

Землетрясения Центральной Италии и скоростное строение мантии

© Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко, А. Н. Заец, 2018

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 27 декабря 2017 г.

Тривимірна P -швидкісна модель мантиї Європи, яку побудовано за методом тейлорова наближення, дає змогу проаналізувати швидкісну будову в Середземному морі і, зокрема, під Центральною Італією до глибини 2500 км. Показано, що корові землетруси Центральної Італії, які характеризуються магнітудою до 7,0, пов'язані з надглибинними флюїдними процесами в мантиї. Виявлено можливий сейсмічний канал, що пов'язує поширення флюїдного процесу від нижньої мантиї до кори включно. Прояви надглибинного флюїдного процесу виділено на глибинах нижньої і середньої мантиї. У верхній мантиї та її перехідній зоні канал виявлено за сейсмічними межами 2-го роду, які визначено за переходом від зростання градієнтів швидкості з глибиною до зменшення або навпаки. Задані сейсмічні межі відповідають фазовим переходам. Відповідно до глибинної будови мантиї під Центральною Італією, тут можливий вихід низьких швидкостей з нижньої мантиї у зону поділу-2. Згідно з аналізом будови верхів верхньої мантиї, поділ у мантиї розміщується у зоні з координатами ($13^\circ \pm 0,5^\circ$ сх.д.) і ($43^\circ \pm 0,5^\circ$ пн.ш.), де і виділено в корі землетруси з магнітудою до 7,0. Поділ приурочений до зони насувної межі Мохо і співвідноситься з перетином розлому Анкона-Анцио, що відділяє Центральні Апеннини від Північних. Цій зоні відповідають потрібне пересічення розломів і підвищений тепловий потік, а також наявна підвищена шаруватість верхньої мантиї (сім сейсмічних меж 2-го роду). Глибина залягання головної геодинамічної межі менш як 670 км.

Ключові слова: швидкісна будова мантиї, землетруси, Центральна Італія, надглибинний флюїдний процес, сейсмічні межі.

В связи с последними мощными землетрясениями магнитудой до 7,0, происшедшими в Центральной Италии в течение 2016—2017 гг., представляют интерес процессы, которые могут привести к данным событиям, и их связь с глубинным строением мантии региона.

Рассматриваемая территория определена в интервале ($41—45^\circ$ с.ш.) \times ($10—14^\circ$ в.д.). Тектоническое строение представлено на рис. 1. Основной структурой Италии являются Апеннины, которые относятся к Альпийско-Гималайскому поясу и служат разделом между Евразийской, Африканской и Адриатической плитами. Сейсмичность Альпийско-Гималайского пояса активно изучается.

Апеннины делятся на три части: северную, центральную и южную [Хаин, 2001; Soldati, Marchetti, 2017]:

1) Северные Апеннины состоят из кровных пластин, перемещенных с юга на север в направлении от Лигурийского моря к Паданской низменности;

2) Центральные Апеннины отделены от Северных разломом Анкона—Анцио;

3) северную границу Южных Апеннин, Калабрии и Сицилии образует широтный разлом линии Сангинетто.

Исследования вертикальных и горизонтальных движений земной коры, проведенные по космическим данным [Сучасна..., 2015], показывают, что основные горизонтальные движения для рассма-

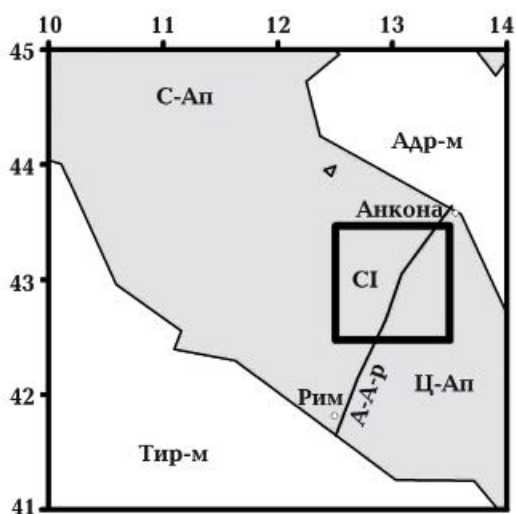


Рис. 1. Тектоническая схема исследуемой территории. А-А-р — разлом Анкона—Анцио, Адр-м — Адриатическое море, С-Ап — Северные Апеннины, СИ — исследуемая область, Тир-м — Тирренское море, Ц-Ап — Центральные Апеннины.

триваемого региона происходит с юго-запада на северо-восток, что подтверждают предыдущие результаты [Лобковский и др., 2004; Шевченко и др., 2014].

Согласно И. Л. Гуфельду, особенность геологической среды литосферы — быстрые (часы, сутки) и разномасштабные вариации объемно-напряженного состояния (ОНС), которые рассматриваются как реакция среды на взаимодействие восходящих потоков легких газов с твердой фазой [Гусев, Гуфельд, 2006; Гуфельд, 2007; 2013]. Общим следствием имплантации легких газов в различные материалы является формирование внутреннего напряженного состояния, проявляющегося в эффектах ползучести и изменения объема (1—6 %).

Вариации объема кристаллических структур при прохождении через них потоков легких газов могут быть перенесены на реальную среду. Такие вариации зависят от параметров и плотности восходящих потоков и реальны для любой зоны. Возможно крупномасштабное деформирование литосферы за счет внутривещного давления легких газов. В направлении к поверхности Земли температура уменьша-

ется, следовательно, будет уменьшаться и коэффициент диффузии. Одновременно увеличивается газовая пористость и развивается дополнительная трещиноватость. Верхние слои становятся на определенный период барьером (барьерный эффект), ограничивающим процесс дегазации через твердую фазу. Это приводит к накоплению легких газов в различных горизонтах среды, а также к формированию сейсмических границ (в том числе наклонных) и расслоению среды из-за влияния легких газов на структуру и упругие параметры [Гуфельд, 2007].

В диффузии газов, которая может влиять на вариации параметров среды, наиболее активными следует считать водород и гелий, диффузия которых будет осуществляться по междуузельному механизму (без захвата в уже занятые вакансии или другие дефекты).

За счет градиента давления растворенных в твердой структуре легких газов и постоянной подкачки газов из глубины возможен их относительно быстрый переход в расположенные выше горизонты, т. е. реализуется эстафетный механизм переноса энергии снизу вверх. Этими процессами можно объяснить: появление сейсмических границ, чередование зон с повышенными и пониженными значениями скоростей продольных волн, периодичность в несколько лет времен пробега продольных волн на различных трассах в литосфере, быструю изменчивость (в течение суток) поля скоростей продольных волн в широком диапазоне глубин, а также непрерывные вариации ОНС литосферы, контролируемые по различным параметрам (см. список литературы в работе [Гуфельд, 2007]).

При квазипостоянных градиентах давления и температуры в литосфере влияние на поле напряжений легкоподвижных восходящих потоков легких газов представляется основным переменным фактором, поддерживающим непрерывные вариации различных параметров среды.

Показано, что распределение в пространстве активных и слабосейсмических

участков устойчиво. Причем сильнейшие события происходят в зонах повышенной активности слабых землетрясений, т.е. слабые события не снимают накапливаемые напряжения [Гуфельд, 2007]. Это указывает на протекание с определенной периодичностью вертикальных процессов переноса энергии в среде.

Согласно работе [Ребецкий и др., 2014], посвященной полям современных напряжений коры Юго-Западной Европы и Средиземноморья, и соответственно полученной ориентации главных напряжений, основной геодинамический тип напряженного состояния — горизонтальное растяжение. Для коры северной и центральной части Апеннин, северной части Адриатики оси главных напряжений σ_1 (растяжения) субгоризонтальны и имеют субмеридиональное направление. Отмечается большое число доменов коры (>40 %) с данными, соответствующими геодинамическому типу напряженного состояния в виде горизонтального растяжения. Области, где имеет место обстановка горизонтального сжатия, менее представительны (<15 %). Поскольку геодинамическая обстановка горизонтального сжатия, как правило, сопряжена с областями горизонтального сдвига, можно предположить, что в исследуемом регионе напряженные состояния сжатия и растяжения близки к взаимному равновесию [Ребецкий и др., 2014]. Из этого следует, что суммарные внешние боковые усилия, воздействующие на литосферу Западной Европы и Средиземноморья, невелики, а деформационные процессы в исследуемом регионе связаны с воздействием на подошву коры со стороны мантии, а также с внутрикоровыми или внутрилитосферными процессами [Ребецкий и др., 2014]. К аналогичному выводу, касающемуся непосредственно Умбро-Маркской зоны (расположенной непосредственно в исследуемой области CI), приходят и авторы статьи [Ciaccio et al., 2005].

Таким образом, что деформационные процессы, происходящие в интересующей нас области, инициируются мантийными процессами, возможно протекание с опре-

деленной периодичностью вертикальных переносов энергии в среде, вследствие чего можно предположить здесь связь коровых землетрясений с мантийными процессами.

Рассмотрим скоростную структуру мантии под интересующей нас областью. Задача состояла в определении возможного скоростного мантийного канала, соответствующего мантийному флюидному потоку, приводящему к землетрясениям в Центральной Италии.

Источником информации о землетрясениях, использованной в данной работе, служили бюллетени ISC. Данные ISC за период 1964—1980 гг. для рассматриваемой области Центральной Италии (41—45° с.ш.×10—14° в.д.) позволяют проанализировать землетрясения с магнитудой $\geq 3,0$. Всего 323 события, из которых 10 с магнитудой ≥ 5 . С 1980 по 2010 г. сейсмическая активность увеличивается, с 2010 до 01.05.2017 г. зарегистрировано до 29 событий с магнитудой $\geq 5,0$. При этом как основная область гипоцентров четко определяется область CI (13°±0,5° в.д. × 43°±0,5° с.ш.) (см. рис. 1). Глубина гипоцентров землетрясений не превышает 33 км, т.е. все землетрясения коровые.

Представленные на рис. 2 вариации расположения эпицентров землетрясений показывают динамику происшедших событий — относительно слабую сейсмичность до периода 1990—2000 гг. и резкое возрастание в периоды 1990—2000 и 2010—2017 гг. Кроме того, отмечается постепенное перемещение эпицентров землетрясений вдоль Апеннин, в основном в юго-восточном направлении к центру области CI (43° с.ш. × 13° в.д.), в которой и произошло аномально большое количество землетрясений. После 2000 г. очаги землетрясений фиксируются юго-восточнее относительно центра.

Произошедшие за период 1964—2017 гг. землетрясения с магнитудой $\geq 6,0$ представлены в табл. 1, за период 2010—01.09.2017 гг. с магнитудой $\geq 5,0$ — в табл. 2. Как видно из рис. 2, е, большинство землетрясений этого периода относятся к об-

Таблица 1. Наиболее мощные землетрясения Центральной Италии за период 1964—01.09.2017 гг. [International..., 2017]

Дата	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Гипоцентр, км	Магнитуда
10.10.1999	42,7130°	13,2140°	12,60	6,0
24.08.2016	42,7230°	13,1877°	4,40	6,0
10.26.2016	42,9564°	13,0666°	10,00	6,1
10.30.2016	42,8621°	13,0961°	8,00	6,1

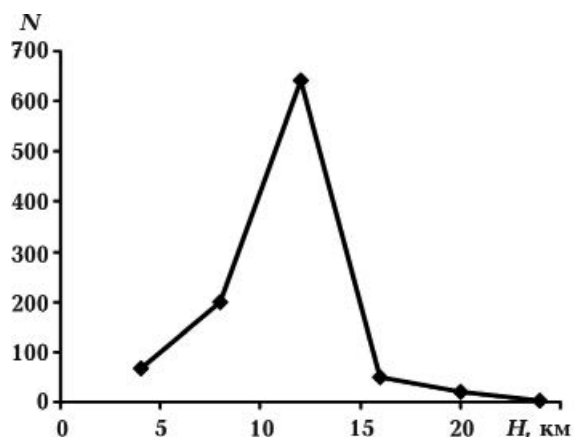


Рис. 3 Количество землетрясений в зависимости от глубины в интервале 2010—2017 гг. с магнитудой ≥ 3 .

ласти CI, в пределах которой фиксируется тройное сочленение разломов и повышенный тепловой поток (рис. 3).

Распределение по глубинам коровых землетрясений области CI показывает, что наибольшее количество землетрясений с магнитудой ≥ 3 (640) за период 2010—2017 гг. приходится на интервал 9—12 км

(рис. 4). Они относятся в основном к области CI, соответствуют разлому Анкона—Анцио, а также надвиговой части границы Мохо (рис. 5).

Рассмотрим скоростную структуру мантии под интересующей нас областью.

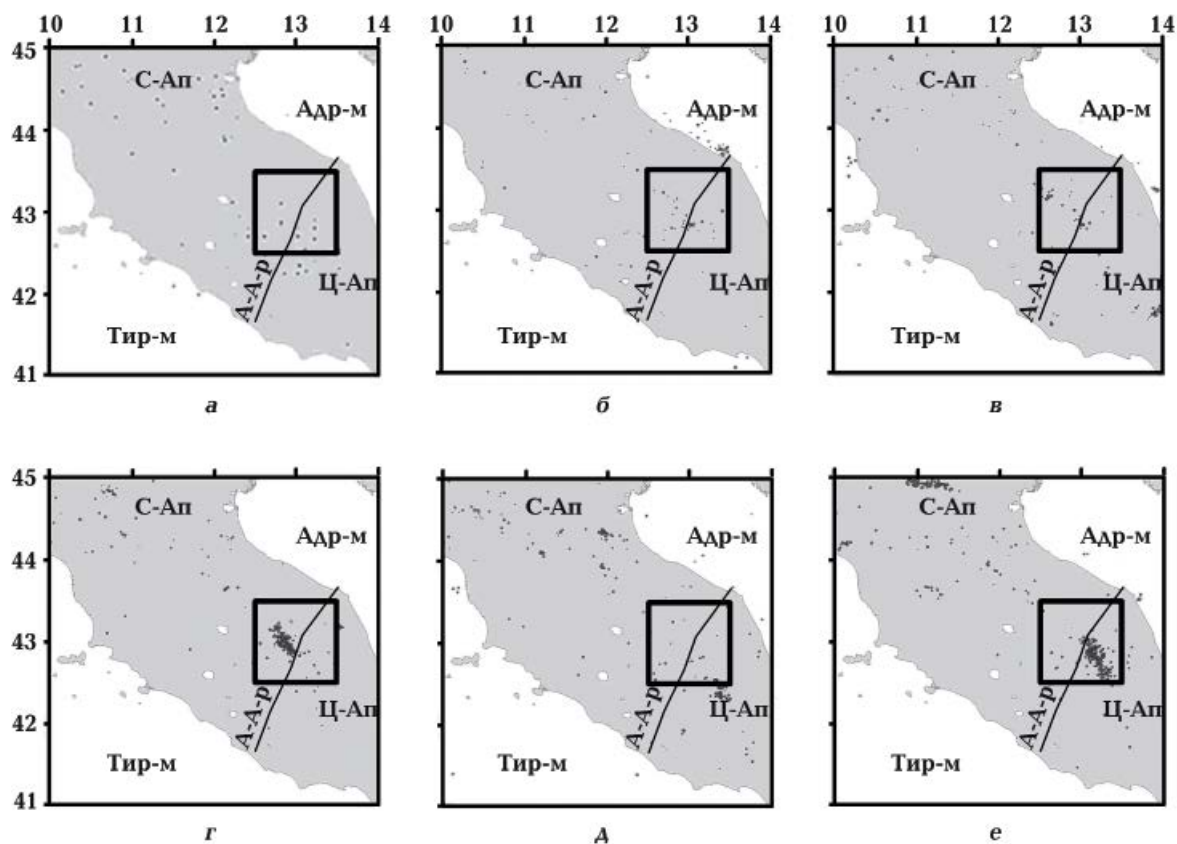


Рис. 2. Землетрясения с магнитудой ≥ 4 исследуемой области по годам: а — 1960—1970, б — 1970—1980, в — 1980—1990, г — 1990—2000, д — 2000—2010, е — 2010—2017. Условные обозначения см. на рис. 1.

Таблица 2. Землетрясения Центральной Италии с магнитудой более 5 за период 2010—2017 гг. [International..., 2017]

Дата	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Гипоцентр, км	Магнитуда
21.07.2013	43,5003°	13,6916°	11,0	5,2
26.08.2013	43,3575°	12,5181°	5,4	5,3
24.08.2016	42,7230°	13,1877°	4,4	6,0
24.08.2016	42,8413°	13,1533°	3,2	5,5
24.08.2016	42,7959°	13,0745°	2,6	5,0
24.08.2016	42,7678°	13,5640°	14,4	5,1
24.08.2016	42,8989°	13,0834°	10,0	5,4
25.08.2016	42,8222°	13,2577°	0,0	5,0
26.08.2016	42,7389°	13,0947°	0,0	5,1
26.10.2016	42,8580°	13,0528°	6,0	5,6
26.10.2016	42,9564°	13,0666°	10,0	6,1
26.10.2016	42,8720°	13,1025°	6,7	5,1
30.10.2016	42,8621°	13,0961°	8,0	6,1
30.10.2016	42,8445°	13,0775°	9,7	5,0
01.11.2016	42,9995°	13,1583°	9,9	5,0
03.11.2016	43,0383°	13,0143°	10,0	5,0
18.01.2017	42,6598°	13,2099°	10,0	5,3
18.01.2017	42,6012°	13,2268°	7,0	5,7
18.01.2017	42,5855°	13,1904°	10,0	5,3
18.01.2017	42,7590°	13,2089°	10,0	5,3
18.01.2017	42,5581°	13,2487°	7,4	5,2

Построенная по методу тейлорового приближения [Геуко, 2004] трехмерная Р-скоростная модель мантии Европы позволила проанализировать скоростное строение мантии под Средиземноморьем и, в частности, под Центральной Италией до глубины 2500 км. Преимуществами метода являются независимость от начального приближения (референтной модели скорости), лучшее приближение нелинейности, возможность получить решение в случае волновода. Разрешающая способность метода определяется детальностью использованной системы наблюдений (в данном случае $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ до глубины 1000 км и $1^\circ \times 1^\circ$ глубже).

Трехмерная модель мантии Средиземноморья до глубин подошвы переходной зоны представлена в работах [Гейко и др., 2007; Старостенко и др., 2011; Бугаенко и др., 2012]. В работе [Старостенко и др., 2011] при анализе возможных причин Аквилского землетрясения 2009 г. обращалось внимание на возможные связи указанного землетрясения с флюидными процессами в мантии под Средиземноморьем. Выявленные свойства, связывающие коровый очаг землетрясения с Р-скоростной моделью мантии под указанной областью, характерны для мантии не только под Центральной Италией, но и других районов. Эти свойства еще раз подтверждают, что подготовка, само землетрясение и события, происходящие после него, связаны с глубинными мантийными процессами. Таким образом, необходимо выявление и учет не только коровых, но и мантийных составляющих.

Следует отметить, что региону Средиземноморья посвящено большое количество работ по сейсмотомографии. Из них наиболее известны [Spakman et al., 1993; Bijwaard et al., 1998; Marone et al., 2004; Pironallo, Morelli, 2003; Fry et al., 2008; Koulikov et al., 2009; Gualtieri et al., 2014]. Максимально изученная глубина — 1500 км [Bijwaard et al., 1998]. Сравнение полученных различными методами 3D Р-скоростных моделей мантии Средиземноморья показало отсутствие противоречия в представленных результатах и подтвердило раздел мантии Апеннин на глубине до 200 км на три части: Северную, Центральную и Южную. Изученность сейсмических процессов Италии позволяет сделать заключение о неоднозначности интерпретации совокупности процессов, в результате которых возникают сильные землетрясения. Как правило, при обсуждении сейсмичности указанного региона авторы объясняют ее как проявлениями плитовой тектоники (динамикой плит — горизонтальными и вертикальными движениями последних, а также субдукцией), так и плюмовой. Как уже отмечалось, тектоническим разделом между Северной и Центральной Италией

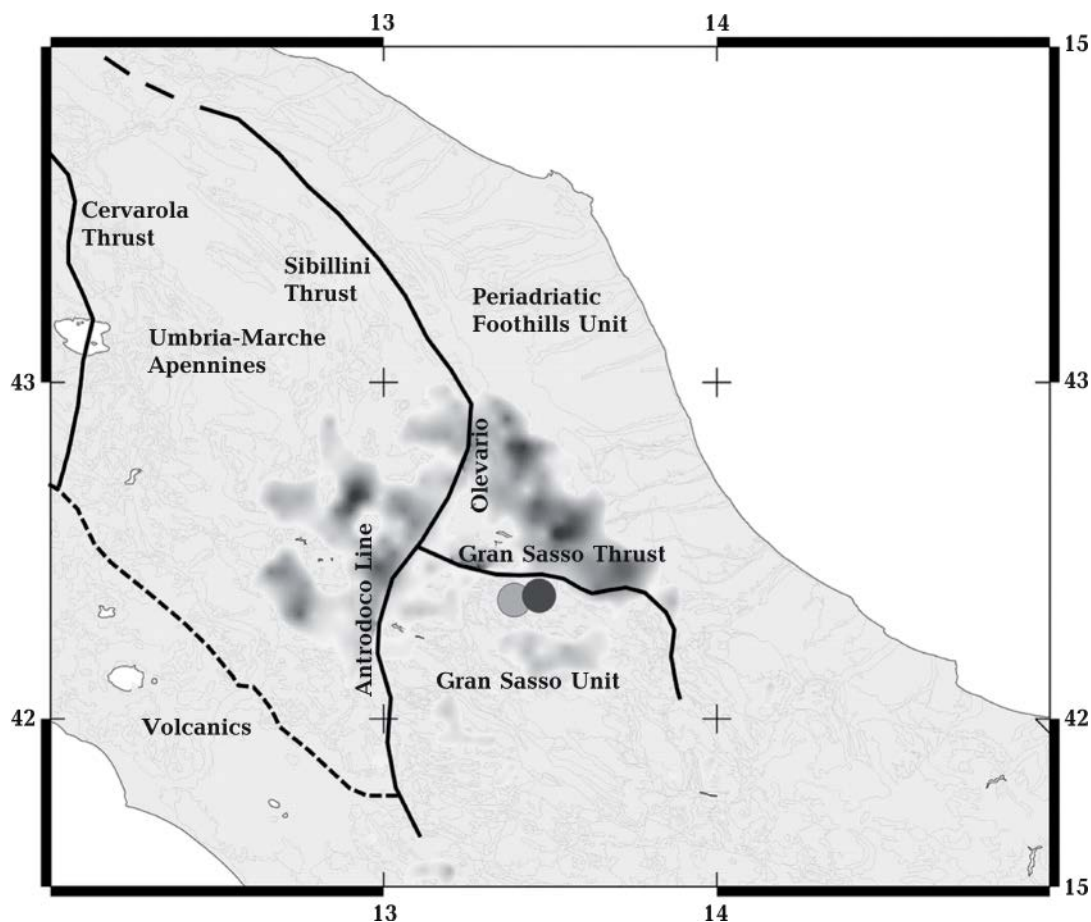


Рис. 4. Карта теплового потока и разломов в области исследования [Pirrodi et al., 2014].

является разлом Анкона—Анцио, в окрестности которого и происходят указанные землетрясения.

Горизонтальные сечения на глубинах 50—150 км (рис. 6) показывают раздел исследуемой области на Северную и Центральную части, при этом вблизи зоны раздела находится и разлом Анкона—Анцио. Общий фон исследуемой области — низкоскоростной. При этом Северная часть в основном характеризуется более высокими скоростями, Центральная — более низкими. Центральная часть связана со структурами Западного Средиземноморья, Северная — со структурами Восточных Альп, а начиная с глубины 100 км — со структурами Динарид. Дальнейший анализ горизонтальных сечений показывает продолжающийся в рассматриваемом районе раздел мантии с глубиной на две части.

Вертикальные широтные и долготные сечения дополняют горизонтальные сечения.

Широтные сечения 42°, 43° и 44° с.ш. (рис. 7), к которым относится область концентрации землетрясений, показывают раздел исследуемой области на части. Наиболее четко он проявляется в широтном сечении 43° с.ш. Прежде всего отметим в указанном сечении выделение в нижней мантии низкоскоростной области (6—19° в.д.), распространяющейся в зону раздела-2, которая характеризуется повышенными скоростями. Область ограничена изолинией 0,0 км/с. Непосредственный выход из нижней мантии при этом определяется в интервале 11—14° в.д., области растекания 6—11° в.д. на запад и 14—19° в.д. на восток. Для данного сечения в пределах исследуемой области нижней мантии, зоны

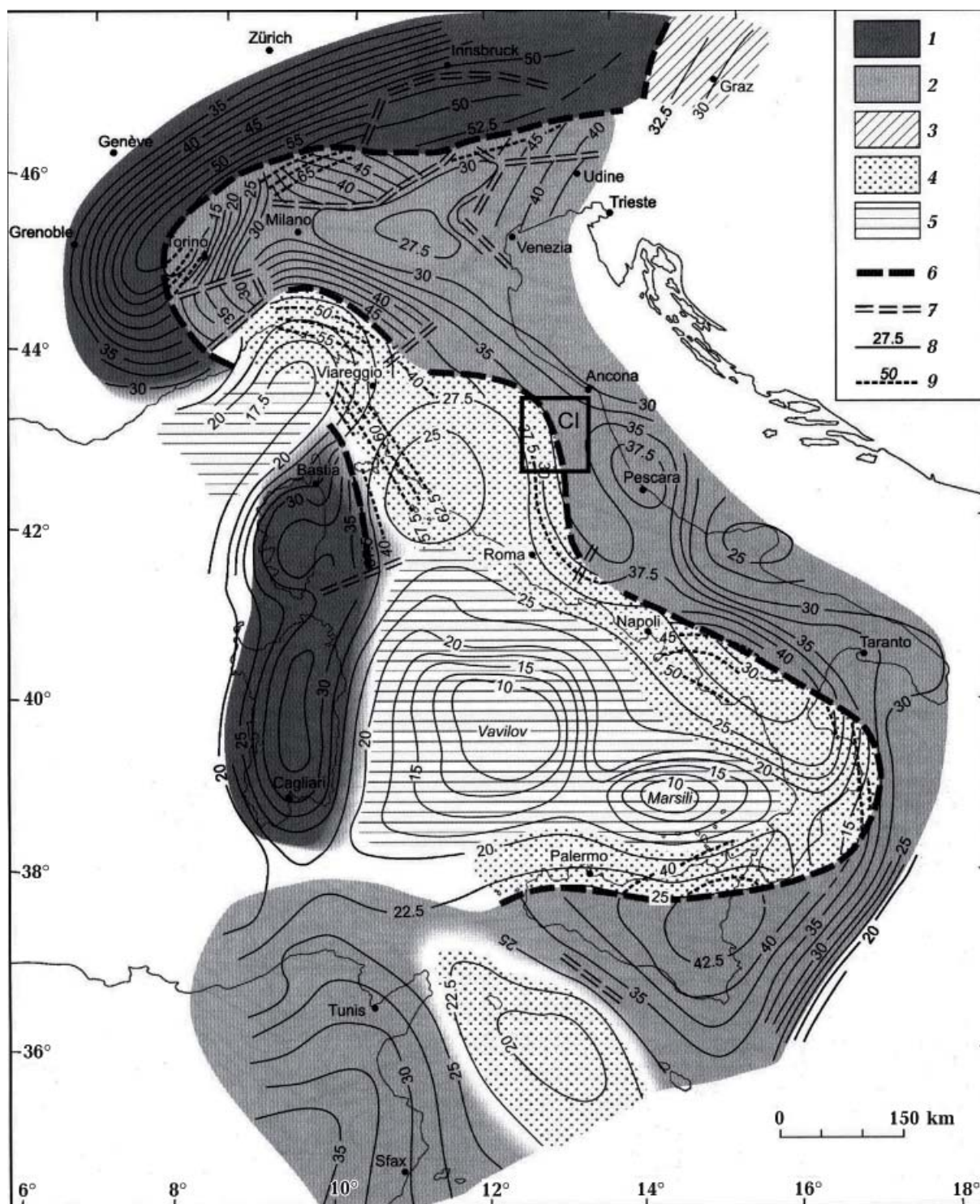


Рис. 5. Глубина залегания границы Мохо (контурный интервал 2,5 км) и коровых областей (по [Cassinis et al., 2003]): 1—5 — типы коры (1 — Европейская плита; 2 — Афро-Адриатическая плита; 3 — Стирийский и Паннонский бассейны; 4 — Лигурийская, Тоскан-Передтирренская переходная кора (то же самое для прогиба Пантеллерия (Сицилийский канал)); 5 — океаническая—субокеаническая кора); 6 — верхнеадвигательный фронт границы Мохо; 7 — линии разрыва в верхней мантии; 8 — контурные линии глубины Мохо, км; 9 — контурные линии глубины Мохо (субдуктирующей), CI — исследуемая область.

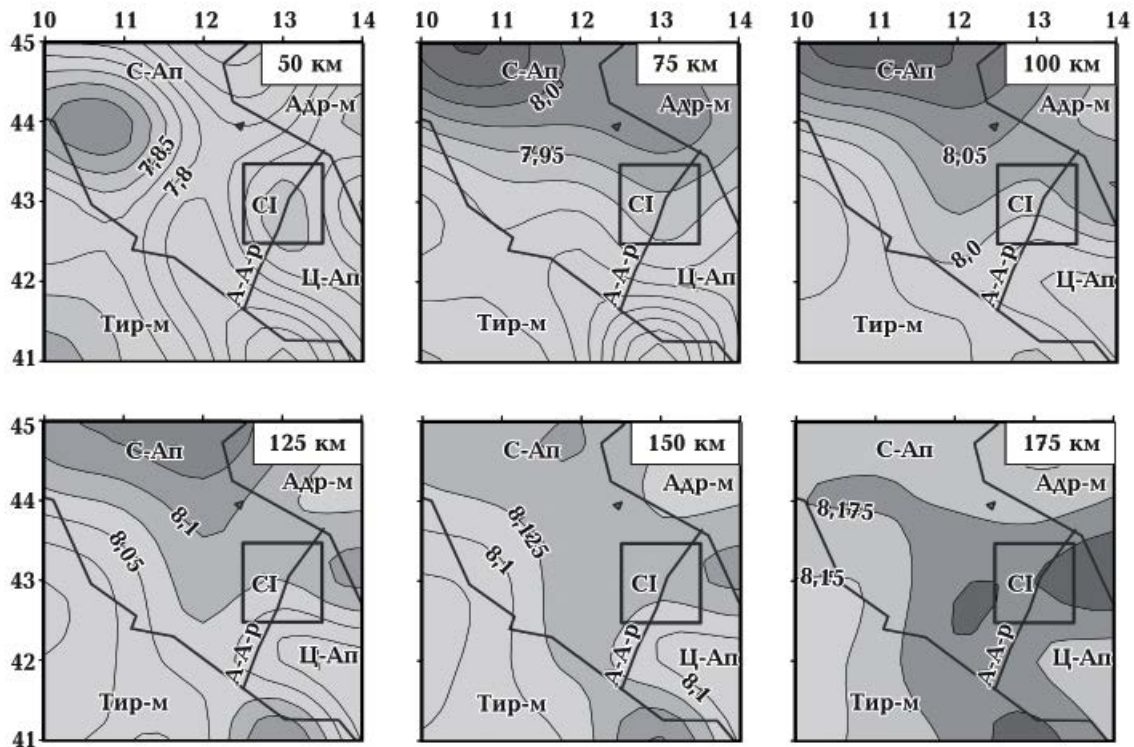


Рис. 6. Горизонтальные сечения трехмерной Р-скоростной модели мантии на глубинах 50, 75, 100, 125, 150 и 175 км.

раздела-2 и средней мантии выделяются подобласти чередующихся аномалий повышенных и пониженных скоростей (субвертикальные колонки). Такие подобласти, согласно работе [Гуфельд, 2007], соответствуют сейсмическим проявлениям сверхглубинных флюидных процессов. В рассматриваемой области подобласти определены как более низкоскоростные изолиниями $-0,025$ км/с на глубинах 2300—2150 км (нижняя мантия) и 1600—1400 км (средняя мантия). На глубинах 1800—1900 км зона раздела-2 определена как более высокоскоростная ($0,05$ км/с). Отметим, что на глубине 1400 км отмечается минимальная вязкость флюидного потока [Forte, Mitrovica, 2001].

На глубинах 50—100 км (верхняя мантия) в сечении 43° с.ш. $\times 13^\circ$ в.д. наблюдается раздел низкоскоростной верхней мантии на две части по изолинии невязки скорости $-0,10$ км/с. При этом интервал $13-15^\circ$ в.д. ($13-20^\circ$ в.д.) соответствует мантии под Адриатической плитой, интервал $6-13^\circ$ в.д. — мантии под Умбро-Маркской

зоной, Тирренским бассейном. На глубинах 100—400 км выделяется относительно более высокоскоростной ($-0,025$ км/с), на фоне низких скоростей, наклонный слой, распространяющийся с запада на восток от Апеннин под Адриатическую плиту. Начало наклонного слоя ($13-14^\circ$ в.д.) соответствует проявлению выделенного сверхглубинного флюида.

Аналогичный раздел наблюдается на широтных сечениях 42° и 44° с.ш. На сечении 42° с.ш. он определяется в интервале $12-13^\circ$ в.д. На сечении 44° с.ш. начинают увеличиваться скоростные характеристики западной части рассматриваемой области, что соответствует переходу к мантии под северной частью, характеризующейся высокими скоростями. Раздел относится к интервалу $13-14^\circ$ в.д. Отсюда общим долготным разделом широтных сечений является 13° в.д. Как и на сечении 43° с.ш., в средней и нижней мантии на сечении 44° с.ш. проявляется сверхглубинный мантийный флюид (см. рис. 7).

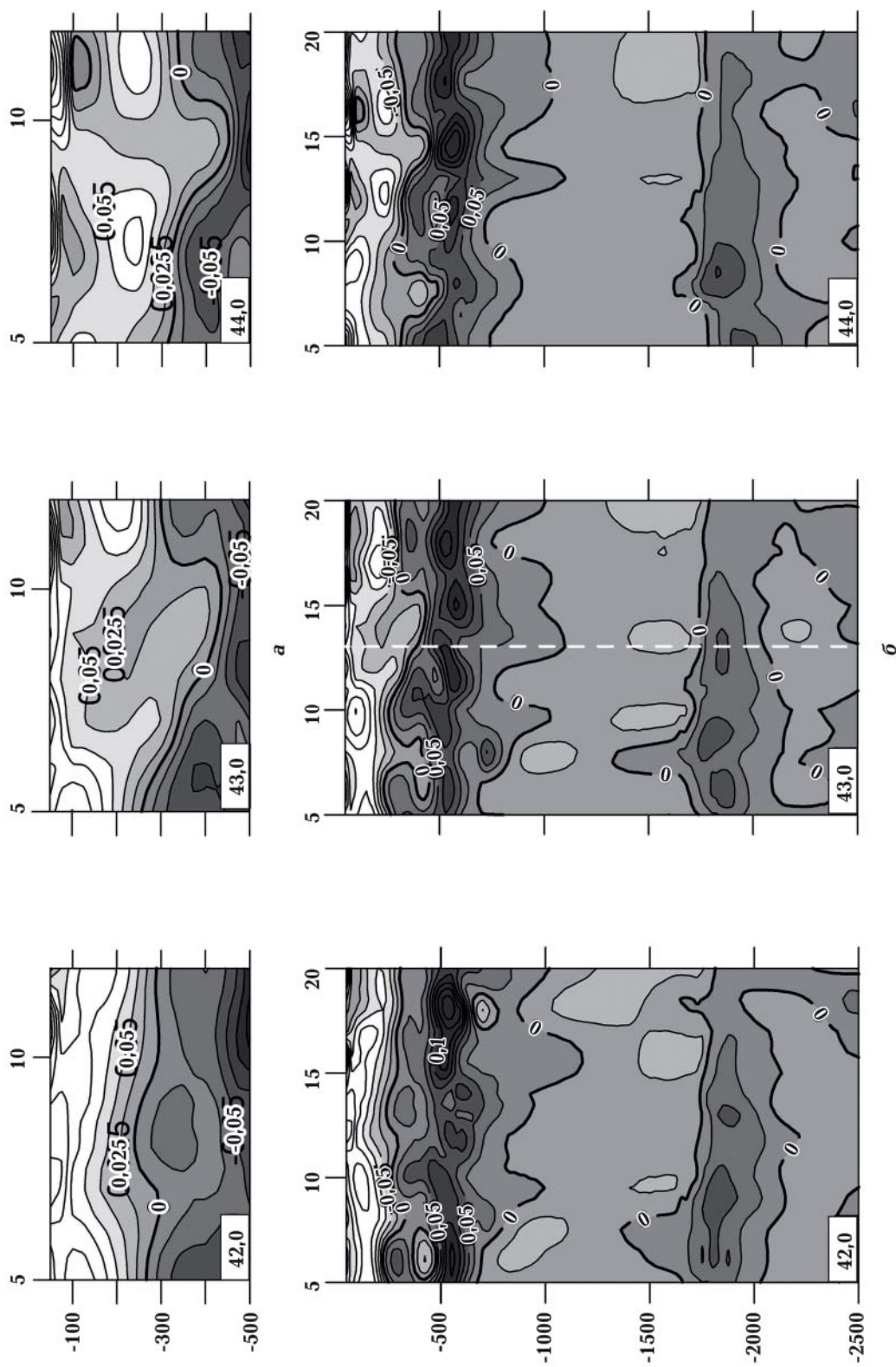


Рис. 7. Широкие сечения трехмерной P-скоростной модели мантии (42°, 43° и 44° с.ш.): а — до глубины 500 км, б — до глубины 2500 км. Черные изолинии — изолинии невязок скорости, более темный фон — невязки скорости, повышенные относительно обобщенной средней скорости, светлый фон — невязки скорости, пониженные относительно обобщенной средней скорости.

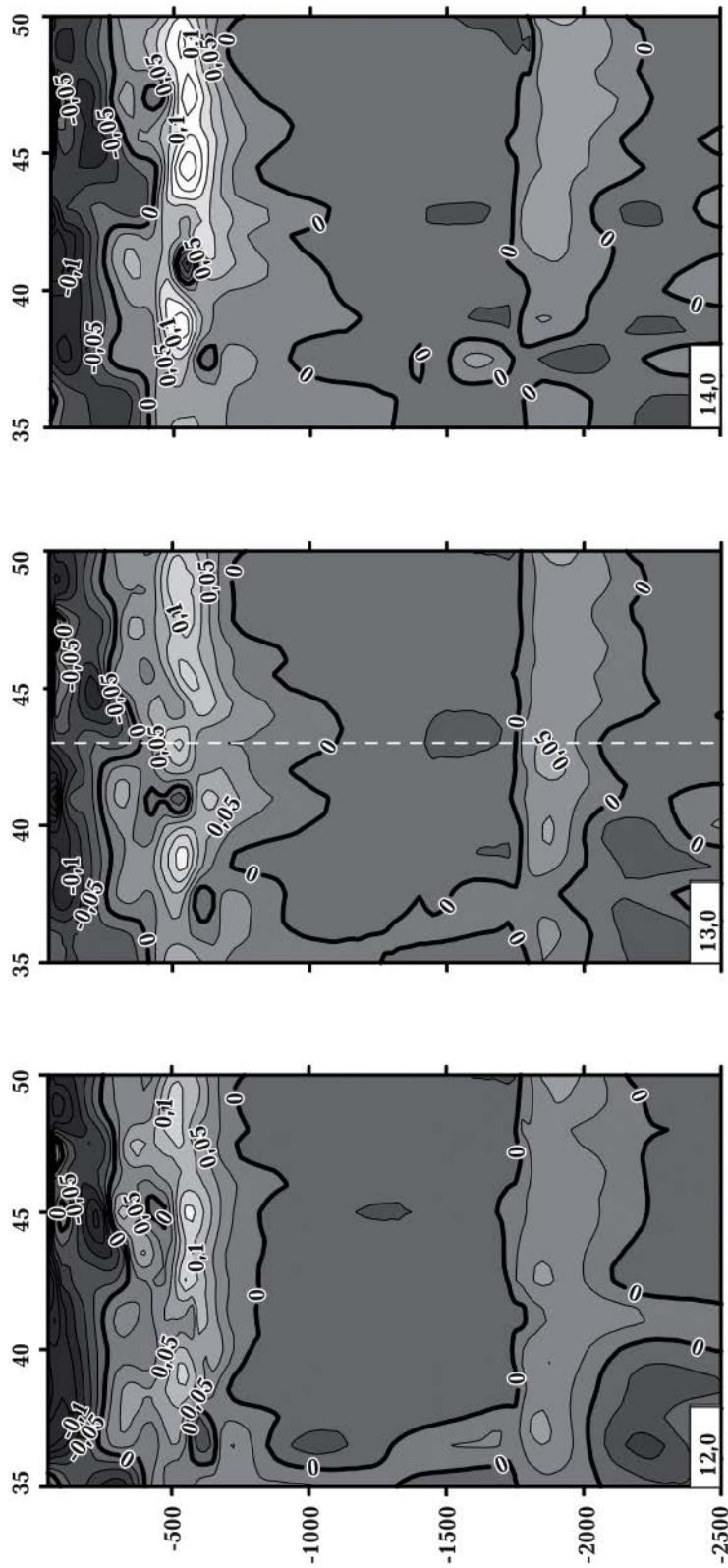


Рис. 8. Долготные сечения трехмерной P-скоростной модели мантии до глубины 2500 км (12, 13 и 14° в.д.). Условные обозначения см. на рис. 7.

Долготные сечения (рис. 8) также указывают на присутствие раздела в области 12—14° в.д. Для сечения 13° в.д. он определяется на 43° с.ш., что соответствует разделу на широтных сечениях 42° и 44° с.ш. в пределах верхов верхней мантии на глубинах 50—100 км. На тех же глубинах для сечений 12° и 14° в.д. раздел также определяется на 43° с.ш. Рассмотрение как широтных, так и долготных сечений показывает соответствие выделенного раздела окрестностям разлома Анкона—Анцио. Центр области, относящейся к скоплению гипоцентров (13° в.д.×43° с.ш.), принадлежит надвиговой границе Мохо (см. рис. 5).

На основании полученной трехмерной модели мантии до глубины 2500 км построим сейсмические границы 2-го рода. Согласно Н. Н. Пузыреву, сейсмические границы 2-го рода определяются переходом от возрастания градиентов скорости к убыванию, и наоборот, с учетом того, что при переходе через границу происходит перераспределение сейсмической энергии [Пузырев, 1997].

Границы выделены в пределах областей сечений обобщенного поля времен и соответствуют конечно-разностным градиентам $v(z)$, масштабированным относительно шага по глубине $((v(z+h)-v(z))/h)h$. Следует отметить, что в принятом представлении решения задачи сейсмотомографии широтные и долготные сечения также представляют конечно-разностные градиенты, но относительно референтной модели. Понятно, что улучшение исходных систем наблюдений приведет к улучшению разрешающей способности задачи в целом и сходимости различного типа конечно-разностных градиентов скорости.

Согласно методу тейлорового приближения, решение задачи предполагает построение областей сечений исходного обобщенного поля времен. Для интересующей нас области они показаны на рис. 9.

На рис. 10 представлена глубина залегания главной геодинамической границы (ГГГ) исследуемой области. Согласно работам [Хаин, Ломидзе, 2005; Добрецов, 2010], такой ГГГ является подошва переходной

зоны верхней мантии, которая служит разделом между верхней и средней и нижней мантией. Ее залегание определено на глубинах 660—670 км и может изменяться.

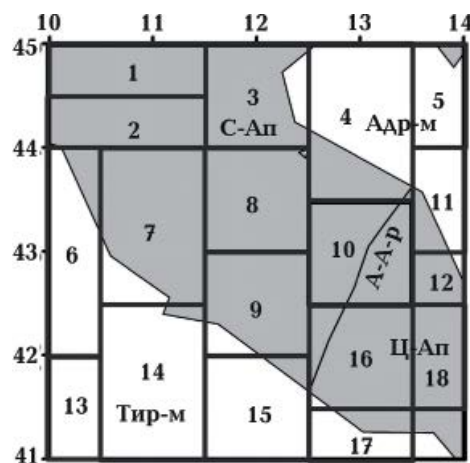


Рис. 9. Области сечений обобщенного поля времен. Условные обозначения см. на рис. 1.

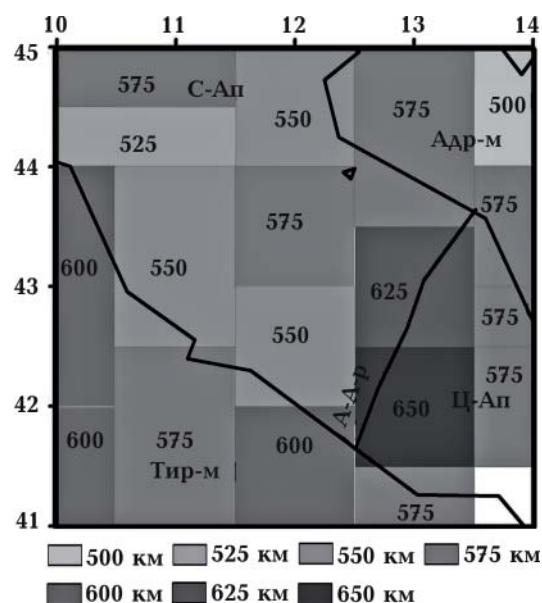


Рис. 10. Глубина залегания главной геодинамической границы исследуемой области.

В данной работе ГГГ выделяется по поведению градиента скорости как граница в верхней мантии и ее переходной зоне с наибольшей глубиной залегания, после которой градиент скорости плавно начинает уменьшаться (рис. 11). На рис. 12, 13 показано, как соотносятся границы в верхней мантии и ее переходной зоне, выделенные

по конечно-разностным градиентам относительно референтной скорости и поведению градиента скорости с глубиной. Следует отметить, что границы, выделенные по поведению градиента скорости с глубиной, дополняют представление о строении мантии.

Для исследуемой области глубина залегания ГГГ в целом не превышает 650 км, в основном около 575 км. Интересующие нас области характеризуются глубиной залегания 625 км (сечение 10) и 550 км (сечение 9), что, согласно работе [Добрецов, 2010], соответствует возможности флюидного процесса.

Зависимость градиента скорости от глубины показана для четырех из рассматриваемых областей сечений обобщенного поля времен (см. рис. 11). Глубины залегания выделенных точек перегиба кривой градиентов скорости (масштабированных конечно-разностных градиентов кривой $v(z)$) соответствуют глубинам возможных сейсмических границ 2-го рода. Количество выделенных границ для каждого из сечений на рис. 9: одна граница — области сечений 13, 16, 18; две границы — область сечения 5; три границы — области сечений 6, 14, 15;

четыре границы — области сечений 2, 7, 11; пять границ — области сечений 3, 8, 12; семь границ — области сечений 1, 9, 10, 17.

Следовательно, для рассматриваемой области верхняя мантия с переходной зоной является наиболее расслоенной (с большим количеством границ) на сечениях 1, 9, 10, 17. Характер изменения градиента скорости с глубиной в верхней мантии соответствует нескольким типам:

1) возрастает, понижается, возрастает, понижается, возрастает до кровли переходной зоны, понижается, возрастает до геодинамической границы (области сечения 1, 9, 10, 17);

2) возрастает, понижается, возрастает до кровли переходной зоны, понижается, возрастает до геодинамической границы (области сечения 3, 4, 8, 12);

3) понижается, возрастает до кровли переходной зоны, понижается, возрастает до геодинамической границы (области сечения 2, 7, 11);

4) понижается, возрастает до геодинамической границы (область сечения 5);

5) возрастает до кровли переходной зоны, понижается, возрастает до геодинамической границы (области сечения 6, 14);

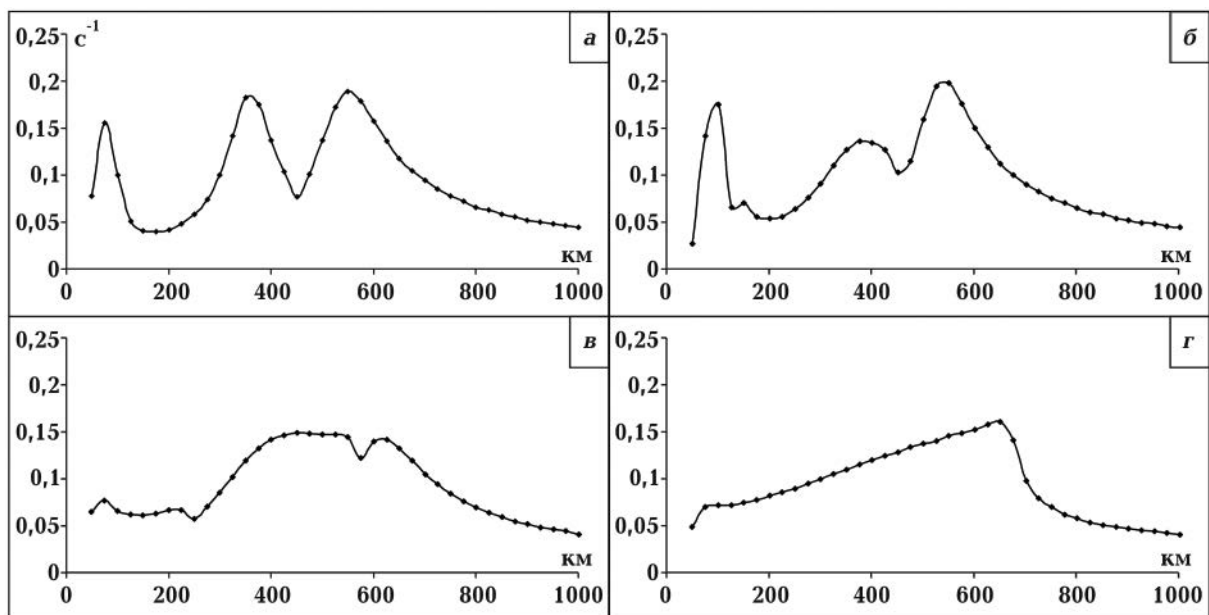


Рис. 11. Графики зависимости градиента скорости от глубины для областей осреднения (см. рис. 9): а — 8, б — 9, в — 10, г — 16.

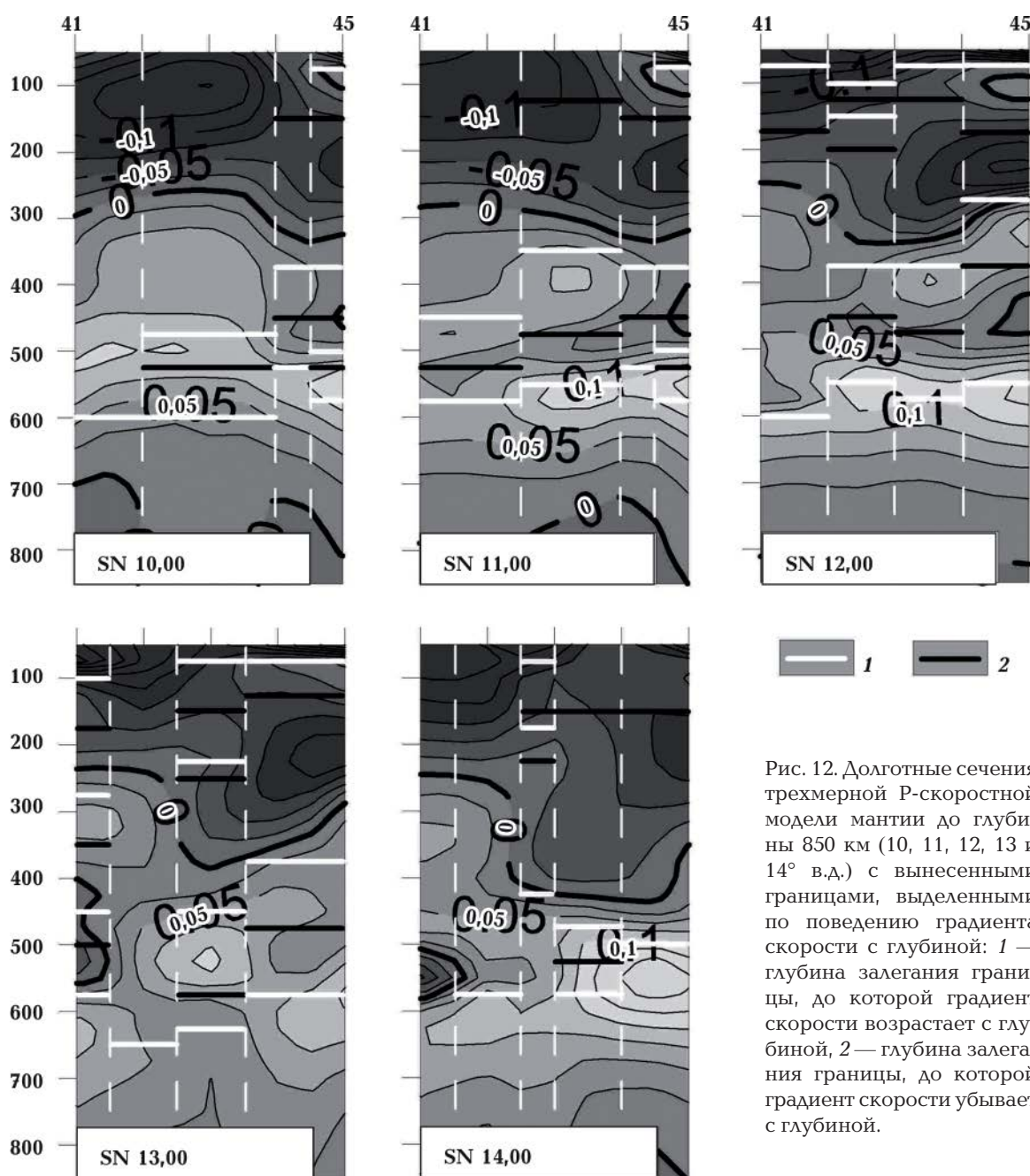


Рис. 12. Долготные сечения трехмерной Р-скоростной модели мантии до глубины 850 км (10, 11, 12, 13 и 14° в.д.) с вынесенными границами, выделенными по поведению градиента скорости с глубиной: 1 — глубина залегания границы, до которой градиент скорости возрастает с глубиной, 2 — глубина залегания границы, до которой градиент скорости убывает с глубиной.

6) возрастает до геодинамической границы (области сечения 13, 16, 18);

7) возрастает, понижается и возрастает до геодинамической границы (область сечения 15).

Максимальная расслоенность характерна области выделенного выше воздымания кровли нижней мантии, соответствующей выходу низкоскоростной аномалии нижней мантии в зону раздела-2 (рис. 7,

43° с.ш.). Дифференциация по характеру увеличения и уменьшения градиента скорости показывает, что интересующие нас области сечения относятся к 1-му типу. Области сечения 10 соответствует увеличение градиента скорости до границы 75 км, дальнейшее уменьшение до границы 150 км, с последующим увеличением градиента скорости до 225 км и уменьшением до глубины 250 км. Для области се-

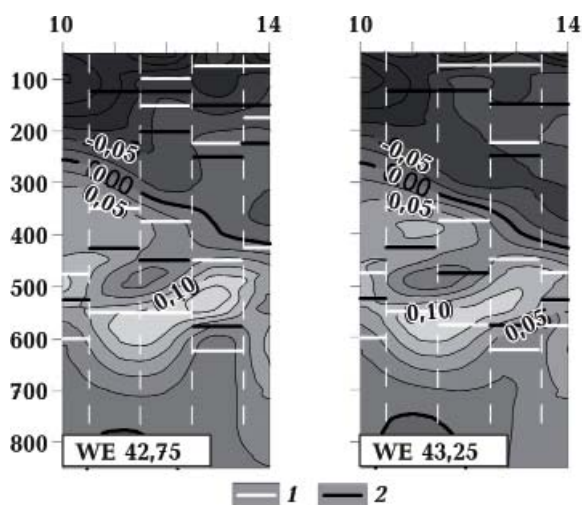


Рис. 13. Широтные сечения трехмерной Р-скоростной модели мантии до глубины 850 км (42,75 и 43,25° с.ш.) с вынесенными границами, выделенными по поведению градиента скорости с глубиной: 1 — глубина залегания границы, до которой градиент скорости возрастает с глубиной, 2 — глубина залегания границы, до которой градиент скорости убывает с глубиной.

чения 9 отмечается увеличение градиента скорости до границы 100 км, уменьшение до 125 км, затем увеличение до 150 км с последующим уменьшением до 200 км. В табл. 3 приведены выделенные сейсмические границы 2-го рода для областей сечений 9 и 10 до глубины залегания главной геодинамической границы включительно. Отметим, что выделенные границы соответствуют сейсмическим границам, связанным с фазовыми переходами [Жарков, 1983; Родкин и др., 2009].

Т а б л и ц а 3. Мантийные границы, соответствующие сечениям 9 и 10

Сечение	Глубины залегания границ, км
9	100, 125, 150, 200, 375, 450, 550
10	75, 150, 225, 250, 450, 575, 625

На рис. 12, 13 представлены широтные и долготные сечения с вынесенными границами. На долготных сечениях 10—14° в.д. (см. рис. 12) выделяется субвертикальный

канал, характеризующийся повышенной расслоенностью верхней мантии и ее переходной зоны. Областью раздела, согласно выделенным границам, является $43^{\circ} \pm 0,5$ с.ш. \times 13° в.д., что соответствует области скопления гипоцентров землетрясений. Для приведенных широтных сечений под область скопления гипоцентров землетрясений характерна повышенная расслоенность мантии.

В работах [Agosta, Kirschner, 2003; Antonioli et al., 2005; Boschi et al., 2010; Luccio et al., 2010; Петрова, Петрищев, 2011; Scafidi, Solarino, 2012; Scuderi, Collettini, 2016] проанализированы землетрясения, относящиеся к области скопления гипоцентров, в частности Аквильское 2009 г., показана их связь с флюидными процессами, проанализирована физико-химическая составляющая сейсмического процесса. Отмечено, что Умбро-Маркской зоне, к которой относится и область скопления гипоцентров, присуще проявление флюидных процессов, связанных с He^3/He^4 и CO^2 . Последнее подтверждает сверхглубинный характер процесса, связанного с нижней мантией.

В результате проведенного анализа можно отметить следующие характеристики флюидного процесса, связанные со скоростным строением мантии:

- 1) глубина залегания главной геодинамической границы меньше 660—670 км (наиболее расслоенная 575 км);
- 2) проявление сверхглубинного флюидного процесса в виде соответствующей ему мантийной субвертикальной скоростной колонки;
- 3) повышенная расслоенность мантии, прежде всего верхней;
- 4) соответствие выделенных границ границам фазовых переходов.

Выводы. 1. Рассмотрение глубинного строения мантии под Центральной Италией показало наличие в районе исследуемых землетрясений выхода области низких скоростей из нижней мантии в зону раздела-2 (согласно модели Пушаровских [Пушаровский, Пушаровский, 2010]). В пределах нижней мантии, зоны раздела-2 и средней мантии выделяются подобласти

чередующихся аномалий повышенных и пониженных скоростей (субвертикальные колонки), которые соответствуют сейсмическим проявлениям сверхглубинных флюидных процессов [Гуфельд, 2007]. Анализ строения верхов верхней мантии показал присутствие раздела мантии в области $13^{\circ}\pm 0,5$ в.д. $\times 43^{\circ}\pm 0,5$ с.ш. Раздел приурочен к области надвиговой границы Мохо и соотносится с ее пересечением разлома Анкона—Анцио, отделяющего Центральную часть от Северной.

2. В пределах Центральной Италии выделяется область скопления гипоцентров землетрясений ($-13^{\circ}0,5$ д. $\times 43^{\circ}0,5$ ш.) К ней относятся землетрясения с магнитудами $3,0 \leq M_g \leq 7,0$. Данной области соответствует тройное пересечение разломов и повышенный тепловой поток.

3. Рассматриваемые землетрясения связаны с процессами в нижней мантии:

а) выделен глубинный канал сейсмиче-

ской расслоенности, связывающий главную геодинамическую границу рассматриваемой области с коровой областью скопления гипоцентров землетрясений. В средней и нижней мантии сейсмическая расслоенность обусловлена выходом низкоскоростных неоднородностей из нижней мантии и образованием сверхглубинной колонки, соответствующей сверхглубинному флюидному процессу;

б) глубинная зона скоростной расслоенности показывает один из возможных путей распространения сверхглубинных флюидов и энергии от нижней мантии в кору. В то же время присутствие сейсмических границ обуславливает возможность дальнейшего распространения волн в любом направлении в зависимости от угла выхода волны на фиксированную границу, что порождает определенную неоднозначность в дальнейшем распространении сейсмической волны.

Список литературы

- Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная P -скоростная модель верхней мантии Западного Средиземноморья. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 1. С. 14—31.
- Гейко В. С., Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. 3D P -скоростное строение верхней мантии Восточного Средиземноморья. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 4. С. 13—30.
- Гусев Г. А., Гуфельд И. Л. Сейсмический процесс в предельно энергонасыщенной геологической среде и прогноз землетрясений. *Вулканология и сейсмология.* 2006. № 6. С. 71—78.
- Гуфельд И. Л. О глубинной дегазации и структуре литосферы и верхней мантии. *Электронный журнал «Глубинная нефть».* 2013. Т. 1. № 1. С. 18—44.
- Гуфельд И. Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Королев: ЦНИИМаш, 2007. 160 с.
- Добрецов Н. Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели Земли. *Геология и геофизика.* 2010. Т. 51. № 6. С. 761—784.
- Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. Москва: Наука, 1983. 416 с.
- Летников Ф. А. Сверхглубинные флюидные системы Земли. *Докл. РАН.* 2003. Т. 390. № 5. С. 673—675.
- Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. Москва: Научный мир, 2004. 610 с.
- Петрова А. А., Петрищев М. С. Флюидные системы Средиземноморья. *Вестник КРАУНЦ. Науки о земле.* 2011. № 1(17). С. 23—33.
- Пузырев Н. Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ, 1997. 301 с.
- Пушаровский Ю. М., Пушаровский Д. Ю. Геология мантии Земли. Москва: Геос, 2010. 138 с.

- Ребецкий Ю. А., Овчаренко О. О., Савичев П. А. Поле современных напряжений коры Юго-Западной Европы и Средиземноморья. *Вестник КРАУНЦ. Науки о земле*. 2014. № 2(24). С. 68—84.
- Родкин М. В., Никитин А. Н., Васин Р. Н. Сейсмотектонические эффекты твердофазных превращений в геоматериалах. Москва: Геос, 2009. 198 с.
- Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій. За заг. ред. К. Р. Третьяка, В. Ю. Максимчука, Р. І. Кутаса. Львів: Львівська політехніка, 2015. 418 с.
- Старостенко В. И., Кенгзера А. В., Бугаенко И. В., Цветкова Т. А. Землетрясение в Аквиле и особенности трехмерного Р-скоростного строения мантии под Адриатической плитой и ее окружением. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 4. С. 62—73.
- Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. Москва: Научный мир, 2001. 604 с.
- Хаин В. Е., Ломигзе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. Москва: Книжный мир, 2005. 559 с.
- Шевченко В. И., Лукк А. А., Прилепин М. Т., Рейлингжер Р. Е. Современная геодинамика Средиземноморской Малокавказской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса. *Физика Земли*. 2014. № 1. С. 40—59. doi: 10.7868/S0002333713060136.
- Antonoli A., Piccinini D., Chiaraluce L., Cocco M., 2005. Fluid flow and seismicity pattern: Evidence from the 1997 Umbria-Marche (central Italy) seismic sequence. *Geophys. Res. Lett.* 32, L10311. doi.org/10.1029/2004GL022256.
- Agosta F., Kirschner D. L., 2003. Fluid conduits in carbonate-hosted seismogenic normal faults of central Italy. *J. Geophys. Res.* 108(B4), 2221. doi: 10.1029/2002JB002013.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E. R., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.* 103(B12), 30055—30078. doi: 10.1029/98JB02467.
- Boschi L., Faccenna C., Becker T. W., 2010. Mantle structure and dynamic topography in the Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.* 37, L20303. doi:10.1029/2010gl045001.
- Cassinis R., Scarascia S., Lozej A., 2003. The deep crustal structure of Italy and surrounding area from seismic refraction data. A new synthesis. *Boll. Soc. Geol. It.* 122, 365—376.
- Ciaccio M., Barchi M. R., Chiapparita C., Msrabel-la F., Stucci E., 2005. Seismological, geological and geophysical constraints for the Gualdo Tadino fault, Umbria-Marche Apennines (Central Italy). *Tectonophysics* 406(3/4), 233—247.
- Forte A. M., Mitrovica J. X., 2001. Deep-mantle high-viscosity flow and thermochemical structure inferred from seismic and geodynamic data. *Nature* 410, 1049—1056. doi:10.1038/35074000.
- Fry B., Boschi L., Ekström G., Giardini D., 2008. Europe-Mediterranean tomography: High correlation between new seismic data and independent geophysical observables. *Geophys. Res. Lett.* 35(4), L04301. doi: 10.1029/2007GL031519.
- Geyko V. S., 2004. A general theory of the seismic travel-time tomography. *Геофиз. журн.* Т. 26. № 2. С. 3—32.
- Gualtieri L., Serretti P., Morelli A., 2014. Finite-difference P wave travel time seismic tomography of the crust and uppermost mantle in the Italian region. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15(1), 69—88.
- International Seismological Centre, 2017. [электронный ресурс]. <http://www.isc.ac.uk>
- Koulakov I., Kaban M. K., Tesauro M., Cloetingh S., 2009. P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data. *Geophys. J. Int.* 179(2), 345—366. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04279.x.
- Luccio F., Ventura G., Giovambattista R., Piscini A., Cinti F., 2010. Normal faults and thrusts reactivated by deep fluids: The 6 April 2009 M w 6.3 L'Aquila earthquake, central Italy. *J. Geophys. Res.* 115, B06315. doi:10.1029/2009jb007190.
- Marone F., Van der Lee S., Giardini D., 2004. Three-dimensional upper-mantle S-velocity model for the Eurasia-Africa plate boundary region. *Geophys. J. Int.* 158(1), 109—130. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02305.x>.
- Piroddi L., Ranieri G., Freund F., Trogu A., 2014. Geology, tectonics and topography underlined by L'Aquila earthquake TIR precursors.

- Geophys. J. Int.* 197(3), 1532—1536. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu123>.
- Piomallo C., Morelli A., 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *J. Geophys. Res.* 108(B2), 2065. doi: 10.1029/2002JB001757.
- Scafidi D., Solarino S., 2012. Can local earthquake tomography settle the matter about subduction in the Northern and Central Apennines? Response from a new high resolution P velocity and V_p/V_s ratio 3-D model. *Tectonophysics* 554-557, 63—73. doi: 10.1016/j.tecto.2012.06.007.
- Scuderi M., Collettini C., 2016. The role of fluid pressure in induced vs. triggered seismicity: insights from rock deformation experiments on carbonates. *Sci. Rep.* 6, 24852. doi: 10.1038/srep24852.
- Soldati M., Marchetti M. (eds.), 2017. Landscapes and Landforms of Italy. Springer Int. Publ. 539 p. doi: 10.1007/978-3-319-26194-2
- Spakman W., Van der Lee S., Van der Hilst R. D., 1993. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Earth Planet. Int.* 79(1-2), 3—74. doi: 10.1016/0031-9201(93)90142-V.

Earthquake in central Italy and velocities structure of the mantle

© T. A. Tsvetkova, I. V. Bugaenko, L. N. Zaets, 2018

A three-dimensional P-velocity model of the European mantle built on the Taylor approximation made it possible to analyze the velocity structure of the mantle under the Mediterranean and, in particular, under Central Italy, to a depth of 2500 km.

It is shown that the crust earthquakes in Central Italy, characterized by a magnitude up to 7,0, are associated with super-deep fluid processes of the mantle. A possible seismic channel was found, linking the propagation of the fluid process from the lower mantle to the crust inclusive. The manifestations of the super-deep fluid process are isolated at the depths of the lower and middle mantle. In the upper mantle and transition zone of the upper mantle, the channel is determined by the distinguished seismic boundaries of the 2th-generation, which are determined by the transition from the increase of gradients of velocity from depth to descent or vice versa. These seismic boundaries correspond to phase transitions.

Consideration of the deep structure of the mantle under Central Italy has shown the presence of low velocities in the area under consideration from the lower mantle to the zone of division-2. The analysis of the structure of tops of the upper mantle showed the presence of the mantle section in area of $13^{\circ}\pm 0,5$ lon. \times $43^{\circ}\pm 0,5$ lat., where the earthquakes with a magnitude up to 7,0 stand out in the crust. A section is timed to the area of thrust Moho boundary of and correlated with its crossing of Ankona-Ancio fault, dissociating the Central Apennines from the North. This region corresponds to a triple intersection of faults and an increased heat flux, and there is also an increased fission of the upper mantle (7 seismic boundaries of the 2th-generation). Depth of occurrence of the main geodynamic boundary is less than 670 km.

Key words: Velocities structure of the mantle, earthquake, Central Italy, seismic tomography, super-deep fluids, seismic boundaries.

References

- Bugaenko I. V., Shumlyanskaya L. A., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2012. Three-dimensional P-velocity model of the upper mantle of the Western Mediterranean. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(1), 14—31 (in Russian).
- Geyko V. S., Bugaenko I. V., Shumlyanskaya L. A., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2007. 3D P-velocity structure of the upper mantle of the Eastern Mediterranean. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(4), 13—30 (in Russian).

- Gusev G. A., Gufeld I. L., 2006. The Seismic Process in a Geologic Medium of Extreme Energy Saturation and Earthquake Prediction. *Vulkanologiya i seysmologiya* (6), 71—78 (in Russian).
- Gufeld I. L., 2013. On deep degassing and structure of the lithosphere and upper mantle. *Elektronnyy zhurnal «Glubinnaya neft»* 1(1), 18—44 (in Russian).
- Gufeld I. L., 2007. Seismic process. Physico-chemical aspects. Korolev: TsNIIMash Publ., 160 p. (in Russian).
- Dobretsov N. L., 2010. Global geodynamic evolution of the Earth and global geodynamic models of the Earth. *Geologiya i geofizika* 51(6), 761—784 (in Russian).
- Zharkov V. N., 1983. Internal structure of the Earth and planets. Moscow: Nauka, 416 p. (in Russian).
- Letnikov F. A., 2003. Ultra-deep fluid systems of the Earth. *Doklady RAN* 390(5), 673—675 (in Russian).
- Lobkovskiy L. I., Nikishin A. M., Khain V. E., 2004. Modern problems geotectonics and geodynamics. Moscow: Nauchnyy mir, 610 p. (in Russian).
- Petrova A. A., Petrishchev M. S., 2011. Fluid systems of the Mediterranean. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o zemle* (1), 23—33 (in Russian).
- Puzyrev N. N., 1997. Methods and objects of seismic research. Introduction to general seismology. Novosibirsk: SIC OIGGM, 301 p. (in Russian).
- Pushcharovskiy Yu. M., Pushcharovskiy D. Yu., 2010. Geology of the Earth's Mantle. Moscow: Geos, 138 p. (in Russian).
- Rebetskiy Yu. L., Ovcharenko O. O., Savvichev P. A., 2014. Field of current stresses of the crust of South-Western Europe and the Mediterranean. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o zemle* (2), 68—84 (in Russian).
- Rodkin M. V., Nikitin A. N., Vasin R. N., 2009. Seismotectonic effects of solid-phase transformations in geomaterials. Moscow: Geos, 198 p. (in Russian).
- Modern geodynamics and geophysical fields of the Carpathians and adjoining territories, 2015. Eds. K. R. Tretiak, V. Yu. Maksymchuk, R. I. Kutas. Lviv: Lvivska politekhnika, 418 p. (in Ukrainian).
- Starostenko V. I., Kendzera A. V., Bugaenko I. V., Tsvetkova T. A., 2011. The earthquake in L'Aquila and the features of the three-dimensional P-velocity structure of the mantle beneath the Adriatic plate and its surroundings. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(4), 62—73 (in Russian).
- Khain V. E., 2001. Tectonics of continents and oceans. Moscow: Nauchnyy Mir, 604 p. (in Russian).
- Khain V. E., Lomidze M. G., 2005. Geotectonics with the basics of geodynamics. Moscow: Knizhnyy mir, 559 p. (in Russian).
- Shevchenko V. I., Lukk A. A., Prilepin M. T., Reilinger R. E., 2014. Modern geodynamics of the Mediterranean Little Caucasian part of the Alpine-Indonesian mobile belt. *Fizika Zemli* (1), 40—59 (in Russian). doi: 10.7868/S0002333713060136.
- Antonoli A., Piccinini D., Chiaraluce L., Cocco M., 2005. Fluid flow and seismicity pattern: Evidence from the 1997 Umbria-Marche (central Italy) seismic sequence. *Geophys. Res. Lett.* 32, L10311. doi.org/10.1029/2004GL022256.
- Agosta F., Kirschner D. L., 2003. Fluid conduits in carbonate-hosted seismogenic normal faults of central Italy. *J. Geophys. Res.* 108(B4), 2221. doi: 10.1029/2002JB002013.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E. R., 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.* 103(B12), 30055—30078. doi: 10.1029/98JB02467.
- Boschi L., Faccenna C., Becker T. W., 2010. Mantle structure and dynamic topography in the Mediterranean. *Geophys. Res. Lett.* 37, L20303. doi:10.1029/2010gl045001.
- Cassinis R., Scarascia S., Lozej A., 2003. The deep crustal structure of Italy and surrounding area from seismic refraction data. A new synthesis. *Boll. Soc. Geol. It.* 122, 365—376.
- Ciaccio M., Barchi M. R., Chiapparita C., Msrabella F., Stucci E., 2005. Seismological, geological and geophysical constraints for the Gualdo Tadino fault, Umbria-Marche Apennines (Central Italy). *Tectonophysics* 406(3/4), 233—247.

- Forte A. M., Mitrovica J. X., 2001. Deep-mantle high-viscosity flow and thermochemical structure inferred from seismic and geodynamic data. *Nature* 410, 1049—1056. doi:10.1038/35074000.
- Fry B., Boschi L., Ekström G., Giardini D., 2008. Europe-Mediterranean tomography: High correlation between new seismic data and independent geophysical observables. *Geophys. Res. Lett.* 35(4), L04301. doi: 10.1029/2007GL031519.
- Geyko V. S., 2004. A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geofizicheskiy zhurnal* 26(2), 3—32.
- Gualtieri L., Serretti P., Morelli A., 2014. Finite-difference *P* wave travel time seismic tomography of the crust and uppermost mantle in the Italian region. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15(1), 69—88.
- International Seismological Centre, 2017. [электронный ресурс]. <http://www.isc.ac.uk>
- Koulakov I., Kaban M. K., Tesauro M., Cloetingh S., 2009. *P*- and *S*-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data. *Geophys. J. Int.* 179(2), 345—366. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04279.x.
- Luccio F., Ventura G., Giovambattista R., Piscini A., Cinti F., 2010. Normal faults and thrusts reactivated by deep fluids: The 6 April 2009 *M* w 6.3 L'Aquila earthquake, central Italy. *J. Geophys. Res.* 115, B06315. doi:10.1029/2009jb007190.
- Marone F., Van der Lee S., Giardini D., 2004. Three-dimensional upper-mantle *S*-velocity model for the Eurasia-Africa plate boundary region. *Geophys. J. Int.* 158(1), 109—130. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02305.x>.
- Piroddi L., Ranieri G., Freund F., Trogu A., 2014. Geology, tectonics and topography underlined by L'Aquila earthquake TIR precursors. *Geophys. J. Int.* 197(3), 1532—1536. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu123>.
- Piomallo C., Morelli A., 2003. *P* wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *J. Geophys. Res.* 108(B2), 2065. doi: 10.1029/2002JB001757.
- Scafidi D., Solarino S., 2012. Can local earthquake tomography settle the matter about subduction in the Northern and Central Apennines? Response from a new high resolution *P* velocity and V_p/V_s ratio 3D model. *Tectonophysics* 554-557, 63—73. doi: 10.1016/j.tecto.2012.06.007.
- Scuderi M., Collettini C., 2016. The role of fluid pressure in induced vs. triggered seismicity: insights from rock deformation experiments on carbonates. *Sci. Rep.* 6, 24852. doi: 10.1038/srep24852.
- Soldati M., Marchetti M. (eds.), 2017. Landscapes and Landforms of Italy. Springer Int. Publ. 539 p. doi: 10.1007/978-3-319-26194-2
- Spakman W., Van der Lee S., Van der Hilst R. D., 1993. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Earth Planet. Int.* 79(1-2), 3—74. doi: 10.1016/0031-9201(93)90142-V.