

РАЗВИТИЕ МОДЕЛИ ОСТРОВА ЭЛЬ ИЕРРО КАНАРСКОГО АРХИПЕЛАГА НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ НИЗКОЧАСТОТНОГО МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.В. Горбатигов¹, М.Ю. Степанова¹, Х. Арнозо², Ф. Монтезиньос²

¹Институт физики Земли РАН, Москва, 123995, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Б. Грузинская, д.10, e-mail: avgor70@mail.ru.

²Институт астрономии и геодезии Университета Комплютенсе, Мадрид

Введение

Канарские острова имеют вулканическое происхождение и расположены у северо-западного побережья Африки на океанической коре мезозойского возраста. Считается, что они являются цепью островов, образованных над горячей точкой, подобно островам Гавайского архипелага [7]. Крупномасштабная модель, полученная по сейсмической томографии указывает на наличие мантийного плюма под Канарскими островами [15]. Возраст островов имеет тенденцию к уменьшению с востока на запад и составляет около 20 млн. лет для островов Лансарот и Фуэртовентура и 1.2 млн. лет для самого западного острова Эль Иерро [7].

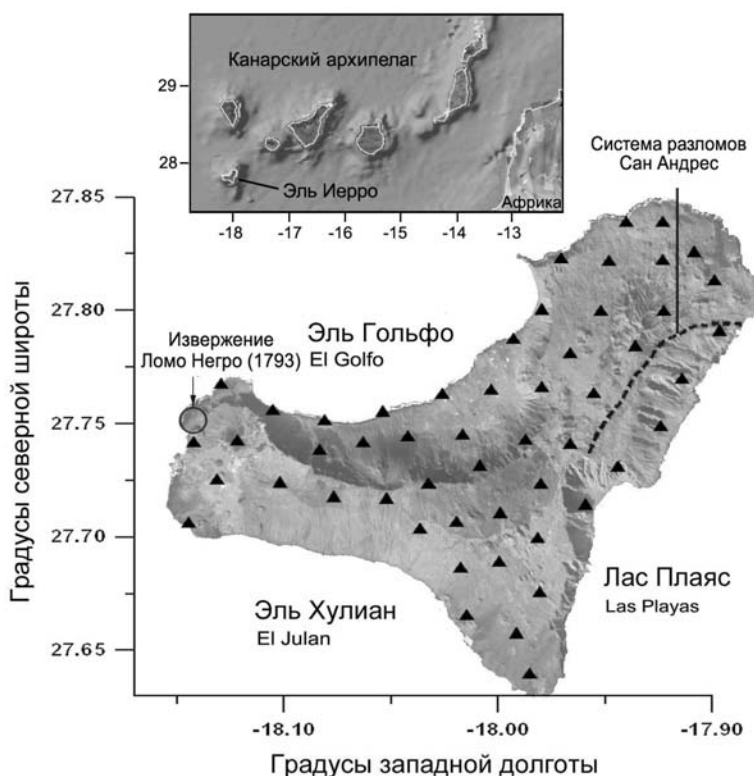


Рис. 1. Космический снимок поверхности острова Эль Иерро в составе Канарского архипелага. Треугольниками отмечены точки сети микросейсмической съемки

Максимальная высота острова Эль Иерро (рис. 1) над поверхностью океана составляет 1.5 км, глубина моря в районе острова около 4 км. Наиболее представительное геологическое описание острова мы находим в работах [8, 9]. Согласно им вулканическая активность на острове Эль Иерро делится на три этапа. Образование надводной части началось с построения вулкана Тиньор в северо-восточной области острова (в период примерно от 1.12 до 0.88 млн лет

назад). В результате гигантского скола северо-восточная часть вулкана была разрушена. Новый вулкан Эль Гольфо заполнил образовавшуюся депрессию, в результате чего была образована (достроена) северо-западная часть острова. Время действия этого вулкана оценивается приблизительно от 545 до 176 тыс. лет назад. В дальнейшем постройка была снова разрушена. Последующие извержения на острове в период с 145 тыс. лет до 2500 лет назад происходили вдоль разломов с трехлучевой геометрией. В историческое время произошло извержение на краю северо-западного луча острова (Lomo Negro

volcano, 1793) [8, 9]. Оценки глубины накопления магмы для острова Эль Иерро составляют ~ 20-30 км [14].

В районе острова Эль Иерро был проведен ряд геофизических работ, в том числе крупномасштабные морские съемки [4, 10]. Были выявлены некоторые характерные особенности данного района. Согласно [19] кора в районе острова имеет толщину от 6-ти до 9-ти км максимум. Проведенная на самом острове гравиметрическая съемка совместно с данными по морским гравиметрическим измерениям позволила определить трехмерную структуру плотностных контрастов острова до глубины 10 км. В центре острова на глубине 3-10 км была выделена положительная гравитационная аномалия, ассоциируемая с интрузивным телом [16].

Возможность дальнейшего развития модели острова для больших глубин авторы связывают с применением независимых геофизических методов и комплексирования их результатов с ранее полученными данными гравиметрических исследований. Однако существуют достаточно очевидные обстоятельства, затрудняющие проведение сейсмологических работ в пределах острова Эль Иерро. Размеры острова весьма ограничены (см. рис. 1), а рельеф поверхности при этом чрезвычайно изрезан. Самая верхняя часть разреза представлена во многом случайной комбинацией участков застывших вулканических лав и рыхлых пепловых отложений. Таким образом, ввиду ожидаемых многократных переотражений чрезвычайно затруднительно применение сейсморазведочных работ в их классической постановке, не говоря уже о технических трудностях и высоких затратах.

Альтернативой сейсмическим методам в классической разведочной постановке могут служить методы сейсмической томографии с использованием объемных и поверхностных волн от землетрясений, а также поверхностных волн микросейсмического поля. Некоторые вулканы мира были исследованы в последние годы таким образом (например, [3, 5]). При этом, как следует из данных публикаций, требуется наличие довольно большой сети станций, что на данный момент имеется только на немногих вулканах. Глубина исследований, как правило, не превышает 20-ти км.

Не располагая сейсмической сетью на исследуемом острове, авторы осуществили его своеобразное сейсмическое зондирование с применением нового метода, где в качестве зондирующего сигнала используются низкочастотные микросейсмы.

Метод низкочастотного микросейсмического зондирования

Метод низкочастотного микросейсмического зондирования базируется на анализе пространственного распределения амплитуд вертикальной составляющей микросейсмического поля для всех частот спектра в допущении, что вертикальная компонента поля преимущественно определяется вкладом фундаментальных мод волн Рэлея [2]. Допущение о преобладающем вкладе фундаментальных мод Рэлея в вертикальную компоненту основывается на большом количестве экспериментальных исследований, выполняемых в мире, и в настоящее время может считаться обоснованным (см., например, [18]).

Для исследования взаимодействия Рэлеевской волны с заглубленной и локализованной по вертикали и горизонтали неоднородностью авторы провели численное моделирование методом конечных элементов (рис. 2). Выяснилось, что если глубина залегания неоднородности значительно превышает длину поверхностной волны - а значит, эффективную глубину ее проникновения - то волна распространяется вдоль поверхности без взаимодействия с неоднородностью. Это никак не проявляется для наблюдателя на поверхности. Если модельную неоднородность приближать к поверхности, то, начиная с некоторой глубины, волна взаимодействует с ней. Имеют место характерные в волновых полях процессы преломления и отражения.

В общем случае, если сейсмические скорости в неоднородности выше, чем в окружающем полупространстве, то над неоднородностью амплитуда вертикальной компо-

ненты уменьшается, если же скорости в неоднородности ниже, чем в окружающем полупространстве, амплитуда увеличивается. Были выполнены многократные повторные расчеты данной модели с различными значениями взаимных скоростей полупространства и неоднородности и различными соотношениями между длиной волны, размерами неоднородности и глубиной ее расположения. Удалось установить, что неоднородность начинает заметно искажать поле амплитуд распространяющихся по поверхности волн, если верхний край неоднородности находится на глубине равной приблизительно половине длины этой волны.

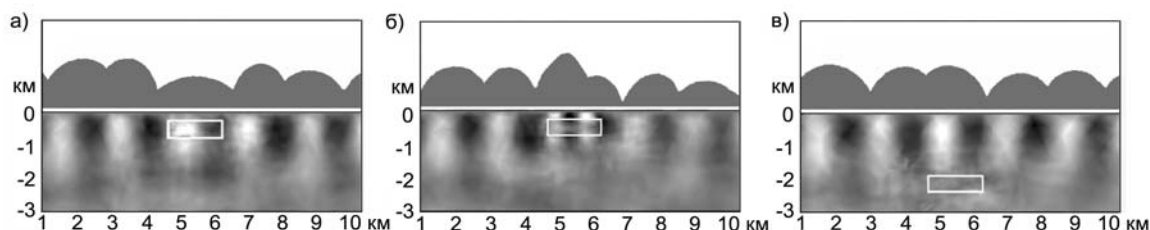


Рис. 2. Моделирование взаимодействия локальной неоднородности с распространяющейся фундаментальной модой Рэлея (двумерная задача). Тонем показано поле сдвиговых напряжений σ_{xy} ; *а*)- сравнительно высокоскоростная неоднородность на глубине $H=0.5\lambda$; *б*)- сравнительно низкоскоростная неоднородность на глубине $H=0.5\lambda$; *в*)- глубокое расположение неоднородности по сравнению с проникновением волны, взаимодействия не наблюдается, независимо от скоростных свойств неоднородности. В верхней части каждого рисунка схематически изображено соответствующее рассчитанное поле смещений поверхности

Технология реализации данного метода сводится к накоплению спектров мощности амплитудного поля микросейсм в частотном диапазоне от сотых долей Герца до нескольких Герц на определенном полигоне над исследуемым объектом пошагово от точки к точке. На базе полученных спектров строятся карты амплитудных распределений для каждой частоты f , и эти карты привязываются к определенной глубине путем простой оценки

$$H(f) = K \cdot \lambda(f), \quad (1)$$

где $H(f)$ - расчетная глубина соответствующего амплитудного распределения, K - числовой коэффициент, равный 0.5, $\lambda(f)$ - длина фундаментальной моды Рэлеевской волны частоты f . При этом, спектр микросейсмического сигнала в каждой точке, накапливался по мере достижения им статистической устойчивости.

Подход обуславливает необходимость контролировать два обстоятельства: 1) преобладающий тип волны в измеряемом микросейсмическом поле для правильной интерпретации результатов и 2) стационарность измеряемых статистических параметров. Используя пространственные свойства спектральных характеристик микросейсм для оценки геологических параметров, мы должны быть уверены, что измеряемые величины являются в необходимой мере стационарными и не зависят от календарной даты измерений, от погоды, времени суток, а определяются геологическими свойствами среды.

Чтобы исключить проблемы, связанные с различием периодов стационарности микросейсм в разных частотных диапазонах и конечностью этих периодов, было предложено выполнять зондирование, взяв одну из точек на исследуемом полигоне в качестве опорной. Измерения в остальных точках сети производить одновременно с опорной точкой, а результат измерений корректировать на опорную точку. Данный прием одновременно позволяет решить проблему нормировки спектра, поскольку реальный микросейсмический спектр имеет сложную форму с областями повышений и провалов, а для зондирования предпочтительно иметь сигнал с унифицированными спектральными характеристиками. Отметим, что применение опорной точки позволяет выполнять зондирование всего двумя станциями как минимально необходимым количеством.

Длительность измерений на каждой точке сети должна быть не меньше характерного периода стационарности микросейсм даже при обеспечении коррекции на опорную точку. Это необходимо для наиболее полного представления спектра зондирующего сигнала. Во всех практических примерах длительность измерений в точках сети составляла приблизительно 1-1.5 часа, что составляет оценку сверху периода стационарности микросейсм в исследуемом частотном диапазоне (0.03-1Гц) [1].

Метод микросейсмического зондирования был проверен на тестовых объектах, представляющих собой геологические структуры, хорошо изученные стандартными, вошедшими в промышленную практику методами, в том числе бурением.

В одном из экспериментов в качестве тестовой неоднородности выступала система соляных куполов, расположенная над Астраханским газо-конденсатным месторождением. Из данных бурения было известно, что купола представляют собой соляные стенообразные образования с изгибами, высота которых остается постоянной для всей территории исследований. Кровля куполов находилась на глубине примерно 650 метров, их основания уходили до глубин 3500 метров. Межкупольные мульды отличались крутыми бортами и резким сокращением мощности соленосных отложений. Результаты съемки показали хорошее пространственное совпадение микросейсмической интенсивности для соответствующей спектральной частоты и карты изогипс фрагмента соляного купола [2].

Второй эксперимент относился к Мизийской плите, району Северо-Болгарского поднятия. На разрезе полученном по микросейсмическому зондированию наблюдалось выраженное погружение фундамента, проявляющееся, как систематическое увеличение глубины залегания кровли высокоскоростных пород приблизительно от 1 км на севере до 3 км на юге профиля. Этот результат фактически совпал с результатами бурения и независимо проведенного промышленного глубинного сейсмического зондирования [2].

Таким образом, численное моделирование и проверка на тестовых объектах показали, что фоновое микросейсмическое поле может использоваться для исследования структурных особенностей геологической среды. При этом необходимо помнить, что по сравнению с известными сейсмическими методами данный подход не определяет абсолютные скорости сейсмических волн, а позволяет получить разрезы только по контрастам сейсмических скоростей.

Исходные данные

Летом 2004 года были проведены измерения на территории острова Эль Иерро. Точки измерительной сети отмечены на рис.1 темными треугольниками. При измерениях использовалась переносная сейсмостанция на базе сейсмометра СМЗ-ОС, разработанного в лаборатории Геофизической службы РАН. В измерениях частотный диапазон канала составлял 0.03-15 Гц, базовая чувствительность канала – $4 \cdot 10^3$ вольт·сек/м. Общая длительность измерения в каждой отдельной точке составляла примерно 1.2 часа. Частота дискретизации сигнала составляла 100 отсчетов на канал. В оборудованном месте в подземном туннеле в северной части острова была установлена опорная сейсмостанция с характеристиками измерительного канала и параметрами записи эквивалентными переносной сейсмостанции.

Скорректированные на опорную станцию относительные спектры, приведенные к децибеллам и помещенные в общую таблицу вместе с координатами измерительных точек, представляли собой окончательный результат измерений. Для построения трехмерного изображения среды под островом в параметрах скоростных контрастов необходимо привязать каждую частоту в полученном наборе спектров к соответствующей глубине.

Согласно соотношению (1), глубина горизонта **H**, формирующего распределение спектральной амплитуды частоты **f** микросейсмического сигнала на поверхности, равна

$H(f) \approx 0.5 \cdot \lambda(f)$. Здесь $\lambda(f)$ – длина фундаментальной моды волны Рэлея, определяемая соотношением $\lambda(f) = V(f)/f$, f – частота в спектре, а $V(f)$ – экспериментально полученная зависимость фазовой скорости микросейсмических волн от частоты, присущая данному месту измерений.

В идеальном случае функцию $V(f)$ необходимо измерять в каждом месте исследований, где мы собираемся применить низкочастотное микросейсмическое зондирование. Тогда в результирующих разрезах положение объектов по глубине будет определяться с минимальной погрешностью. Однако в практике не всегда возможно произвести оценку $V(f)$ для намеченного региона исследований. Например, в нашем случае небольшие размеры острова в плане наряду с большим высотным градиентом и изломанностью рельефа приводят к необходимости воспользоваться в качестве региональной функции $V(f)$ некоторой обобщенной оценкой, полученной по другим регионам близкого геологического генезиса.

В качестве функции $V(f)$ авторы использовали расчетную зависимость, в виде полинома 5-го порядка, построенного методом наименьших квадратов по восьми экспериментальным оценкам функции $V(f)$ на различных площадках на территории Японии по данным [18]. Данная зависимость имеет неплохое совпадение с оценками, полученными в других местах Земли - на вулкане Килауэа (о. Гавайи) [20] и на вулкане Питонде-Неж (о. Реюньон) [5].

В связи с оценкой функции $V(f)$ необходимо затронуть вопрос о точности, который представляет собой отдельную проблему. В рамках данной работы этот вопрос не может быть представлен достаточно исчерпывающим образом. Здесь укажем лишь, что по результатам численного моделирования и полевых исследований на тестовых объектах авторы получили следующие первоначальные оценки. Разрешающая способность по определению границ геологических объектов контрастно выделяемых в поле сейсмических скоростей составляет около 5% от длины соответствующей зондирующей волны по горизонтали и около 10% по вертикали или 10% и 20% от глубины залегания границы объекта. Причем эти цифры по-разному зависят от точности, с которой произведена оценка функции $V(f)$. Ошибки оценки этой функции практически не сказываются на результате определения положения горизонтальных границ. Но, как следует из формулы (1), ошибки оценки $V(f)$ добавляются в виде мультипликативной погрешности в определение глубины объекта для каждой частоты f .

Результаты исследования

На рис. 3 показана экспериментальная модель скоростных контрастов под островом Эль Иерро до глубины 50 км, полученная в результате обработки данных измерений по методу микросейсмического зондирования. Начало координат горизонтальных осей соответствует географическому положению 27.64 N и 18.15 W, глубины отсчитываются от уровня моря. Шкала отражает степень интенсивности амплитудной реакции на прохождение через исследуемый объем цугов микросейсмических волн. Нулевая точка шкалы выбирается условно, а тон отражает увеличение интенсивности относительно выбранного нуля в децибеллах.

Ранее отмечалось, что при прохождении через неоднородность фундаментальной Рэлеевской моды, если сейсмические скорости в неоднородности ниже, чем во вмещающем пространстве, амплитуды на поверхности повышаются. Если скорости выше, амплитуды понижаются. К настоящему времени авторы еще не изучили исчерпывающим образом взаимосвязи между размерами неоднородностей, степенью искажения амплитуд и контрастами скоростей. Исследования в этом направлении продолжаются. В данной работе мы пока предлагаем только интерпретационную схему, построенную по принципу «выше амплитуда – ниже скорость и, наоборот». Как будет видно из дальнейшего, даже такая упрощенная схема позволяет получить новые представления об истории острова и развить существующие модели.

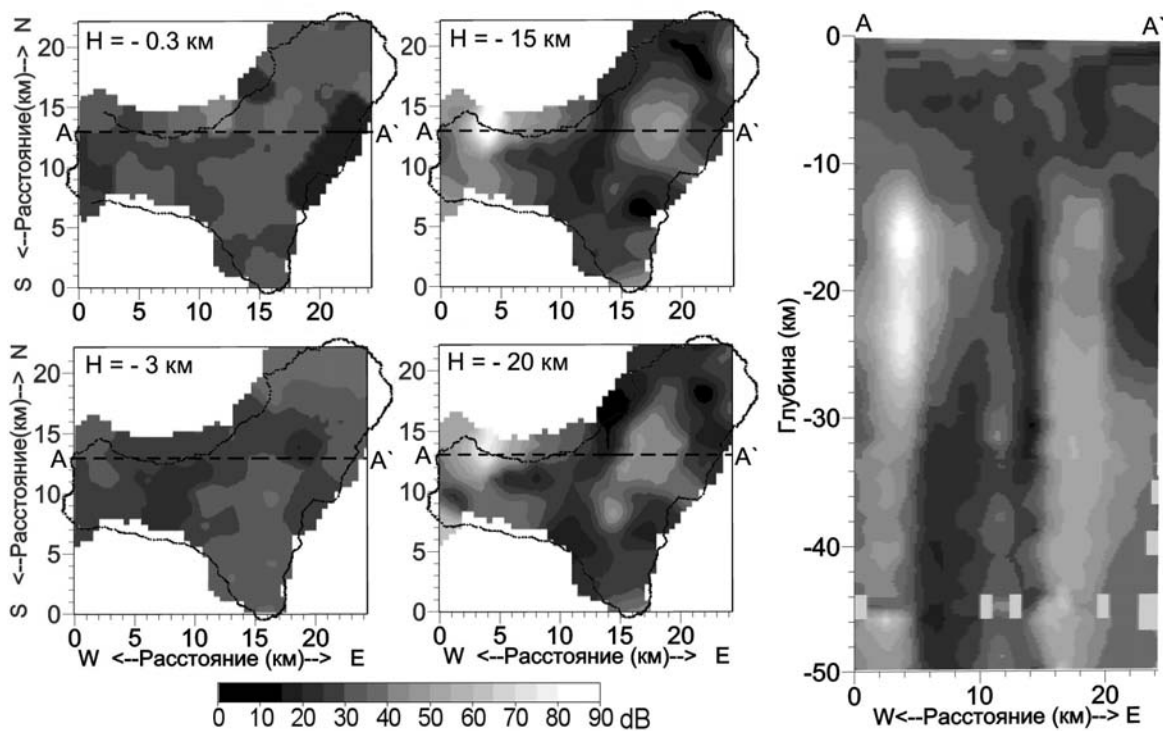


Рис. 3. Скоростные контрасты под о. Эль Иерро полученные по микросейсмическому зондированию - горизонтальные срезы и вертикальный срез AA', его положение показано на горизонтальных срезах пунктирной линией AA'

По микросейсмическим данным под островом Эль Иерро (см. рис. 3, вертикальный срез) выделены две крупных низкоскоростных области. Восточная низкоскоростная область находится под потухшими вулканами Тиньбор и Эль Гольфо. Она простирается в диапазоне от 10 км до 50 км, где ограничивается максимальной глубиной нашего исследования. Непосредственно над этой низкоскоростной зоной мы видим зону повышенных скоростей, которая на уровне дна океана начинает терять ярко выраженные вертикальные и начинает принимать горизонтальные очертания. При этом она отклоняется в восточном направлении, а ее верхний край достигает примерно уровня океана.

Вторая крупная низкоскоростная область находится под оконечностью западного луча острова. Напомним, что здесь произошло крупное историческое извержение Ломо Negro в 1793 г. Эту низкоскоростную область можно проследить в диапазоне глубин примерно от 5 км и до 50 км. В отличие от восточной структуры, над ней не просматривается четко локализованной контрастной области повышенных скоростей, а, напротив, она имеет низкоскоростное продолжение почти до поверхности (хотя и не такое контрастное, как сама область) с выраженным западным трендом.

Наконец отметим, что вдоль всей северной части побережья Лас Пляс в диапазоне от 0 до 3 км выделяется консолидированная высокоскоростная область (см. рис. 3, глубины 0.3 и 3 км). Судя по вертикальному разрезу, эта область имеет отношение к верхней консолидированной части, лежащей над восточной низкоскоростной зоной. В плане эта область также коррелируется с вытянутой вдоль побережья известной системой разломов Сан Андрес [8, 9].

Чтобы убедиться, что полученная в эксперименте структура с различными скоростями в верхней и нижней части действительно существует, а не является артефактом, авторы провели численное моделирование. Для моделирования использовался программный пакет «Comsol Multiphysics», который предварительно был подвергнут тестированию.

Результаты моделирования приведены на рис. 4 (более подробно см. [2]). Видно, что заданное интрузивное тело проявляется вполне четко. Наблюдаются также некоторые артефактные аномалии дифракционного характера над заданной неоднородностью и по бокам от нее. Результаты моделирования показывают принципиальную возможность «увидеть» с помощью описанного выше алгоритма микросейсмического зондирования заданную аномалию, состоящую из двух частей с различными сейсмическими скоростями.

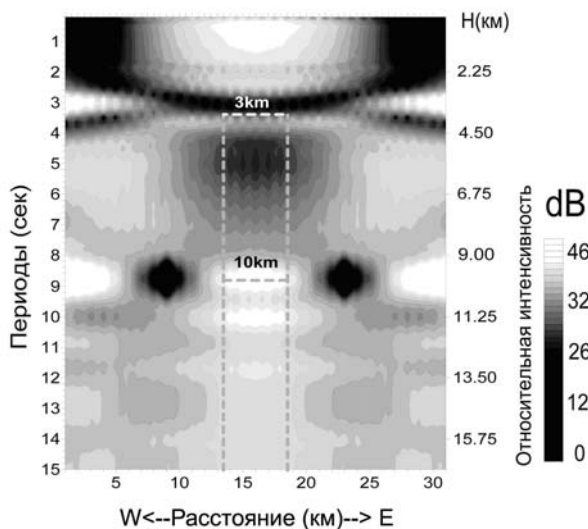


Рис. 4. Результат моделирования неоднородности в полупространстве

Обсуждение результатов

Совместное рассмотрение результатов по микросейсмическому зондированию о. Эль Иерро и результатов по трехмерной инверсии его гравиметрического поля (рис. 5) [16] позволяют сделать ряд важных наблюдений. Во-первых, обнаруживается хорошее пространственное совпадение интрузивного тела в северо-восточном луче острова и положительной гравиметрической аномалии, известной из ранних исследований (см. рис. 3 и рис.

5). Там, где по гравиметрическим данным выявляется интрузия с повышенной плотностью, на микросейсмическом разрезе выявляется интрузивное тело, прослеживающееся примерно от глубины 2 км до 50 км.

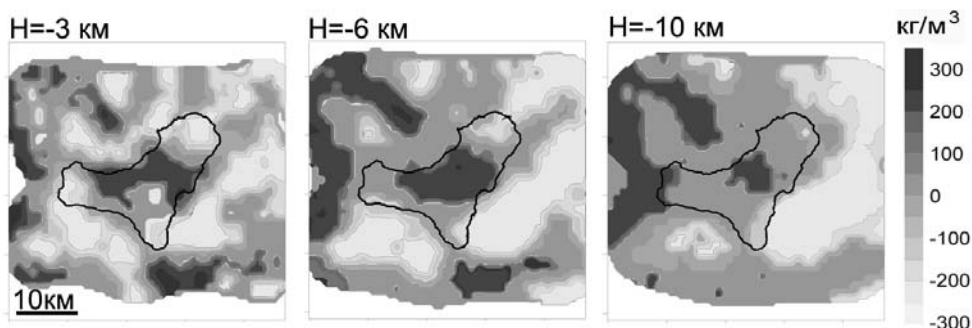


Рис. 5. Модель плотностных контрастов по [16].

Уместно вспомнить, что на о. Лансароте Канарского архипелага в 2000 г. был реализован аналогичный комплекс исследований, который также привел к выделению пространственно совпадающих аномалий в его центральной части, а именно положительная гравиметрическая аномалия совпадала с высокоскоростной аномалией, определенной по снижению амплитуд микросейсмического поля [13].

Принимая во внимание общую причину возникновения островов, корреляцию результатов микросейсмического зондирования с гравиметрической съемкой и данными геологических исследований на о. Эль Иерро, можно с достаточной уверенностью утверждать, что в северо-восточном луче о. Эль Иерро выделяется интрузия магматического происхождения. Исходя из ее положения и данных о возрасте пород на поверхности над ней, можно предположить, что именно эта интрузия спровоцировала появление первоначальной субаэральной постройки острова – вулкана Тиньор [8, 9].

Согласно [8, 9], развитие вулкана Тиньор происходило быстро, в несколько этапов, включая эксплозивную фазу. Этим, видимо, можно объяснить полученный в экспери-

менте отчетливый двухфазный состав восточного интрузивного тела. Верхняя высокоскоростная и плотная «пробка», находящаяся в диапазоне глубин от 2 до 10 км, видимо, составлена консолидированными базальтами и образовалась ввиду интенсивной дегазации и скачкообразного смещения точки Кюри при выходе интрузии к поверхности. В свою очередь, кора, как более раздробленная среда по сравнению с верхней мантией, способствовала отводу дегазировавших флюидов и таким образом повлияла на формирование «пробки» и определила ее характерные размеры. В свою очередь, глубинная часть интрузии оказалась запертой. До настоящего времени в ней находится определенный процент жидкого магматического расплава, что определяет относительно низкие сейсмические скорости, проявившиеся в нашем эксперименте.

В центре западной интрузии расположена область со значениями относительной интенсивности 70-90 дБ, что является максимумом для всего анализируемого объема. Исходя из нашей интерпретационной схемы, мы можем предположить, что в этой области мы наблюдаем самые низкие сейсмические скорости S-волн, что в свою очередь означает наличие здесь большого процента расплава.

Таким образом, есть основания полагать, что здесь находится современный магматический очаг. При тщательном рассмотрении на вертикальном срезе эта область выделяется на глубине 14-18 км с относительной интенсивностью более 80 дБ, ее горизонтальные размеры составляют примерно 2 x 2 км. Снизу к ней примыкает область на глубине 18-26 км с относительной интенсивностью 70-80 дБ.

Сравнивая наши результаты с результатами геохимических исследований [12, 14] можно предложить следующую классификационную схему. Найденная нами на глубине 14-18 км область может идентифицироваться как область временного скопления магмы перед подъемом к поверхности. По данным исследований на о. Ла Пальма [12] такая область должна находиться на глубинах ~8-19 км (давление 0.25-0.61 GPa). При этом область на глубине 18-26 км может рассматриваться как магматическая область, где происходит основное фракционирование. По данным исследований на о. Эль Иерро [14] область скопления магм и фракционирования должна находиться на глубинах ~20-30 км (давление 0.65-0.95 GPa).

По мнению авторов, различия в строении западной и восточной интрузии можно объяснить, если рассмотреть их в контексте исторического развития острова. Обе интрузии, имеющие общий магматический источник на глубине около 100 км или более согласно [8, 9] могли подниматься к поверхности одновременно. После того, как восточная интрузия первой достигла земной коры, произошел ряд извержений взрывного типа с постройкой вулкана Тиньор. Это привело, во-первых, к дегазации восточной интрузии с образованием «пробки», и, во-вторых, к резкому падению давления в обеих интрузиях и, следовательно, к приостановлению поднятия вещества. В результате западная интрузия превратилась в изолированный магматический объем, медленно остывающий с течением времени. Данная историческая схема также не противоречит известным геологическим данным об общем западном тренде возрастов пород, составляющих постройку острова [8, 9].

Обращает на себя внимание тот факт, что в гравиметрическом поле восточная интрузия выявляется достаточно четко как положительная аномалия, начиная с глубины 3 км и до глубины, как минимум, 10 км (см. рис. 5). При этом западная интрузия в гравитационном поле просматривается лишь фрагментарно.

Видимо, это свидетельствует о том, что в западной интрузии не было массовой доставки базальтового вещества в толщу коры, а проникновение шло по отдельным тонким разломным каналам. В диапазоне глубин, соответствующих океанической коре, в настоящее время нет представительного количества консолидированной магмы, которая могла бы проявиться в гравитационном поле.

Экспериментальные данные не противоречат также схеме, в которой западная интрузия поднимается позже восточной вследствие смещения горячей точки. В этом слу-

чае необходимо предположить, что западная интрузия в настоящее время не остыла, а процесс фракционирования находится в начальной стадии и далек от своего завершения.

Однозначная интерпретация результатов микросейсмического зондирования на малых глубинах затрудняется тем, что породы островной постройки при одном и том же вещественном составе и плотности могут обладать различными скоростями ввиду начавшихся процессов выветривания и разрушения. При рассмотрении малых глубин, помимо отмеченной выше консолидированной высокоскоростной области вдоль северной части побережья Лас Пляяс, отметим лишь схожесть структур по гравиметрическим и микросейсмическим данным на глубине 3 км. Например, на срезе плотностных контрастов мы видим (см. рис. 5, глубина 3 км) аномальное тело с повышенной плотностью, которое имеет вид подковы, выгнутой на север. Похожую форму можно также различить на срезе в виде зоны пониженной интенсивности для глубины 3 км (см. рис. 3, глубина 3 км), что соответствует повышенным сейсмическим скоростям. В данном случае естественно предположить, что пространственное соответствие в скоростном и плотностном поле обусловлено формой затвердевшей излившейся магмы, возможно, поступившей из восточной интрузии.

Наконец, рассмотрение микросейсмических результатов дает нам информацию, проливающую дополнительный свет на дискуссию о причинах формирования трехлучевой структуры острова Эль Иерро [6, 8, 17]. На рис. 3 видно, что западное и восточное интрузивные тела разделяются высокоскоростной вертикальной мембраной практически по всей глубине, на которой они видны. Видимый азимут залегания мембраны в плане составляет 30 градусов, что почти совпадает с азимутом северо-восточного рифтового луча о. Эль Иерро, о котором говорит [6]. Однако из наших результатов никак не выявляется структурная связь между северо-восточным рифтовым лучом (35 град.) и северо-западным рифтовым лучом (275 град.) [6]. Напротив, они надежно разделены на глубине. Это хорошо видно на срезах для глубин 15 и 20 км (см. рис. 3). Западное крыло острова в данном контексте выглядит как побочная поздняя «пристройка» к ранней северо-восточной постройке, что, кстати, не противоречит геологическим данным [8, 9], но формирование трехлучевой структуры на поверхности тогда является «кажущимся» вследствие слияния построек, а совсем не обусловленным структурой предполагаемых нарушений в коре.

С другой стороны, похоже, что формирование ранней северо-восточной постройки контролируется структурой коры и верхней мантии, поскольку известно, что азимут магнитных аномалий океанической коры в районе острова составляет угол близкий к 30 град. (о. Эль Иерро расположен на магнитной аномалии M35) [11]. Тогда видимая в сейсмических скоростях мембрана, возможно, является фрагментом складки океанической коры, захватывающей по глубине и часть верхней мантии, которая при продвижении магмы вверх отчасти заложила форму будущей северо-восточной постройки на поверхности, с одной стороны, и определила геометрическое место выхода западной интрузии, с другой стороны.

Выводы

Для исследования глубинной структуры острова Эль Иерро, Канарского архипелага был применен новый метод микросейсмического зондирования. Метод базируется на свойстве скоростных неоднородностей Земной коры определенным образом искажать спектр низкочастотного микросейсмического поля в своей окрестности.

По микросейсмическим данным под островом Эль Иерро на глубине до 50 км выделены два крупных интрузивных тела. Совместное рассмотрение микросейсмических, гравиметрических результатов и сопоставление с ранее полученными геологическими и геохимическими данными других авторов позволяет предположить, что восточное интрузивное тело имело отношение к этапу раннего формирования острова. В западном

теле выделяется область на глубине 14-18 км с наиболее низкими сейсмическими скоростями. Предполагается, что здесь находится современный магматический очаг.

Комплексное рассмотрение геологических, гравиметрических и новых сейсмических данных позволило сделать ряд дополнений в схему исторического развития острова Эль Иерро, имеющих отношение к его глубинному строению.

Авторы искренне благодарят коллег из Института физики Земли РАН д.г.-м.н. Геншафта Ю.С. за внимательные и критические обсуждения материалов данной работы по мере ее подготовки на различных этапах и к.ф.-м.н. Калинину А.В. за неоценимую помощь и участие в организации и проведении полевых измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Результаты исследований статистических характеристик и свойств стационарности низкочастотных микросейсмических сигналов // Физика Земли. 2008. № 1. С. 57-67.
2. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7 (в печати).
3. Aloisi M., Cocina O., Neri G. et al. Seismic tomography of the crust underneath the Etna volcano, Sicily // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2002. V. 134. P. 139-155.
4. Bosshard E., Macfarlane D.J. Crustal Structure of the Western Canary Islands from Seismic Refraction and Gravity Data // Journal of Geophysical Research. 1970. V.75.N26.P.4901-4918.
5. Brenguier F., Shapiro N.M., Campillo M et al. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34, L02305, doi:10.1029/2006GL028586.
6. Carracedo J.C. Morphological and structural evolution of the western Canary Islands: hot-spot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends? // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1996. V. 72. P. 151-162.
7. Carracedo J.C. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1999. V. 94. P. 1-19.
8. Carracedo J.C., Badiola E.R., Guillou H et al. Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, western Canaries // Estudios Geol. 2001 V. 57. P. 175-273.
9. Carracedo J.C., Day S.J., Guillou H et al. Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1999. V. 94. P. 169-190.
10. Collier J.S., Watts A.B. Lithospheric response to volcanic loading by the Canary Islands: constraints from seismic reflection data in the flexural moat // Geophys. J.Int 2001 V. 147P.660-676.
11. Danobeitia J.J., Canales J.P. Magmatic underplating in the Canary Archipelago // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 103. P. 27-41.
12. Galipp K., Klügel A., Hansteen T.H. Changing depths of magma fractionation and stagnation during the evolution of an oceanic island volcano: La Palma (Canary Islands) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2006. V. 155 P. 285-306.
13. Gorbatikov A.V., Kalinina A.V., Volkov V.A et al. Results of Analysis of the Data of Microseismic Survey at Lanzarote Island, Canary, Spain // Pure appl. Geophys. 2004. V. 161. P. 1561-1578.
14. Hansteen T.H., Klügel A., Schmincke H.-U. Multi-stage magma ascent the Canary Islands: evidence from fluid inclusions // Contrib Mineral Petrol. 1998. V. 132 P. 48-64.
15. Montelli R., Nolet G., Dahlen F. A., et al. A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2006. V. 7. Q11007. doi:10.1029/2006GC001248.
16. Montesinos F.G., Amoso J., Benavent M. et al. The crustal structure of El Hierro (Canary Islands) from 3-D gravity inversion // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2006. V. 150. P. 283-299.

17. *Munn S., Walter T.R., Klugel A.* Gravitational spreading controls rift zones and flank instability on El Hierro, Canary Islands // *Geological Magazine*. 2006. V. 143. P.257-268.
18. *Noguchi T., Nishida R.* Determination of subsurface structure of Tottori plain using microtremors and gravity anomaly// *Journal of Natural Disaster Science*. 2002. V.24. No1. P. 1-13.
19. *Ranero C.R., Banda E. & Buhl P.* The crustal structure of the Canary basin: Accretion process at slow spreading centers // *J. geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 10 185-10 201.
20. *Saccorotti G., Chouet B., Dawson P.* Shallow-velocity models at the Kilauea Volcano, Hawaii, determined from array analyses of tremor wavefields // *Geophysical Journal International*. 2003. V. 152. I. 3. P. 633-648.

DEVELOPMENT OF THE MODEL OF EL HIERRO ISLAND (CANARY ISLANDS) ON A BASIS OF COMPLEMENTARY INTERPRETATION THE RESULTS OF LOW-FREQUENCY MICROSEISMIC SOUNDING AND GRAVIMETRIC SURVEY

A.V. Gorbatikov¹, M.Yu. Stepanova¹, J. Arnos², F.G. Montesinos².

¹*Schmidt Institute of the Physics of the Earth RAS, 123995, Moscow D-242, B. Gruzinskaya St., 10, e-mail: avgor70@mail.ru*

²*Instituto de Astronomia y Geodesia, Universidad Complutense de Madrid*

To study the deep structure of El Hierro Island, Canarian Archipelago, we used a new microseismic sounding method based on the fact that Earth's crust heterogeneities disturb in their vicinity the spectrum of low-frequency microseismic field. At the Earth's surface above the high-velocity heterogeneities the spectral amplitudes of definite frequency f are decreasing, and above the low-velocity ones they are increasing. From microseismic data, two large intrusive bodies were revealed below El Hierro Island. Moreover, joint interpretation of microseismic and gravimetric data and their comparison with previously obtained geological and geochemical data by other authors enables supposing that the eastern intrusive body relates to the early stage of the island formation, in the western body, at the depths 14-18 km the area with lowest seismic velocities could be revealed.