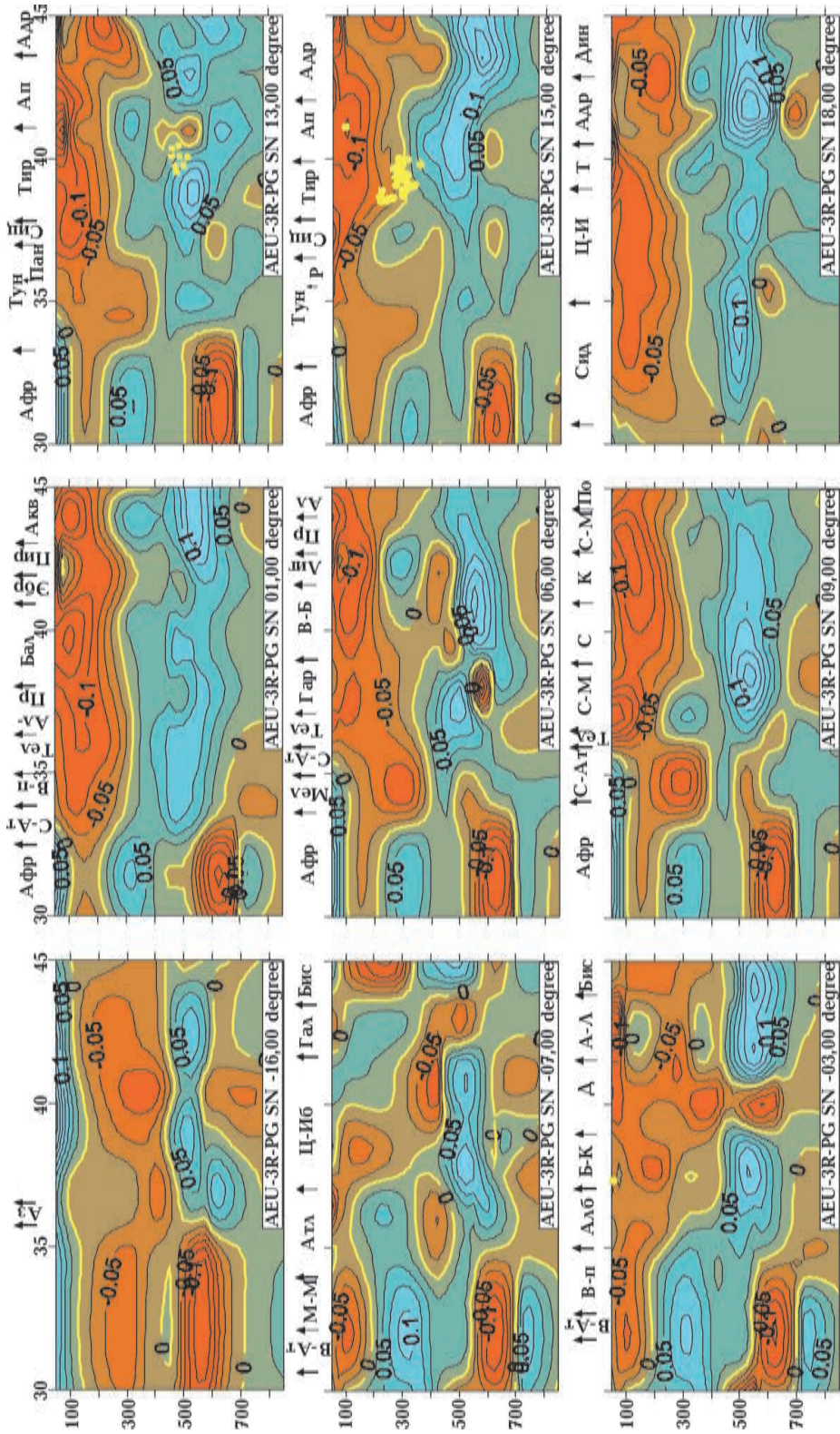


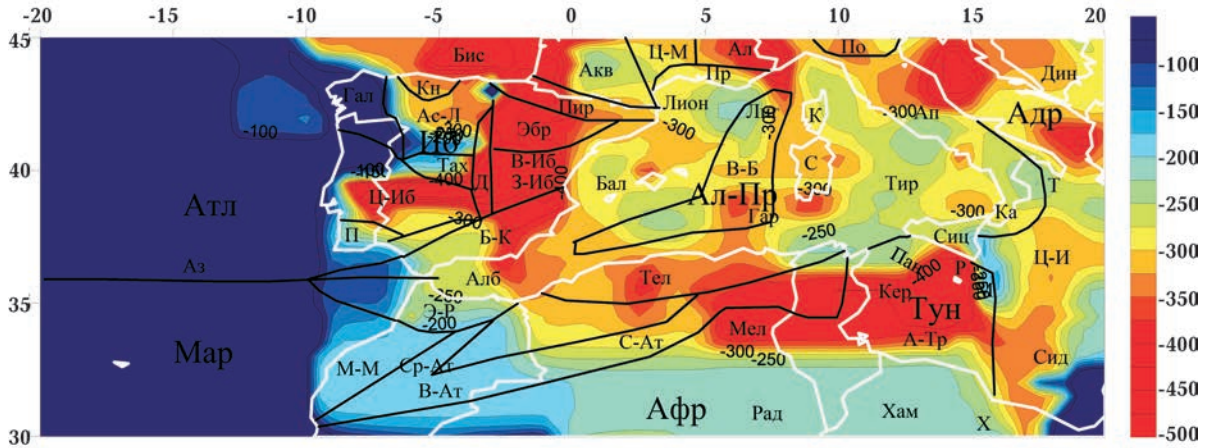
Рис. 3. Широтные (а) и долготные (б) вертикальные сечения трехмерной  $P$ -скоростной модели верхней мантии Западного Средиземноморья. Желтые точки —



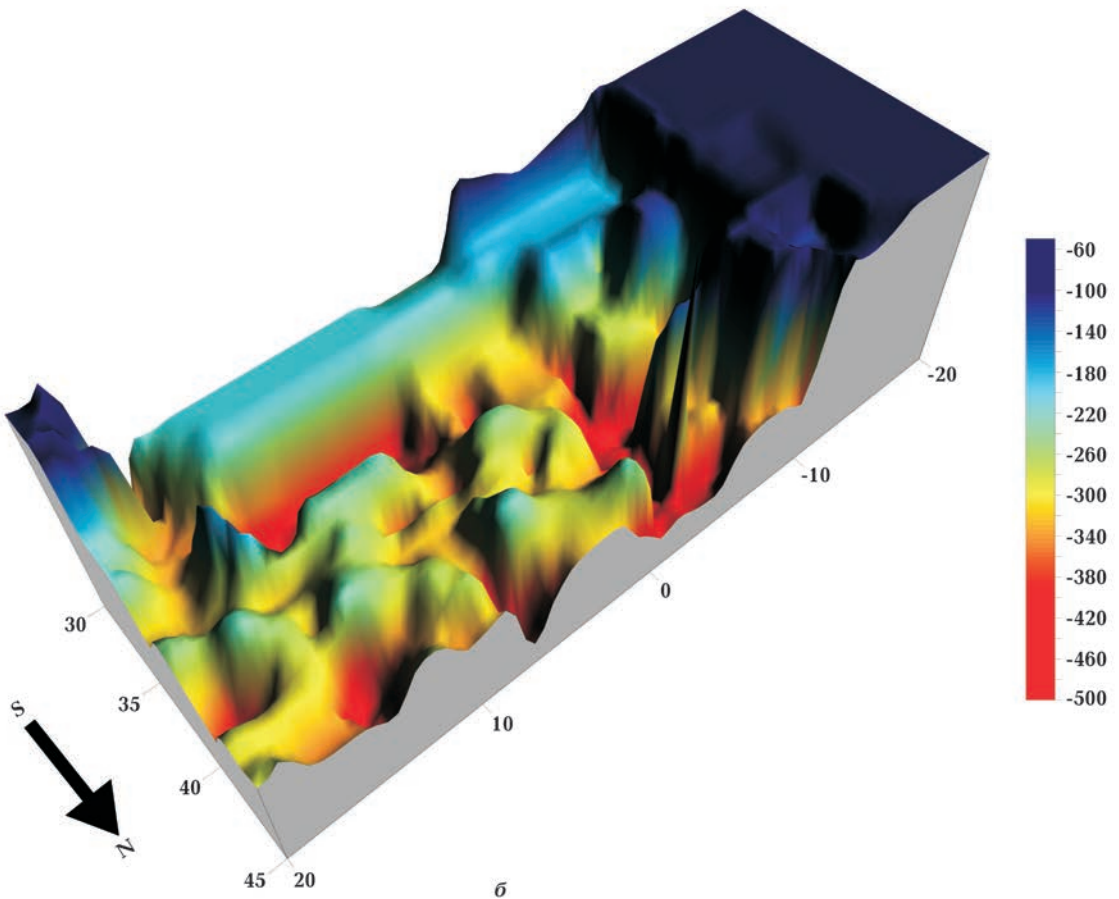
б

землетрясения с магнитудой  $M \geq 4,5$  за период с 1973 по 2007 г. в диапазоне расстояний  $\pm 0,5^\circ$  от номинала сечения. Условные обозначения см. на рис. 1.





а



б

Рис. 4. Глубина (а) и рельеф (б) подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии Западного Средиземноморья. Условные обозначения см. на рис. 1.

пространение в высокоскоростную переходную зону верхней мантии (теперь уже под северную часть Иберийской микроплиты) наблюдается до  $42^\circ$  с. ш. Кроме погружения в переходную зону, высокоскоростной слой из Атлантики (плиты Северо-Восточной Атлан-

тики) распространяется в верхнемантийные скоростные структуры Иберийской микроплиты: на широтных сечениях  $43-40^\circ$  с. ш. этот слой распространяется в верхней мантии (до глубины 200 км на  $43^\circ$  с. ш. и до 320 км на  $40^\circ$  с. ш.) из зоны Галисия-Треш-Ош-Монтеш



(являющейся тоже высокоскоростной) под зону Астурия-Леон Иберийской микроплиты и впадину Дакар до границы с прогибом Эбро. На этих же сечениях видно, что зона Галисия-Треш-Ош-Монтеш имеет скоростное мантийное строение, отличное от окружающих ее структур: высокоскоростной слой до 400 км и ниже низкоскоростной слой до 650 км с невязками до  $-0,1$  км/с, что в основном характерно для мантии под стабильными структурами (например, для Восточно-Европейской и Африканской платформ [Гейко и др., 2007]). На сечениях  $41—45^\circ$  с. ш. общим для всех мантийных структур (за исключением зоны Галисия-Треш-Ош-Монтеш) является наличие высокоскоростной переходной зоны верхней мантии как для плиты Северо-Восточной Атлантики (на глубине  $450—600$  км с максимумом  $0,075$  км/с), Иберийской микроплиты (от  $300—500$  до  $550—750$  км, с максимумом до  $0,175$  км/с под зоной Астурия-Леон), Западно-Европейской платформы (южных частей Аквитанской впадины и Центрального массива (от  $250—300$  до  $700$  км с максимумом до  $0,15$  км/с)), Адриатической микроплиты (от  $300—400$  км до выхода в среднюю мантию), так и собственно Альпийских структур. Все вышперечисленные структуры обладают низкоскоростной верхней мантией, за исключением верхней части верхней мантии плиты Северо-Восточной Атлантики и ее распространения на восток под структуры Иберийской микроплиты.

На широтном сечении  $40^\circ$  с. ш. обращает на себя внимание существование низкоскоростной на всех глубинах области, расположенной под центральной частью впадины Дакар и восточной частью впадины Тахо. Ее пространственные координаты:  $1,5—4^\circ$  з. д.,  $39—41^\circ$  с. ш. На этом сечении также видны два параллельных друг другу высокоскоростных наклонных на восток слоя, отделенных низкоскоростной областью восточнее Центрально-Иберийской зоны: первый — со стороны плиты Северо-Восточной Атлантики (с  $14,50^\circ$  з. д.) до Центрально-Иберийской зоны до глубины 350 км, второй — со стороны Центрально-Иберийской зоны под впадину Тахо до глубины 325 км. Здесь же наблюдается распространение более высокоскоростной на общем низкоскоростном фоне на глубине до 200 км Адриатической микроплиты под прогиб Таранто и далее под Апеннины. Видна приуроченность меридионального среза зоны Вадати — Беньефа Калабрийской дуги на глубине  $250—$

$500$  км (вынесенные землетрясения) к высокоскоростной (до  $0,1$  км/с) аномалии под Апеннинами на глубине  $400—600$  км и более низкоскоростной области под Тирренским морем на глубине  $300—500$  км.

На широтных сечениях  $39—43^\circ$  с. ш. выделяется в высокоскоростной переходной зоне верхней мантии на глубине  $350—500$  км низкоскоростная аномалия (до  $-0,01$  км/с) под Восточно-Балеарской и Лигурийской впадинами.

На широтном сечении  $35^\circ$  с. ш. видно распространение на восток высокоскоростного слоя начиная с  $10^\circ$  з. д. до  $6^\circ$  з. д. (до Эль-Рифа) на глубине от 150 км до 350 км, затем в мантии под Эль-Рифом наблюдается скачек вниз этого слоя на глубину  $250—525$  км, и дальше под Высоким плато этот высокоскоростной слой сливается с высокоскоростной переходной зоной верхней мантии (на глубине  $300—600$  км). На широтном сечении  $36^\circ$  с. ш. высокоскоростной слой, начиная с  $10^\circ$  з. д., распространяется на восток на глубине  $125—350$  км до Алборанского моря, в мантии под которым уже скачкообразно располагается на глубинах  $250—400$  км, и дальше под Теллем сливается с высокоскоростной переходной зоной верхней мантии. Сечения  $35—36^\circ$  с. ш. показывают Калабрийскую зону субдукции субширотного направления (в восточном направлении с небольшим наклоном на север). Данная зона субдукции также выделяется в работах [Bijward, Spakman, 2000; Piro-mallo, Morelli, 2003].

Широтные сечения показывают, что исследуемая часть мантии Африканской платформы по скоростным характеристикам условно может быть поделена на четыре части: северо-западную, западную, северо-восточную и восточную (см. рис. 3, а).

На сечениях  $34—36^\circ$  с. ш. в районе  $5^\circ$  в. д. Африканская платформа делится на северо-восточную и северо-западную части. Северо-западная часть включает мантию под восточными частями Телля и Сахарского Атласа, ограничена с запада Алборанским морем и Эль-Рифом, характеризуется низкими скоростями до глубины  $300—350$  км, высокими до 650 км и снова низкими (ниже 850 км). Северо-восточная часть характеризуется до 100 км высокими скоростями, до 400 км — низкими и до 850 — высокими (но на глубине  $450—550$  км существует низкоскоростная аномалия). Прилегающая с востока Тунисская микроплита имеет почти идентичное скоростное строение (что было отмечено и при описании горизон-

тальных сечений), за исключением отсутствия низкоскоростной аномалии на глубине 450—550 км.

На широтных сечениях 30—33° с. ш. видно, что мантия под исследуемой частью Африканской платформы делится на западную и восточные части по нулевому меридиану. Западная часть (включает в себя область под Марокканской Мессетой, Средним и Восточным Атласами) характеризуется до глубины 100 км низкими скоростями (до  $-0,025$  км/с), до глубины 500 км — высокими (до  $0,1$  км/с) и низкоскоростной переходной зоной (до  $-0,1$  км/с) на глубине 500—700 км. Примыкающая с запада Марокканская плита характеризуется высокоскоростным слоем до глубины 150—200 км (до  $0,1$  км/с), низкоскоростным слоем до 350—400 км и низкоскоростной переходной зоной верхней мантии на глубине 450—700 км (до  $-0,15$  км/с). При этом в восточной части Марокканской плиты на глубине 400—450 км присутствует высокоскоростная область, распространяющаяся со стороны Африканской платформы. Восточная часть мантии Африканской платформы характеризуется до глубины 100 км высокими скоростями (невязки до  $0,1$  км/с), на глубине 100—200 км — низкими скоростями, на 200—500 км — высокими, на 500—700 км — низкими (невязки до  $-0,1$  км/с) и на 700—800 км — высокими скоростями. Во всех трех структурах присутствует низкоскоростная переходная зона верхней мантии с невязками  $-0,1$  км/с и более.

Следует отметить, что скоростное строение мантии исследуемой части Африканской платформы в Западном и Восточном Средиземноморье различно. В Восточном Средиземноморье мантия под исследуемой частью Африканской платформы характеризуется наличием двух ярко выраженных слоев — высокоскоростного (на глубине 50—350 км) и низкоскоростного на глубинах 350—650 км с двумя минимумами на 400 и 600 км [Гейко и др., 2007]. Граница между данными частями Африканской платформы проходит по грабену Хона. Верхней мантии под исследуемой северной частью Африканской платформы в Западном Средиземноморье присуща расслоенность по горизонтали и делимость по вертикали на части по сравнению с верхней мантией под исследуемой северной частью Африканской платформы в Восточном Средиземноморье (см. рис. 3, а).

На долготном сечении 16° з. д. (см. рис. 3, б) верхняя мантия под исследуемой частью плиты

Северо-Восточной Атлантики характеризуется высокими скоростями до 100—150 км, низкими до 450—500 км (невязками до  $-0,075$  км/с) и высокоскоростной переходной зоной до глубины 550—700 км.

На долготном сечении 7° з. д. наблюдается распространение на глубине 200—550 км высокоскоростной области мантии из Африканской платформы через Высокий Атлас, Марокканскую Мессету и Гибралтарский пролив под Центрально-Иберийскую зону на глубину 450—600 км до зоны Галисия-Треш-Ош-Монтеш. При этом в мантии под Атлантикой на глубине 350—450 км выделяется низкоскоростная аномалия. На этом же сечении выделяется распространение высокоскоростного слоя с Центрально-Иберийской зоны под зону Галисия-Треш-Ош-Монтеш до глубины 350 км и далее под Бискайский залив на глубину 350—550 км.

На долготном сечении 3° з. д. видно распространение в мантии со стороны Африканской платформы с глубины 100 км высокоскоростного наклонного слоя под Высокое плато на глубину 500 км и далее скачкообразное перемещение этого слоя на глубину 400—650 км под Алборанское море и Бетские Кордильеры, где невязка достигает  $0,125$  км/с. Этот высокоскоростной слой под Алборанским морем и Бетскими Кордильерами (в переходной зоне верхней мантии) упирается в низкоскоростную переходную зону верхней мантии под впадиной Дакар. Во многих томографических работах под Алборанским морем и южной частью Иберийской микроплиты выделяют высокоскоростное тело, интерпретируемое как "слаб", оторвавшийся от Африканской платформы. Варьируется его пространственное и глубинное залегание: 250—500 км [Marone et al., 2004], 200—700 км [Blanco, Spakman, 1993].

Долготное сечение 1° в. д. также показывает распространение высокоскоростного слоя на глубине 200—500 км со стороны Африканской платформы под альпийские структуры на глубину 300—850 км. На этом сечении под Пиренеями выделяется более высокоскоростная на общем низкоскоростном фоне аномалия на глубине 70—125 км, при этом кровля высокоскоростного переходного слоя под Пиренеями располагается на глубине 325 км. Мантия под Аквитанской впадиной характеризуется присутствием более низкоскоростной аномалии на глубине 50—175 км (невязки до  $-0,15$  км/с) и присутствием над высо-

коскоростной переходной зоной верхней мантии высокоскоростной аномалии на глубине 250—450 км.

На долготном сечении  $6^\circ$  в. д. на глубине 525—625 км (переходная зона верхней мантии) под зоной Гарде выделяется низкоскоростная аномалия (невязки до  $-0,3$  км/с). Следует отметить, что подобные скорости на данных глубинах характерны для стабильных структур, например для Африканской платформы.

На этом сечении выделяется высокоскоростная аномалия на глубине 225—400 км под Лигурийской впадиной и Провансом, а также описанная ранее на широтных сечениях низкоскоростная область на глубине 350—500 км под Восточно-Балеарской и Лигурийской впадинами.

С  $6^\circ$  в. д. по  $11^\circ$  в. д. под Сахарским Атласом и впадиной Мельхир на глубине 200—400 км выделяется низкоскоростная аномалия с невязками до  $-0,1$  км/с.

На долготных сечениях  $13^\circ$  в. д. и  $15^\circ$  в. д. показана приуроченность землетрясений с магнитудой более 4,5 к меридиональному срезу зоны Вадати — Беньефа (так как сама зона имеет северо-западное направление с углом падения  $70^\circ$  [Anderson, Jackson, 1987; Facenna et al., 2001]) Калабрийской дуги к пограничным областям между высокими и низкими скоростями. Так, на сечении  $15^\circ$  в. д. под о-вом Сицилия на глубине 200—350 км выделяется высокоскоростная область, на северной границе которой с низкоскоростной областью под Тирренским морем фиксируются землетрясения с магнитудой более 4,5. На сечении  $13^\circ$  в. д. землетрясения под Тирренским морем располагаются на глубине около 500 км, где они также приурочены к границе между низкоскоростной и высокоскоростной аномалиями.

На долготном сечении  $13^\circ$  в. д. видно распространение выделенной на горизонтальных сечениях (см. рис. 2) более высокоскоростной на общем низкоскоростном фоне мантии под северной частью Адриатической плиты под Апеннины на глубину до 125 км, а долготное сечение  $18^\circ$  в. д. показывает распространение на этих же глубинах более высокоскоростной южной части Адриатической плиты под прогиб Таранто и Динариды.

**Подшо́ва низкоскоростного слоя верхней мантии.** На рис. 4 и в табл. 1, 2 представлена глубина залегания подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии Западного Средиземноморья и ее рельефное изображе-

ние. При построении глубины залегания по причине сложности рельефа подошвы и из-за технических возможностей графической визуализации были использованы некоторые технические ограничения: в высокоскоростной Атлантике глубина подошвы высокоскоростного слоя принималась за 50 км, высокоскоростные внедрения в низкоскоростной слой игнорировались, не учитывалось, что часть мантии под Африканской платформой до глубины 100 км является высокоскоростной, глубина подошвы под впадиной Дакар (вся исследуемая часть мантии под которой низкоскоростная) бралась равной 450 км и т. д.

Общей закономерностью расположения глубины подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии является ее увеличение в восточном направлении (под влиянием Атлантики) и в северном (под влиянием Африканской платформы).

Со стороны Атлантики по подошве низкоскоростного слоя наблюдается распространение двух наклонных слоев в восточном направлении. Первый, расположенный в пределах  $40—44^\circ$  с. ш., погружается со стороны зоны Галисия-Треш-Ош-Монтеш и северной части Центрально-Иберийской зоны Иберийской микроплиты под зону Астурия-Леон и впадину Тахо. Второй, расположенный в пределах  $34—36^\circ$  с. ш., — в субширотном направлении на глубину до 250 км под западной частью Алборанского моря и далее под Алборанское море, Эль-Риф и Бетские Кордильеры до глубины 350 км.

Со стороны Африканской платформы наблюдается наклон подошвы в северном направлении и деление по ее глубине исследуемой части Африканской платформы на те же четыре части: западную, восточную, северо-западную и северо-восточную.

Следует отметить, что большая глубина залегания подошвы низкоскоростного слоя проявляется в тех областях, где на глубине 50—75 км присутствуют высокие скорости или более высокие на общем низкоскоростном фоне (см. рис. 2, 4, табл. 1, 2): под Бискайским заливом, Центрально-Иберийской зоной и восточными частями Иберийской микроплиты, северо-восточной и северо-западной частями Африканской платформы, Туниской микроплитой, северной и южной частью Адриатической микроплиты, под областью, включающей о-ва Корсика, Сардиния и зону Гарде.

Можно сделать вывод, что в Западном Средиземноморье наличие в верхах низкоскоростного



**Т а б л и ц а 1. Максимальная глубина залегания подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии Западного Средиземноморья**

Область	Глубина, км
Северная часть Адриатической микроплиты	425
Южная часть Адриатической микроплиты	400
Тунисская микроплита	400
Северо-западная часть Африканской платформы	375
Северо-восточная часть Африканской платформы	375
Западная часть Африканской платформы	200
Восточная часть Африканской платформы	275
Бискайский залив	425
Восточная часть Иберийской микроплиты	450
О-ва Корсика, Сардиния, зона Гарде	350

стной верхней мантии более высокоскоростных на общем низкоскоростном фоне областей компенсирется более глубоким залеганием подошвы низкоскоростной верхней мантии.

При этом мантия под более молодыми структурами Тирренской моря, центральными частями Алжирского и Прованского бассейнов, Алборанского моря (с прилегающими Эль-Рифом и Бетскими Кордильерами), а также Аквитанской впадины (которая относится к Западно-Европейской платформе), Южных Апеннин и прогиба Таранто характеризуется глубиной подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии в пределах 225—275 км.

Как упоминалось выше, во время раскрытия задуговых бассейнов блоки Корсики и Сардинии были смещены на восток от Иберийской микроплиты [Rosenbaum et al., 2002], а Адри-

атическая микроплита рассматривалась как оторвавшаяся от Африканской платформы, разделенная Ионическим морем [Хаин, 2001, Rosenbaum et al., 2004]. Глубина залегания подошвы низкоскоростного слоя (см. рис. 4) подтверждает то, что блок Корсики и Сардинии вполне мог быть ранее объединен с Иберийской микроплитой. А глубина залегания подошвы низкоскоростного слоя под двумя частями Адриатической микроплиты сопоставима по глубине залегания с подошвой низкоскоростного слоя под северо-восточной частью Африканской платформы и Тунисской микроплитой, что в какой-то степени дает право утверждать, что, возможно, это была раньше одна структура.

У области, распространяющейся от поднятия Медины на север по восточной границе

**Т а б л и ц а 2. Минимальная глубина залегания подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии Западного Средиземноморья**

Область	Глубина, км
Эль-Риф, Бетские Кордильеры	225
Алборанское море	250
Аквитанская впадина	250
Алжиро-Провансская впадина	225
Прогиб Таранто	225
Область от поднятия Медины до Калабрии	175
Тирренское море	250

о-ва Сицилия до Калабрии, глубина подошвы достигает 175 км. На севере этой области на границе между высокими и низкими скоростями и происходят землетрясения зоны Вадати — Беньефа в Тирренском море, что было показано на горизонтальных и вертикальных сечениях.

**Заключение.** Трехмерная *P*-скоростная модель верхней мантии позволяет сделать выводы о большом влиянии на скоростное строение мантии под Западным Средиземноморьем наклонных слоев, распространяющихся на разных глубинах как с юга (Африканская платформа), так и с запада (Атлантика) и востока (Адриатическая микроплита), т. е. мантийные структуры Западного Средиземноморья как бы зажаты в некий "котел" (кроме севера, где мантийные структуры Западно-Европейской платформы обладают схожими скоростными характеристиками). Для мантийных структур Западного Средиземноморья присуща низкоскоростная верхняя мантия и высокоскоростная переходная зона. В работах [Bijward, Spakman, 2000; Piromallo, Morelli, 2003; Koulakov et al., 2009] в общих чертах выделяются в основном те же скоростные характеристики, аномалии (в каждой работе с некоторыми отличиями в конфигурации), что и в настоящей статье. Исключением является то, что высокоскоростные аномалии в верхней мантии под Адриатической микроплитой, под Ионическим морем, в области Сардинии и Корсики в представленной работе выделяются как более высокоскоростные на низкоскоростном фоне.

Со стороны Атлантики наблюдается два наклонных слоя, выполаживающиеся в высокоскоростной переходной зоне: один — под северную часть Иберийской микроплиты и Бискайский залив (в пределах 40—44° с. ш.), второй — в субширотном направлении под Алборанское море и окружающие его структуры (в пределах 34—36° с. ш.).

Верхняя мантия под Адриатической микроплитой является более высокоскоростной на общем низкоскоростном фоне, наблюдается ее деление на две части. При этом до глубины 150 км эти две более высокоскоростные части Адриатической микроплиты распространяются под Северные и Южные Апеннины, а также под Динариды и Эллениды на северо-востоке.

Для исследуемой части мантии под Африканской платформой в Западном Средиземноморье, в отличие от Восточного, характерна скоростная расслоенность по горизонтали и дели-

мость на четыре части: западную (включает область под Марокканской Мессетой, Средним и Восточным Атласами), восточную (на восток от западной части (с нулевого меридиана) до грабена Хона), северо-западную (включает западные части Телля и Сахарского Атласа) и северо-восточную (восточнее 5° в. д.). По скоростным характеристикам западная часть Африканской платформы находит свое продолжение на востоке в Атлантике (Марокканская микроплита). Северо-восточная часть Африканской платформы по скоростному строению всей верхней мантии сопоставима с Тунисской микроплитой.

Особенностью данной томографической модели в Тирренском море является то, что глубинные землетрясения зоны Вадати — Беньефа привязаны к резким границам между областями с высокими и низкими скоростями на всем протяжении глубин и в верхней мантии (с глубины 150 км (см. рис. 2, 4)), и в переходной зоне верхней мантии. Точно также в работе [Гейко и др., 2007] для Восточного Средиземноморья было показано, что глубинные землетрясения Эгейской зоны субдукции приурочены к границе между высокими и низкими скоростями, в отличие от модели [Bijward, Spakman, 2000], в которой землетрясения зоны Вадати — Беньефа под Тирренским морем происходят внутри высокоскоростного слэба.

Для Западного Средиземноморья выявлена закономерность более глубокого залегания подошвы низкоскоростного слоя верхней мантии с присутствием в верхах мантии высокоскоростной или более высокоскоростной на общем низкоскоростном фоне области. Это характерно для более древних структур северо-западной и северо-восточной частей Африканской платформы, Тунисской микроплиты, северной и южной частей Адриатической микроплиты, блока Корсики, Сардинии и зоны Гарде, восточной части Иберийской микроплиты, где подошва низкоскоростного слоя залегает на глубине 350—450 км (см. рис. 4, табл. 1).

Для более молодых структур Алборанского моря, Алжиро-Прованской впадины и Тирренского моря глубина подошвы — 225—250 км (см. рис. 4, табл. 2).

Вышеперечисленные особенности залегания глубины подошвы низкоскоростного слоя хорошо сочетаются с палеореконструкциями [Dercourt et al., 1986; Dewey et al., 1989; Faccenna et al., 2001; Rosenbaum et al., 2002], где указывается, что глубоководные впадины Западного Средиземноморья возникли в резуль-

тате субдукций, приведших к открытию за-  
дуговых бассейнов (при этом блок Корсики  
и Сардинии был смещен на восток от Ибе-  
рийской микроплиты). А Адриатическая мик-  
роплита рассматривалась как оторвавшаяся от  
Африканской платформы, разделенная Иони-  
ческим морем [Хаин, 2001; Rosenbaum et al.,  
2004].

По глубине залегания подошвы низкосо-  
ростного слоя (см. рис. 4) можно увидеть под-

тверждение того, что блок Корсики и Сарди-  
нии вполне мог быть ранее объединен с Ибе-  
рийской микроплитой, а подошва залегания  
низкоскоростного слоя и скоростные харак-  
теристики верхней мантии под двумя частя-  
ми Адриатической микроплиты сходны с се-  
веро-восточной частью Африканской платфор-  
мы и Тунисской микроплитой, что в какой-то  
степени дает право утверждать, что, возмож-  
но, это была раньше единая структура.

### Список литературы

- Богданов Н.А., Короновский Н.В., Ломизе М.Г.,  
Чехович В.Д., Юцис В.В. Тектоническая карта  
Средиземного моря. — Москва: Федераль-  
ная служба геодезии и картографии России,  
1994. — 1 л.
- Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н.,  
Цветкова Т. А. Трехмерная *P*-скоростная мо-  
дель мантии Черного моря и прилегающей тер-  
ритории // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5.  
— С. 145—160.
- Гатинский Ю.Г., Рунквист Д.В., Владова Г.Л.,  
Прохорова Т.В., Романюк Т.В. Блоковая струк-  
тура и геодинамика континентальной литосфе-  
ры на границах плит // Вестн. КРАУНЦ. Нау-  
ки о земле. — 2008. — Вып. № 11. — [http://  
www.kschet.ru/kraesc/2008/2008\\_11/ann3\\_r.  
html](http://www.kschet.ru/kraesc/2008/2008_11/ann3_r.html).
- Гейко В.С. Тейлорово приближение волнового  
уравнения и уравнения эйконала в обратных  
сейсмических задачах // Геофиз. журн. — 1997.  
— 19, № 3. — С. 48—68.
- Гейко В.С., Бугаенко И.В., Шумлянская Л.А., За-  
ец Л.Н., Цветкова Т.А. 3D *P*-скоростное стро-  
ение верхней мантии Восточного Средизем-  
номорья // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 4.  
— С. 13—30.
- Гейко В.С., Цветкова Т.А., Санникова Н.П., Ли-  
ванова Л.П., Гейко К.В. Региональная 3D *P*-ско-  
ростная структура мантии северо-западной Ев-  
разии — I. Европа // Геофиз. журн. — 1998. —  
20, № 3. — С. 67—91.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпий-  
ский Средиземноморский пояс. — Москва: Нед-  
ра, 1984. — 344 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год  
2000). — Москва: Науч. мир, 2001. — 606 с.
- Anderson H., Jackson J. The deep seismicity of the  
Tyrrhenian Sea // Geophys. J. Res. Astron. Soc.  
— 1987. — 91. — P. 613—637.
- Cimini G.B. Upper mantle seismic tomography of  
southern Italy using data from recent passive ex-  
periment // Geophys. Res. Abstracts. — 2009. —  
11. — EGU2009—10699.
- Geyko V.S. A general theory of the seismic travel-  
time tomography // Геофиз. журн. — 2004. —  
26, № 2. — С. 3—32.
- Blanco M. J., Spakman W. The *P*-wave velocity  
structure of the mantle below the Iberian Penin-  
sula: Evidence for a subducted lithosphere be-  
low southern Spain // Tectonophysics. — 1993.  
— 221. — P. 13—34.
- Bijward H., Spakman W. Non-linear global *P*-to-  
mography by iterated linearized inversion // Geo-  
phys. J. Int. — 2000. — 141. — P. 71—82.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl R. Closing the  
gap between regional and global travel time to-  
mography // J. Geophys. Res. — 1998. — 103. —  
P. 30,055—30,078.
- Calvert A., Sandvol E., Seber D., Barazangi M., Roe-  
cker S., Mourabit T., Vidal F., Alguacil G., Jabour N.  
Geodynamic Evolution of the Lithosphere and Up-  
per Mantle Beneath the Alboran Region of the  
Western Mediterranean: Constraints from Travel  
Time Tomography // J. Geophys. Res. — 2000.  
— 105. — P. 10871—10898.
- De Jonge M., Wortel M., Spakman W. Regional sca-  
le tectonic evolution and the seismic velocity  
structure of the lithosphere and upper mantle: the  
Mediterranean region // J. Geophys. Res. — 1994.  
— 99. — № B 6. — P. 12,091—12,108.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E., Kazmin V.G.,  
Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbor-  
shikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H.,  
Boulin J., Sibuet J.-C., Savostin L.A., Sorokhtin O.,



- Westphal M., Bazhenov M.I., Lauer J.P., Biju-Duval B.* Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS // *Tectonophysics*. — 1986. — **123**. — P. 241—315.
- Dewey J. F., Helman M. L., Turco E., Hutton D. H., Knott S. D.* Kinematics of the western Mediterranean, in *Alpine Tectonics* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* — 1989. — **45**. — P. 265—283.
- Earthquake Hazards Program: Rectangular Area Earthquake Search* — USGS/NEIC. — 2007. — [http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic\\_rect.html](http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html).
- Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P., Jolivet L., Rossetti F.* History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean // *Geophys. J. Int.* — 2001. — **145**. — P. 809—820.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R.* Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // *Geophys. J. Int.* — 1995. — **122**. — P. 108—124.
- Koulakov I., Kaban M. K., Tesauro M., Cloetingh S.* P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data // *Geophys. J. Int.* — 2009. — **179**. — P. 345—366.
- Marone F., Van der Lee S., Giardini D.* Three-dimensional upper-mantle S-velocity model for the Eurasia-Africa plate boundary region // *Geophys. J. Int.* — 2004. — **158**. — P. 109—130.
- Montuori C., Cimini G.B., Favali P.* Teleseismic tomography of the southern Tyrrhenian subduction zone: New results from seafloor and land recordings // *J. Geophys. Res.* — 2007. — **112**, B03311. — P. 1—15. — DOI:10.1029/2005JB004114/.
- Piromallo C., Morelli A.* P-wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area // *J. Geophys. Res.* — 2003. — **108** (B2), 2065. — P. 1—23. — DOI:10.1029/2002JB001757.
- Plomerova J., Payo G., Babushka V.* Teleseismic P-residual study in the Iberian peninsula // *Tectonophysics*. — 1993. — **221**. — P. 1—12.
- Rosenbaum G., Lister G.S.* Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides // *Tectonics*. — 2004. — **23**. — P. 1—17.
- Rosenbaum G., Lister G. S., Duboz C.* Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene // *J. Virtual Explorer*. — 2002. — **8**. — P. 107—130.
- Rosenbaum G., Lister G. S., Duboz C.* The Mesozoic and Cenozoic motion of Adria (central Mediterranean): a review of constraints and limitations // *Geodinamica Acta*. — 2004. — 17/2. — P. 125—139.
- Schmid S., Van der Lee S., VanDecar J.C., Engdahl E.R., Giardini D.* Three-dimensional S velocity of the mantle in the Africa-Eurasia plate boundary region from phase arrival times and regional waveforms // *J. Geophys. Res.* — 2008. — **113**, B03306. — DOI:10.1029/2005JB004193.
- Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P., Gasperini P.* Kinematics of the Western Africa-Eurasia Plate Boundary From Focal Mechanisms and GPS Data // *Amer. Geophys. Union, Fall Meeting*. — 2006. — Abstract #G53B—0890. — <http://adsabs.harvard.edu/abs/2006AGUFM.G53B0890S>.
- Spakman W., Van der Lee S., Van der Hilst R.D.* Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km // *Phys. Earth Planet. Int.* — 1993. — **79**. — P. 3—74.
- Spakman W., Wortel M.J.R.* A tomographic view on Western Mediterranean geodynamics // *Geophys. Res. Abstracts*. — 2005. — **7**. — 07244.
- Wortel M., Spakman W.* Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region // *Science*. — 2000. — **290**. — P. 1910—1917.