

УДК 550.34.01

## СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА ВЕЗУВИЙ ПО ДАННЫМ АКТИВНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ – НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ, ПОЛУЧЕННЫХ В ХОДЕ ПРОЕКТА TOMOVES

© 2011 С.А. Тихоцкий<sup>1</sup>, У. Ахауер<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Учреждение Российской академии наук Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, 123995;  
e-mail: sat@ifz.ru

<sup>2</sup>Институт физики Земли, Страсбург (Франция)

При помощи метода лучевой сейсмической томографии с адаптивной параметризацией среды выполнена инверсия сейсмических данных, полученных в ходе европейского проекта TOMOVES (1994-1996 гг.), посвященного изучению внутреннего строения вулкана Везувий (Италия). Полученная скоростная модель демонстрирует ряд ключевых черт, хорошо согласующихся с результатами предшествующих исследований и имеющейся геолого-геофизической информацией: высокоскоростная аномалия непосредственно внутри вулканического конуса, низкоскоростные аномалии на флангах вулкана, воздымание поверхности известнякового основания к востоку. Вместе с тем, модель характеризуется несколько большей, сравнительно с аналогами, детальностью в пределах верхних 2 км разреза. Кроме того, в модели присутствует низкоскоростная аномалия на глубинах 2-4 км, расположенная под центральной частью вулкана, положение которой хорошо согласуется с положением очагов вулканических землетрясений.

*Ключевые слова:* лучевая сейсмическая томография, вулкан Везувий, адаптивная параметризация среды.

### ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Везувий – один из наиболее активных и потенциально опасных вулканов Земли (рис. 1), расположенный в густонаселенном районе вблизи Неаполя (Италия), на Аппенинском полуострове. В течение более чем 2500 лет активность Везувия играет важную роль в истории и привела к нескольким катастрофам. Известно, что периоды затишья в вулканической активности вулкана Везувий могут внезапно сменяться весьма сильными извержениями. Последний период вулканической активности закончился в 1944 г. и с этого времени регистрируются только отдельные признаки вулканической деятельности – фумаролы и сейсмические события малой магнитуды (De Natale et al., 2001; Scandone et al., 1993). Такой сравнительно длинный период затишья порождает беспокойство относительно возможного приближающегося извержения, поэтому Везувий является объектом пристального мониторинга и регулярных исследований различными методами (Berrino et al., 1993; De Natale et al., 2001; Scandone et al., 1993). Тем не менее, эти исследования до настоящего времени не при-

вели к единому мнению относительно такой важнейшей особенности строения вулкана, как положение магматической камеры.

В 1994-1996 гг. был проведен крупномасштабный эксперимент TOMOVES (Tomography on Vesuvius), направленный на изучение внутреннего строения вулкана Везувий методом сейсмической томографии. Одной из основных целей эксперимента было заявлено обнаружение предполагаемой расположенной близко к поверхности магматической камеры, которая может быть индикатором приближающегося извержения, а также изучение структуры магмоподводящих каналов, что важно для определения направления лавовых потоков при следующих извержениях.

Целый ряд работ посвящен интерпретации сейсмических данных, полученных в ходе проекта TOMOVES. В работе (Zollo et al., 2000) была выполнена двумерная интерпретация вдоль системы профилей, отработанных в ходе полевых работ. В работе (Lomax et al., 2001) этот набор профилей был интегрирован в трехмерную модель строения вулкана, которая затем использовалась для перелокации очагов сейсмических событий.

СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА ВЕЗУВИЙ

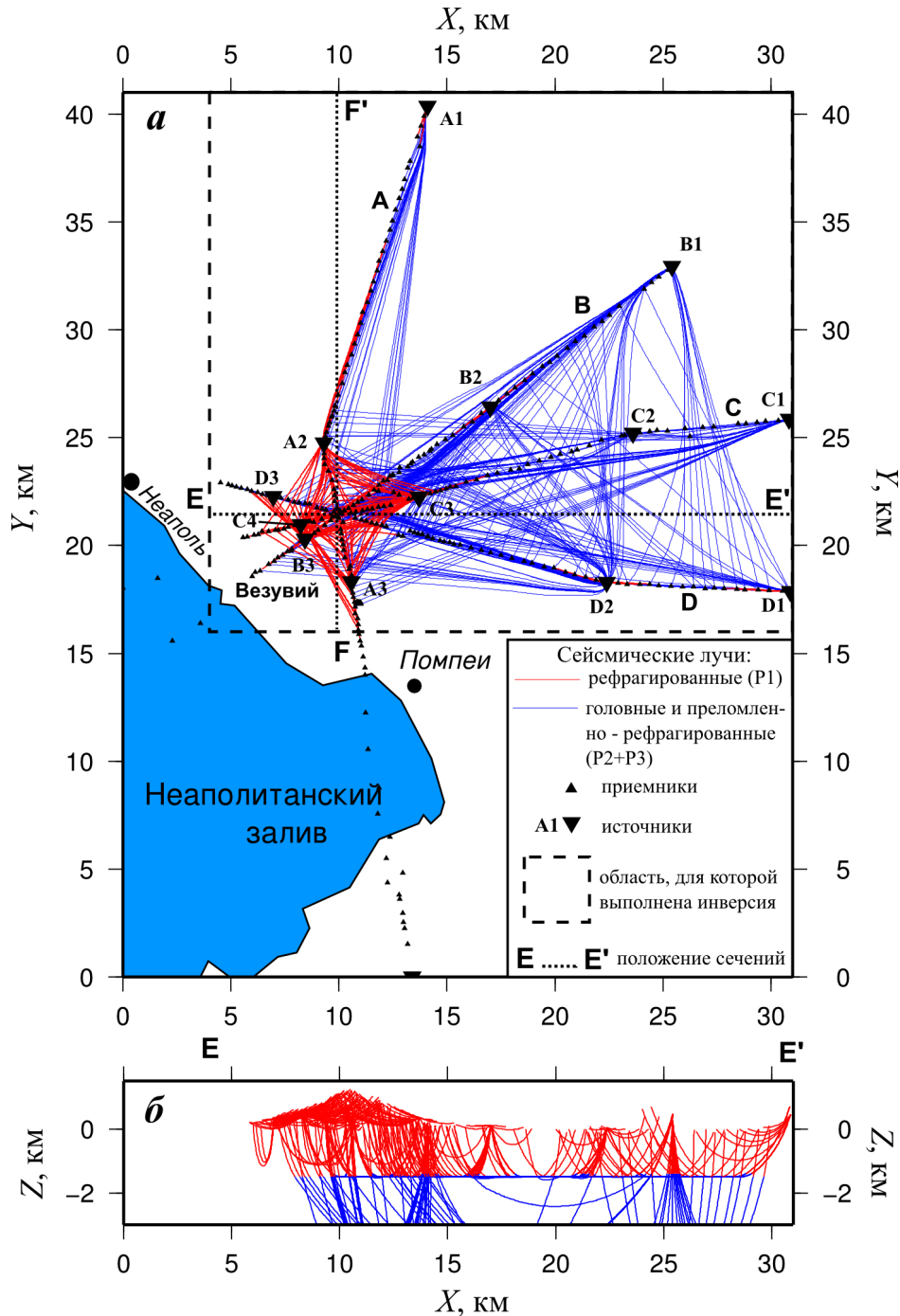


Рис. 1. Расстановка источников и приемников в ходе проекта TOMOVES и траектории сейсмических лучей, рассчитанные в модели начального приближения, построенной по априорным данным.

В работе (Tondi, de Franco, 2003) применялся метод поочередной инверсии данных сейсмической томографии и аномалий силы тяжести. В результате были построены согласованные двумерные сейсмоденситные модели вдоль той же системы профилей, которые затем были интерполированы для получения объемной модели. В работе (Tondi, de Franco, 2006) аналогичная поочередная инверсия выполнена уже в трехмерном варианте. Трехмерная инверсия времен пробега также представлена в работе (Di Stefano, Chiarabba, 2003), где использовался

адаптированный алгоритм, описанный в работе (Zhao et al., 1994).

Результаты всех перечисленных исследований согласуются в таких ключевых чертах строения вулкана, как наличие высокоскоростной аномалии в центральной части конуса и низкоскоростных аномалий на его флангах, но различаются в других деталях. Поэтому результаты эксперимента TOMOVES представляются весьма интересным объектом для дальнейшей интерпретации с использованием современных технологий и алгоритмов.

В настоящей работе представлены результаты применения к упомянутым данным алгоритма активной лучевой сейсмической томографии с адаптивной параметризацией среды, описанного в работах (Тихоцкий и др., 2011; Tikhotsky, Achauer, 2008). Особенностью данного алгоритма является возможность автоматического построения модели среды переменной детальности, адаптированной к локальной разрешающей способности, которая оценивается на основании анализа плотности и углового покрытия сейсмических лучей в объеме среды.

Сопоставляя полученные результаты с результатами предшествующих исследований можно судить как об их стабильности, так и о новых возможностях, предоставляемых используемым алгоритмом.

## ДАННЫЕ

В ходе эксперимента TOMOVES сейсмические станции располагались вдоль четырех профилей (A-D), пересекающихся на вершине конуса вулкана (рис. 1). Средний интервал между источниками составлял 200 м – непосредственно над вулканической постройкой и 500-1000 м на флангах профилей.

Источниками сигнала являлись взрывы, выполняемые в скважинах глубиной несколько метров. В общей сложности было выполнено 14 взрывов и записано около 1800 сейсмических трасс. Примеры записей приводятся на рис. 2-4. Регистрация выполнялась как вдоль того профиля, к которому принадлежит соответствующий источник, так и для вкрест лежащего профиля: для источников, расположенных на профилях А и С велась одновременная регистрация вдоль профилей А и С, то же – для источников вдоль профилей В и D. Центральная частота волн, регистрируемых в первых вступлениях, составила на различных трассах 10-20 Гц.

Качество данных достаточно низкое, поскольку мощность взрывных источников была мала из-за густонаселенности района. Кроме того, регистрации сигнала мешал интенсивный антропогенный шум и весьма плохие грунтовые условия для установки сейсмических станций: склоны вулкана Везувий сложены рыхлыми вулканогенными осадками, обеспечивающими низкий коэффициент связи грунта с приемником (Gasparini et al., 1998). На многих записях выделить первое вступление не удается. После анализа записей было отобрано 645 трасс с высоким качеством записи, для которых вручную были выделены первые вступления (рис. 2-4). Каждому времени вступления в соответствие поставлена погрешность, которая определялась как половина ширины временного окна, в которое точно

попадает первое вступление. Общая средне-квадратическая погрешность отпикированных времен вступлений составила 0.16 с. Результаты трассирования лучей, соответствующих отобраным сейсмотрассам (рис. 1), демонстрируют высокую неоднородность лучевого покрытия, как в плане, так и по глубине. Лучше всего освещена сейсмическими лучами область непосредственно под конусом вулкана: здесь максимально не только число лучей в единице объема, но и их угловое покрытие – разброс азимутов. Кроме того, из-за рельефа вулканического конуса, длина сейсмических лучей в этой области не превышает 3-4 км, что, вкуче с низкими скоростями сейсмических волн, приводит к малому размеру зоны Френеля, размер которой может быть оценен по формуле (Nolet, 2008):

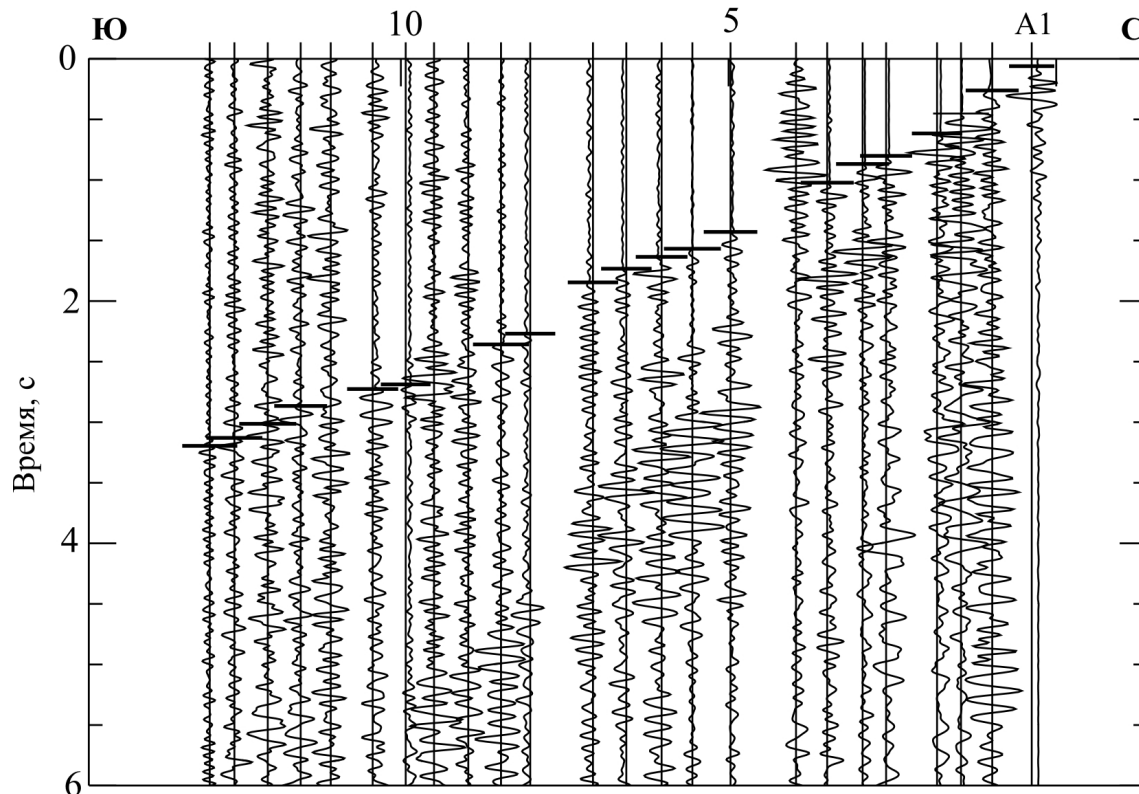
$$h = \frac{1}{2} \sqrt{\lambda L} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{V}{f}} L, \quad (1)$$

где  $\lambda$  – длина волны,  $L$  – длина сейсмического луча,  $V$  – скорость сейсмических волн. Поэтому в области, непосредственно под вулканическим конусом возможно построение скоростной модели высокой детальности. На флангах модели плотность сейсмических лучей уменьшается, некоторые части модели и вовсе не попали в зону, освещенную данными. Соответствующим образом должна меняться и детальность скоростной модели. Поэтому результаты исследований по проекту TOMOVES – весьма интересный объект с точки зрения опробования алгоритма с адаптивной параметризацией среды (Тихоцкий и др., 2011; Tikhotsky, Achauer, 2008).

Особенности полученных годографов первых вступлений очевидно коррелированы с расчлененным рельефом местности. Поэтому для первоначального анализа годографов в значения времен первых вступлений были введены станционные поправки, рассчитываемые по формуле  $\Delta t_p = (Z_p - Z_s)/V_p$ , где  $Z_p$  – абсолютная высота приемника,  $Z_s$  – высота источника,  $V_p$  – скорость под приемником. Из-за отсутствия информации о деталях строения верхних частей разреза скорость  $V_p$  принималась постоянной и равной 2 км/с, что соответствует средней скорости вулканогенно-осадочных толщ. Поскольку скорость вулканогенных осадков на склонах вулкана может уменьшаться до 1.5 км/с, а внутри вулканического конуса, по-видимому, присутствуют высокоскоростные изверженные породы, такой способ введения станционных поправок не может полностью устранить влияния рельефа. При дальнейшей инверсии использовались исходные данные без каких-либо поправок, а скорость пород, слагающих рельеф, полагалась неизвестной и определялась в ходе инверсии.

СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА ВЕЗУВИЙ

Расстояние от источника, км



Расстояние от источника, км

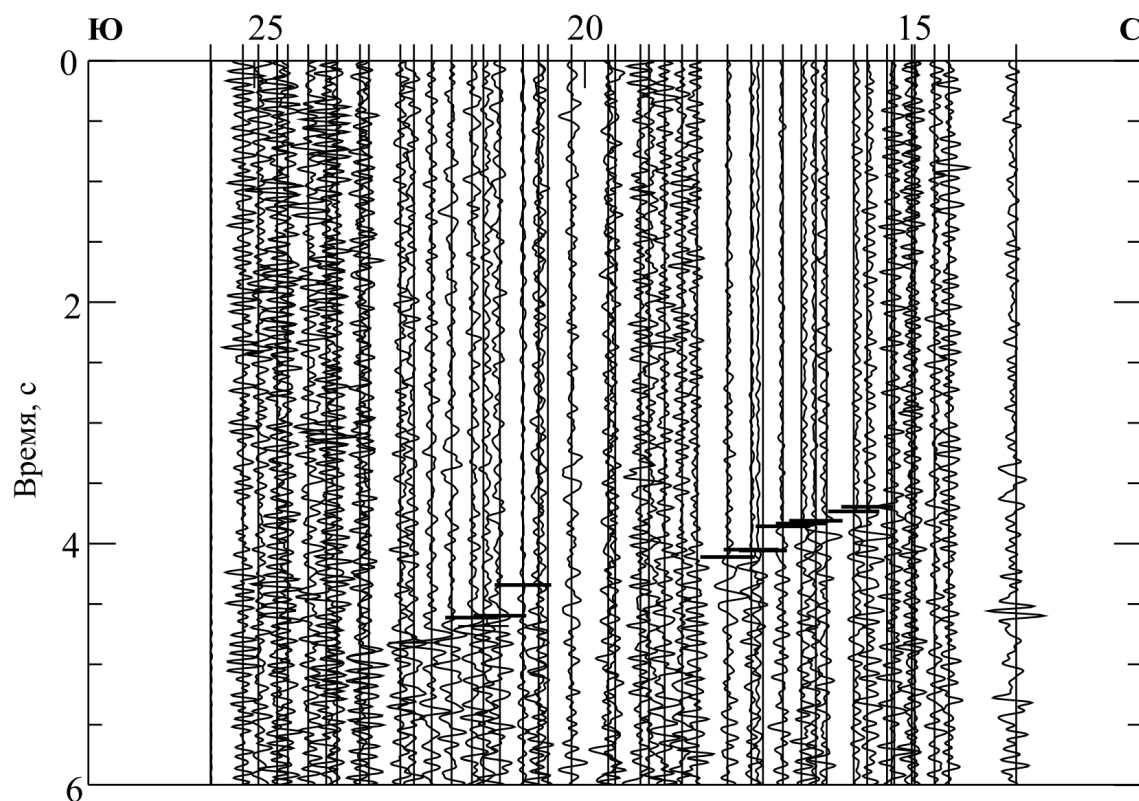
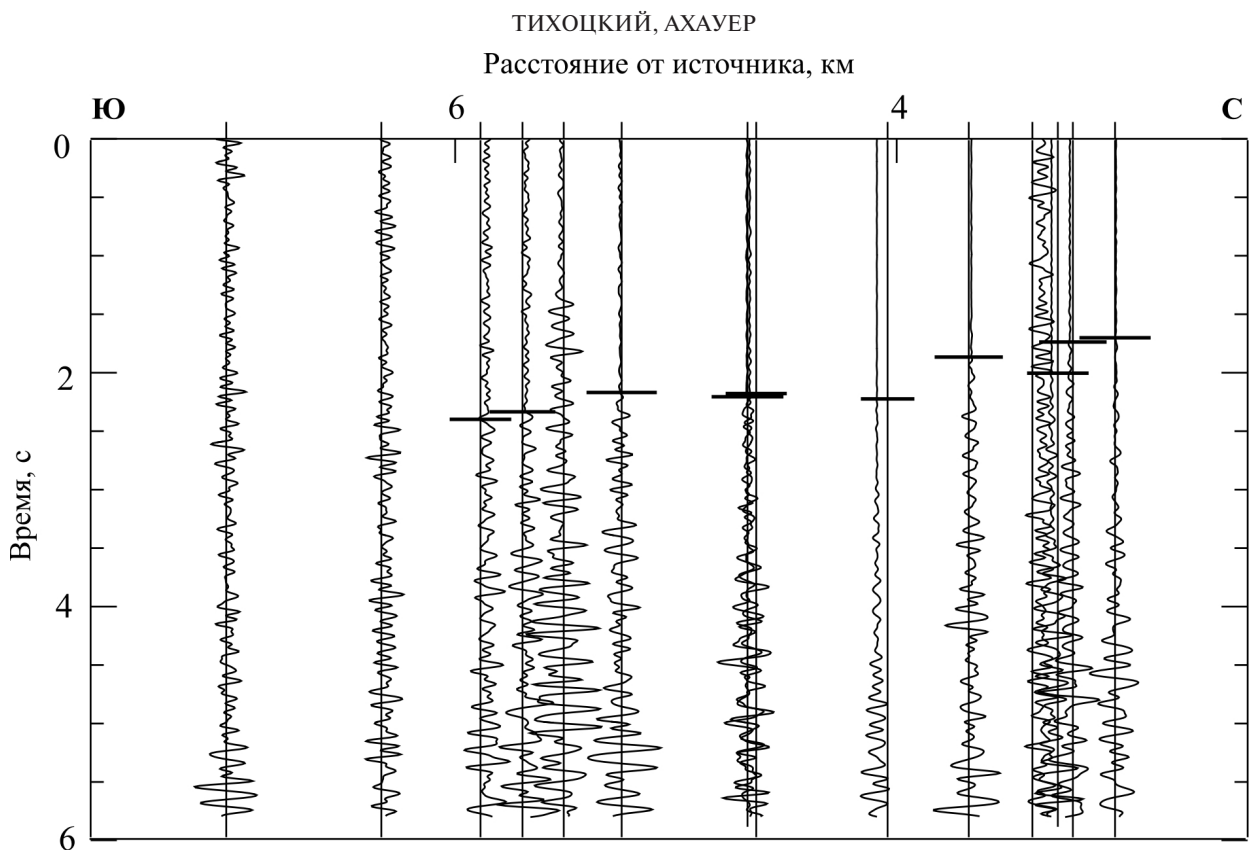
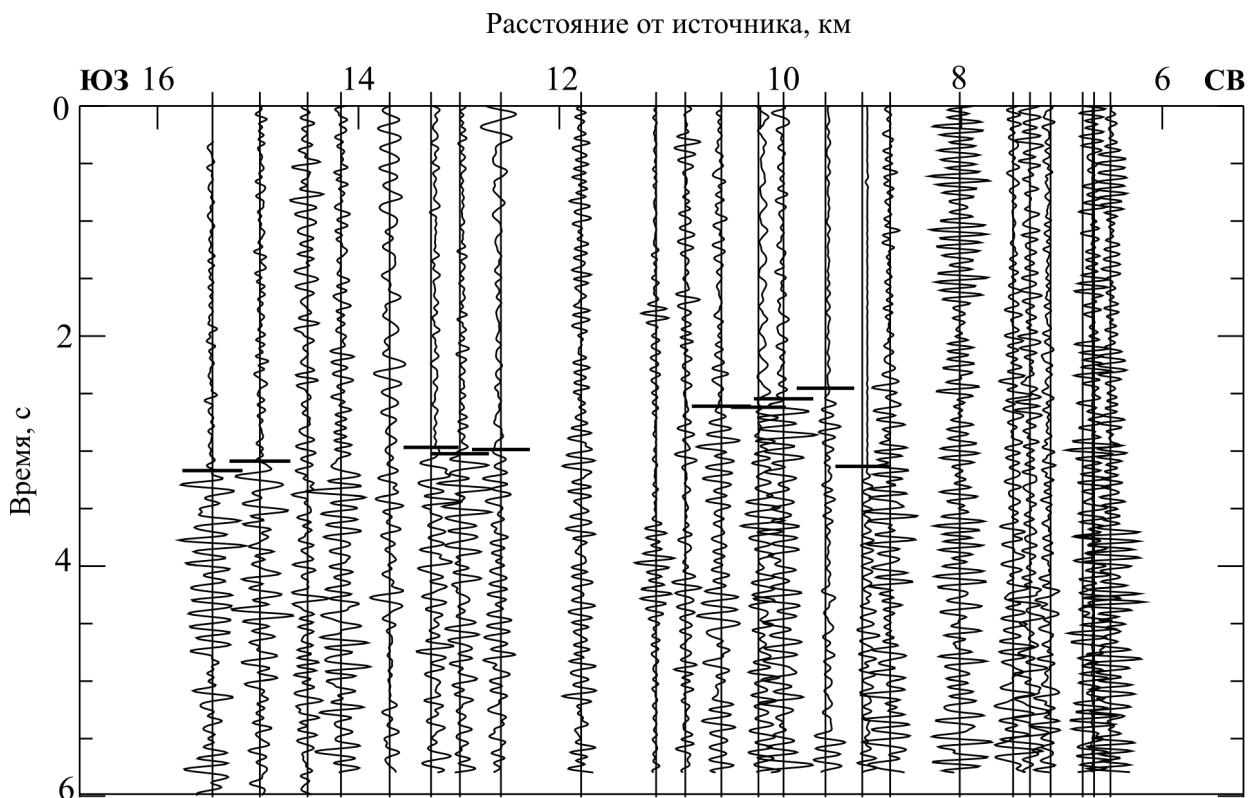


Рис. 2. Пример регистрации вдоль профиля. Сейсмические записи (вертикальная компонента) вдоль профиля А, источник – А1. Положение профиля показано на рис. 1. Горизонтальные линии показывают результаты пикировки первых вступлений. Высокий уровень шума в интервале 17-20 км соответствует сейсмическим станциям, установленным на склоне Везувия в рыхлых вулканогенных осадках.

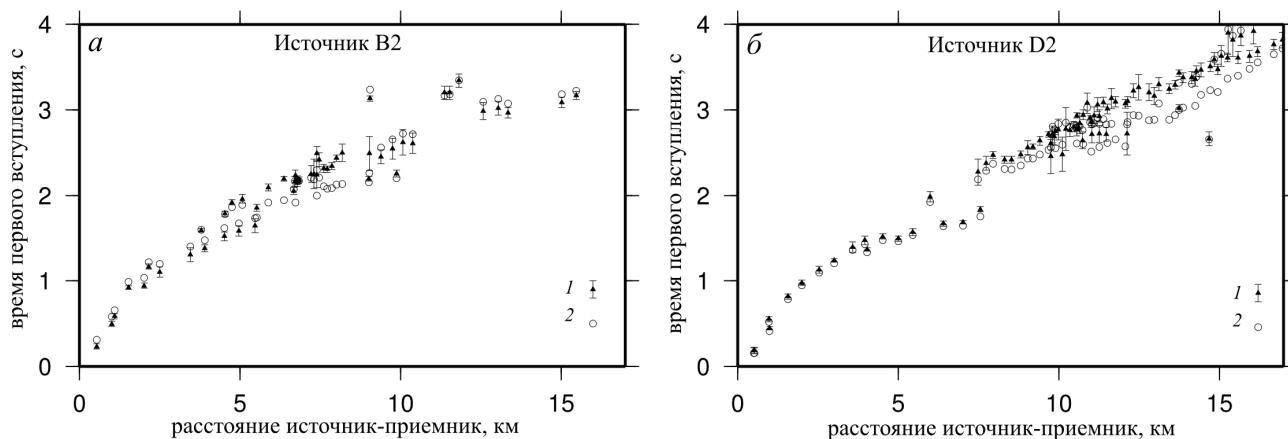


**Рис. 3.** Пример регистрации по вкрест лежащему профилю. Сейсмические записи (вертикальная компонента) вдоль профиля А, источник – С3. Положение профиля показано на рис. 1. Горизонтальные жирные линии показывают результаты пикировки первых вступлений.



**Рис. 4.** Пример регистрации по вкрест лежащему профилю. Сейсмические записи (вертикальная компонента) вдоль профиля В, источник – D2. Положение профиля показано на рис. 1. Горизонтальные жирные линии показывают результаты пикировки первых вступлений.

## СТРОЕНИЕ ВУЛКАНА ВЕЗУВИЙ



**Рис. 5.** Годографы первых вступлений, зарегистрированных при взрывах в пунктах В2 (а) и D2 (б): 1 – определенные в результате пикирования времена вступлений и их погрешности; 2 – времена вступлений со введенными станционными поправками.

Анализ полученных годографов (рис. 5) и априорные сведения о геологическом строении позволяют предположить, что на записях в первых вступлениях представлены три типа волн: P1 – рефрагированные в пределах вулканогенно-осадочной тощи, для которых характерны кажущиеся скорости менее 5 км/с, P2 – головные, образованные в результате закритического преломления на поверхности юрских известняков, расположенной на глубине 1.5-2 км (эта граница выходит на дневную поверхность к востоку от района исследований и вскрыта скважиной, расположенной вблизи г. Помпеи, южнее района исследований) и P3 – преломленно-рефрагированные, проникающие в толщу известнякового основания и рефрагированные на больших глубинах.

К сожалению, на большинстве записей не удастся выделить последующие вступления отраженных волн, поэтому в ходе инверсии использовались только волны перечисленных типов.

### МОДЕЛЬ НАЧАЛЬНОГО ПРИБЛИЖЕНИЯ

Как известно, близость модели начального приближения к действительным усредненным значениям скоростей может оказывать решающее влияние на результаты инверсии. Поэтому при подготовке модели начального приближения использовалась доступная априорная геолого-геофизическая информация, согласно которой верхнюю часть разреза (в диапазоне -1.5 – 1.5 км) составляют вулканогенно-осадочные толщи, причем на склонах и в непосредственной близости от вулкана в самых верхних частях разреза залегают толщи вулканических туфов со скоростями 1.5-2.5 км/с. К северу от вулканического конуса подобные породы наблюдаются на поверхности в пределах всей области исследований, тогда как к востоку и северо-востоку, на расстоянии 10-15 км

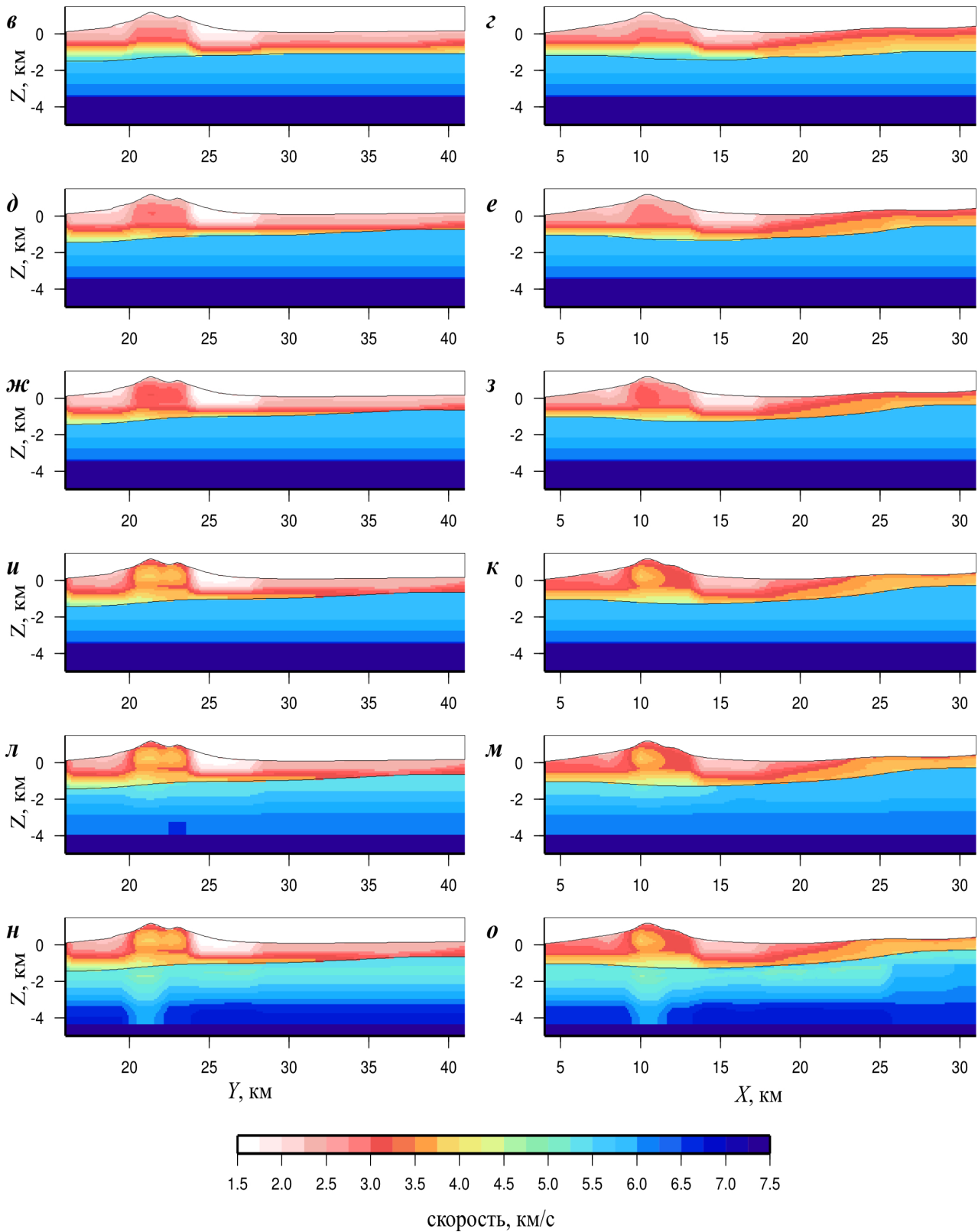
они сменяются преимущественно карбонатными толщами со средней скоростью Р-волн 3 км/с. Эта особенность скоростного строения хорошо прослеживается на годографах первых вступлений по кажущейся скорости на небольших удалениях от источников.

Граница между толщами вулканических туфов и карбонатами известна по геологическим данным и была использована для построения модели начального приближения. К востоку и северо-востоку от этой границы скорость в начальной модели на поверхности Земли полагалась постоянной (равной 3 км/с) и монотонно увеличивающейся с глубиной до 5 км/с на глубине 1.5 км. В области радиусом 5 км вокруг вершины вулкана, скорость изменялась с глубиной по закону  $v(z) = 1.5 + 0.86(z + 1.5)$  км/с, что соответствует скорости в 1.5 км/с вблизи вершины конуса – на абсолютной отметке -1.5 км и скорости 5 км/с – на отметке +1.5 км (ось Z направлена вниз). В промежутке между этими двумя областями скорость определялась путем сплайн-интерполяции.

Верхняя граница известняков полагалась горизонтальной, залегающей на глубине 1.5 км, а скорость в верхней части известняков – равной 5.5 км/с и возрастающей до 6.3 км/с на глубине 3.5 км, которая была принята за нижнюю границу известняковой толщи. Ниже границы 3.5 км в начальной модели предполагалось наличие кристаллического основания со скоростью 7.0 км/с в верхней части и монотонно увеличивающейся до 7.5 км/с на глубине 8 км. Модель начального приближения в двух вертикальных сечениях показана на рис. 6а, 6б.

### ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ МОДЕЛИ

При выборе размера ячейки базовой сетки для параметризации модели необходимо опираться на оценки предельной разрешающей



**Рис. 6.** Восстановление скоростной структуры вулкана Везувий в ходе итерационного процесса. Положение сечений показано на рис. 1.

способности, вытекающие из размера зоны Френеля и определяемые длиной волны и длиной сейсмических лучей (формула (1)). В качестве центральной частоты сейсмического сигнала при определении разрешающей способности было использовано значение 10 Гц, соответствующее минимально наблюдаемой частоте сигнала в первых вступлениях. На основе принятых параметров модели начального приближения и, используя в качестве оценки длины сейсмических лучей — длины лучей, рассчитанных в модели начального приближения, получим, что в пределах вулканогенно-осадочного слоя — в диапазоне глубин до 1.5 км — предельная детальность модели может составлять 300–400 м. В пределах слоя известняков на глубинах 1.5–3.5 км физический предел разрешающей способности составляет 400–600 м, на больших глубинах возможно восстановление деталей строения вплоть до 1.5 км на глубине 5 км. В качестве размера ячейки базовой сетки была выбрана величина в 300 м, что позволяет строить модель максимально возможной детальности вблизи вулканического конуса. В более глубоких слоях модели детальность уменьшается за счет уменьшения лучевого покрытия (Тихоцкий и др., 2011).

Размер дискретной модели составил 27×27 км по горизонтали (рис. 1) и 9 км по глубине, что, при выбранном размере базовой ячейки составляет 90×90×30 ячеек. При решении прямой задачи использовались значения скоростей и глубин границ, интерполированные на детальную сетку с шагом 100 м. Верхняя граница модели совпадает с рельефом дневной поверхности.

## ИНВЕРСИЯ

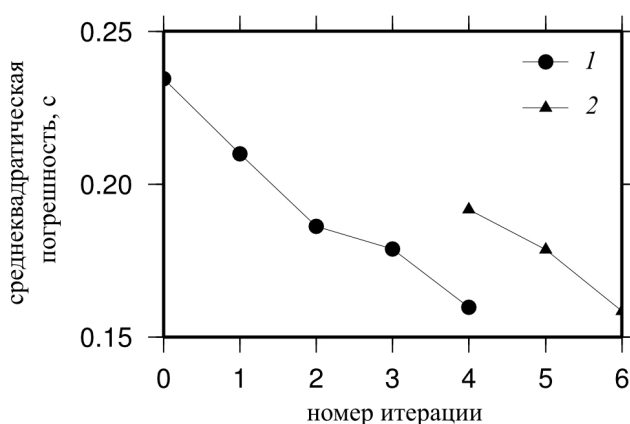
При инверсии использовался принцип снятия слоев (Тихоцкий и др., 2011). Для этого пикированные времена первых вступлений были классифицированы в соответствии с предполагаемым типом сейсмической волны, который определялся на основе анализа волновых форм и их корреляций, а также качественного анализа годографов и соответствующих различным их интервалам кажущихся скоростей. В результате 272 времени вступления были отнесены к рефрагированной волне P1, 132 — к головной волне P2, 241 — к преломленно-рефрагированной волне P3. Затем на каждой итерации проводилась дополнительная проверка правильности выполненной классификации путем сопоставления экспериментальных и синтетических годографов, рассчитанных для начальной модели, соответствующей данной итерации (то есть, на первой итерации — для модели начального приближения, описанной выше, а на всех последующих итерациях — для модели, полученной на

предыдущей итерации). Те времена вступления, для которых тип волны на синтетическом годографе не соответствовал типу, определенному в результате первичной классификации, исключались на данной итерации из процесса инверсии.

В ходе первых четырех итераций выполнялось восстановление структуры верхнего (вулканогенно-осадочного) слоя, для чего использовались только времена вступлений волн P1 и P2. Ход инверсии иллюстрирует рис. 6в-к, а изменение среднеквадратической погрешности по итерациям — рис. 7.

Уже на первой итерации (рис. 6в, 6г) проявляются основные черты строения вулкана: высокоскоростные породы, слагающие внутреннюю часть конуса и низкоскоростные аномалии на склонах вулкана. Глубина границы, отвечающей кровле известнякового основания уменьшается к Северу и Востоку, что соответствует имеющейся геологической информации, при этом образуется прогиб, расположенный под восточным склоном вулкана. В ходе последующих трех итераций (рис. 6д-и) амплитуда указанных аномалий скорости возрастает. Высокоскоростная аномалия внутри конуса вулкана постепенно дифференцируется, ее максимум оказывается сосредоточен непосредственно под вершиной конуса, одновременно появляется второй максимум меньшей амплитуды, расположенный в 2 км севернее. После четвертой итерации среднеквадратическая погрешность приближения достигает уровня точности данных, поэтому процесс инверсии структуры верхнего слоя на этом был прекращен.

На пятой и шестой итерации проводилась инверсия скоростной структуры нижележащего



**Рис. 7.** Изменение среднеквадратической погрешности приближения времен первых вступлений по результатам соответствующей итерации. Нулевая итерация соответствует погрешности расчетных времен для модели начального приближения: 1 — суммарная погрешность рефрагированных и головных волн (P1+P2); 2 — суммарная погрешность головных волн (P2+P3).



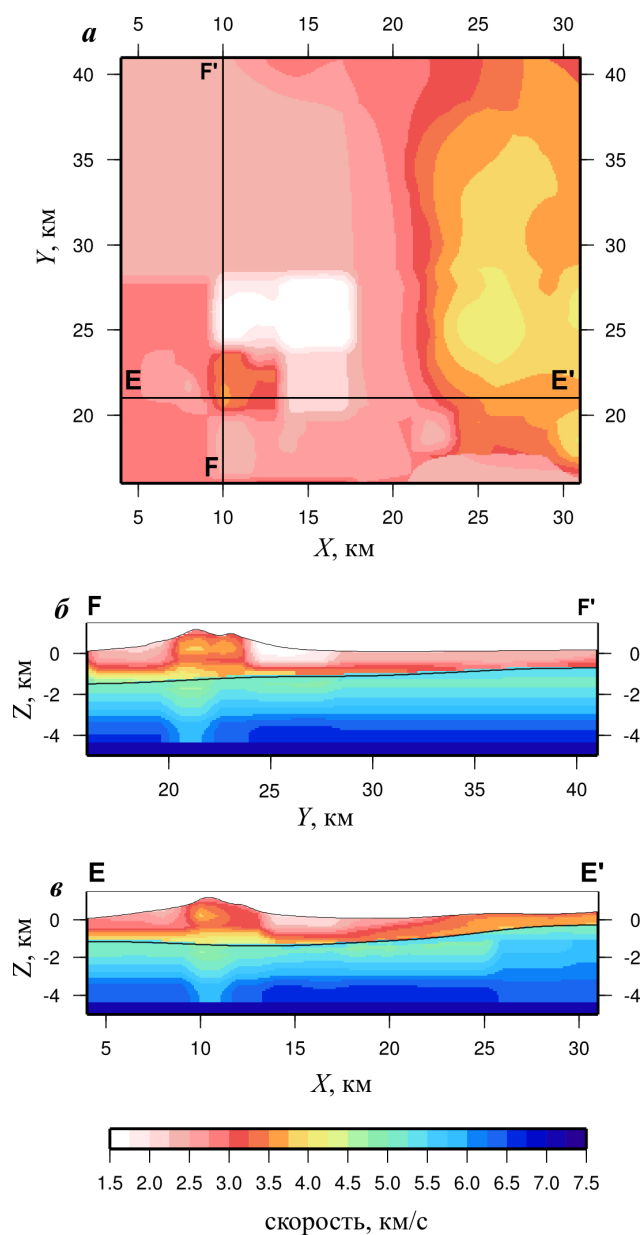
известнякового основания, положение границы и структура вышележащего слоя полагались неизменными. Также определялась глубина нижележащей границы, которая в модели начального приближения составляла 3.5 км. В ходе этих двух итераций было обнаружено, что скорость в верхней части известнякового слоя непосредственно под вулканом ниже, чем предполагалось в начальной модели, причем наиболее низкие значения – менее 5.0 км/с, достигаются в пределах субвертикального «корня» вулкана, диаметром около 2.5 км (рис. 6л-о). В результате инверсии средняя глубина нижележащей границы увеличилась до 4.2 км. Других деталей ее строения по имеющимся данным обнаружить не удалось. Поскольку после шестой итерации суммарная погрешность приближения по волнам всех типов достигла уровня точности данных, инверсия на этом была завершена.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основные черты строения вулкана Везувий и прилегающей к нему с северо-востока области, выявленные по результатам сейсмической томографии, представлены на рис. 8. Скорости сейсмических волн в пределах вулканического конуса повышены и достигают 4.25 км/с в пределах изометричной структуры диаметром около 2 км, расположенной непосредственно под вершиной вулкана. Несколько меньшими (3.5-4.0 км/с) скоростями характеризуется остальная часть конуса к северо-востоку от вершины. Этот результат находится в хорошем согласии с результатами, полученными в работе (Di Stefano, Chiarabba, 2003). В работах (Tondi, de Franco, 2003, 2006), также обнаружена высокоскоростная аномалия под конусом вулкана, однако из-за меньшего разрешения соответствующих исследований детальная структура, отраженная в настоящей работе, не просматривается. По имеющимся представлениям (Tondi, de Franco, 2003, 2006), эта аномалия маркирует лаву, застывшую в подводящих каналах во время предшествующего извержения. Таким образом, полученные в настоящем исследовании результаты дают основания для идентификации двух систем подводящих каналов, проявляющихся в двух максимумах скоростей сейсмических волн (рис. 8б).

Под северо-восточными склонами вулкана проявлена низкоскоростная аномалия ( $V_p = 1.5-2.0$  км/с), охватывающая вулкан полукольцом. Низкоскоростные аномалии меньшей интенсивности ( $V_p = 2.0-2.25$  км/с) также обнаруживаются под южным и западным склонами. Можно предполагать, что такие же аномалии имеются вокруг всего вулкана, однако они не были обнаружены на северо-западном и юго-

западном склонах из-за недостаточного лучевого покрытия в этих областях (рис. 1). Аналогичная структура низкоскоростных аномалий обнаружена в работах (Di Stefano, Chiarabba, 2003; Tondi, de Franco, 2003, 2006), где аномалии также не прослеживаются под юго-западным склоном Везувия. В работе (Lomax et al., 2001) низкоскоростная аномалия обнаружена исключительно под северным склоном, что объясняется двумерной интерпретацией данных и низкой детальностью полученной в упомянутой работе модели. Природа низкоскоростных аномалий на флангах вулкана ясна – они хорошо соответствуют закартированным на поверхности рыхлым толщам вулканических туфов.



**Рис. 8.** Строение вулкана Везувий и прилегающей области по данным лучевой сейсмической томографии: а – горизонтальное сечение модели на абсолютной отметке  $Z=0$ ; б, в – вертикальные сечения модели.

Подъем области относительно повышенных ( $V_p = 3.5-4.0$  км/с) скоростей к дневной поверхности к востоку от вулкана соответствует изменению состава вулканогенно-осадочного слоя от преимущественно рыхлых вулканогенных толщ к преимущественно карбонатным отложениям.

Поверхность раздела вулканогенно-осадочного слоя и известнякового основания погружается от северных и восточных границ модели к западу и достигает максимума глубины под восточным склоном вулкана. Такое поведение границы хорошо соответствует геологическим данным, согласно которым граница выходит на поверхность в нескольких километрах к северу и востоку от области исследований.

Обнаруженное в восточной части модели увеличение скорости в верхней части известнякового слоя (рис. 8б) также согласуется с результатами, полученными в предшествующих исследованиях (Di Stefano, Chiarabba, 2003; Tondi, de Franco, 2003, 2006). Вместе с тем, в этих работах иных деталей строения известнякового слоя не обнаружено, вероятно потому, что для получения стабильного результата потребовалось вводить регуляризацию на основе меры гладкости решения.

Наиболее интересная черта, обнаруженная по результатам данной работы, — низкоскоростной «корень» вулкана в пределах известнякового слоя на глубинах 1.5-4.2 км. В предшествующих работах детальность модели на соответствующих глубинах не позволила выделить каких-либо структур. Следует понимать, что в полученном решении аномалия под вулканической постройкой носит дипольный характер: под высокоскоростной аномалией в пределах верхнего вулканогенно-осадочного слоя находится низкоскоростная аномалия в известняковом слое. Аномалии дипольного характера в задачах лучевой сейсмической томографии всегда вызывают настороженность, поскольку, в случае близкого направления лучей, пересекающих аномалию двух знаков, существует очевидная эквивалентность в перераспределении скорости. В данном случае, однако, указанные две аномалии реконструированы по данным о временах пробега независимых лучей волн различных типов: как положение, так и амплитуда высокоскоростной аномалии в верхнем слое надежно заверяется данными о временах пробега рефрагированных волн, лучи которых пересекают аномалию под разнообразными углами: от близвертикальных до горизонтальных. Низкоскоростная аномалия в нижнем слое опирается на независимую информацию о временах пробега преломленно-рефрагированных волн.

Полученные результаты позволяют предположить, что низкоскоростная аномалия в

основании вулкана соответствует нарушенным во время подъема магматического материала и вулканических землетрясений слоям известняка. Это предположение подтверждается тем, что положение данной аномалии хорошо согласуется с положениями очагов вулканических землетрясений, определенными в работе (Lomax et al., 2001).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение алгоритма лучевой сейсмической томографии с адаптивной параметризацией среды к интерпретации результатов исследований по проекту TOMOVES позволило получить весьма детальную модель строения вулкана Везувий и прилегающих областей. Эта модель в ряде черт, касающихся строения вулканической постройки и верхнего вулканогенно-осадочного слоя, хорошо согласуется с результатами предшествующих исследований (Di Stefano, Chiarabba, 2003; Lomax et al., 2001; Tondi, de Franco, 2003, 2006), обладая несколько большей детальностью. Кроме того, в результате выполненной интерпретации удалось достичь большей, сравнительно с предшественниками, детальности в модели строения нижележащего известнякового слоя, в частности — обнаружена низкоскоростная аномалия непосредственно под вулканической постройкой.

Полученные результаты подтверждают эффективность и достоверность интерпретации, выполняемой при помощи алгоритма, представленного в работах (Тихоцкий и др., 2011; Tikhotsky, Achauer, 2008), и демонстрируют новые возможности, предоставляемые этим алгоритмом, в отношении повышения детальности моделей в вулканических областях, неравномерно освещенных сейсмическими лучами.

## Список литературы

- Тихоцкий С.А., Фокин И.В., Шур Д.Ю. Активная лучевая сейсмическая томография с использованием адаптивной параметризации среды системой вэйвлет-функций // Физика Земли. 2011. № 4. С. 67-86.
- Berrino G., Coppa U., De Natal G., Pingue F. Recent geophysical investigation at Somma-Vesuvius volcanic complex // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1993. V. 58. P. 239-262.
- De Natale G., Troise C., Pingue F. et al. Structure and dynamics of the Somma-Vesuvius volcanic complex // Mineralogy and Petrology. 2001. V. 73. P. 5-22. doi: 10.1007/s007100170007.
- Di Stefano R., Chiarabba C. Active source tomography at Mt. Vesuvius: Constraints for the magmatic system // JGR. 2002. V. 107. № B11. P. 2278. doi:10.1029/2001JB000792,2002.

- Gasparini P. and TOMOVES Group.* Looking inside Mt. Vesuvius // *Eos Trans. AGU.* 1998. V. 79. P. 229-230.
- Lomax A., Zollo A., Capuan P.O., Virieux J.* Precise, absolute earthquake location under Somma-Vesuvius volcano using a new 3D velocity model // *JGR.* 2001. V. 146. P. 313-331.
- Nolet G.* A Breviary of seismic tomography. N-Y: Cambridge Univ. Press, 2008. 344 p.
- Scandone R., Giacomelli L., Gasparini P.* Mt. Vesuvius: 2000 years of volcanological observations // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1993. V. 58. P. 5-26.
- Tikhotsky S., Achauer U.* Inversion of controlled-source seismic tomography and gravity data with the self-adaptive wavelet parametrization of velocities and interfaces // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 172. P. 619-630.
- Tondi R., de Fran R.* Three-dimensional modeling of Mount Vesuvius with sequential integrated inversion // *JGR.* 2003. V. 108. № B5. P. 2256. doi:10.1029/2001JB001578,2003.
- Tondi R., de Franco R.* Accurate assessment of 3D crustal velocity and density parameters: Application to Vesuvius data sets // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2006. V. 159. P. 183-201.
- Zhao D., Hasegawa A., Kanamor H.* Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 22313-22329.
- Zollo A., De Matteis R., De Auria L., Virieux J.* A 2-D non linear method for travel time tomography: application to Mt. Vesuvius active seismic data // *Problems in Geophysics for the Next Millenium / Eds Boschi E., Ekstroem G., Morelli A., ING-Ed. Compositori, Bologna, 2000. P. 125-140.*

## VESUVIUS VOLCANO STRUCTURE BASED ON SEISMIC TOMOGRAPHY. RESULTS FROM NEW INVERSION OF THE TOMOVES DATA

S.A. Tikhotsky<sup>1</sup>, U. Achauer<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Foundation of the Russian academy of sciences Schmidt institute of the Physics of the Earth RAS; e-mail: sat@ifz.ru*  
<sup>2</sup>*Institute de Physique du Globe de Strasbourg (France). CNRS UMR 7516*

In order to study Vesuvius Volcano (Italy), active travelttime seismic tomography algorithm with the adaptive media parameterization were applied to the TOMOVES (1994 - 1996) experiment dataset. The velocity model shows certain key features that are in a good agreement with the previous studies and geologic and geophysical data: high-velocity anomaly inside the volcano cone, low-velocity anomalies over the volcano flanks and the upwelling of the limestone basement towards East. At the same time our model shows better resolution in the upper 2 km of the crust and reveals a low-velocity anomaly at 2-4 km depth beneath the volcano edifice. The position of this anomaly coincides with the cluster of the volcano earthquakes.

*Keywords: travelttime seismic tomography, Vesuvius Volcano, adaptive media parameterization.*