

Д. В. Аникиев, Д. В. Панкратова, Б. М. Каштан, Д. Гаевски

ЛОКАЛИЗАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ИСТОЧНИКА С ПОМОЩЬЮ СУММИРОВАНИЯ ПО ДИФРАГИРОВАННЫМ ВОЛНАМ

Введение

Построение корректных сейсмических изображений является одной из важнейших задач геофизики. В настоящей работе используется построение изображения на основе пассивных сейсмических наблюдений для определения точного пространственного положения (локализации) точечного сейсмического источника.

Задача локализации сейсмических источников (в частности, землетрясений) является одной из базовых задач сейсмологии, которая достаточно подробно изучена [10–13]. Постановка задачи локализации может быть сформулирована следующим образом [20]. В качестве начальных данных принимается массив из времен прихода сигнала и скоростная модель среды, по которым определяется момент времени возбуждения источника колебаний и координаты его гипоцентра. Это определение в своей основе предполагает, что первые вступления от источника видны на определенном количестве трасс записанной сейсмограммы. В частности, это означает, что первые вступления должны быть определены по сейсмограмме еще до локализации. Методы локализации источника делятся на две группы: абсолютные и относительные. К первому типу относятся методы, в которых определение времени возбуждения и координат источника традиционно осуществляется с помощью минимизации разницы между наблюдаемыми и предполагаемыми временами приходов определенных сейсмических фаз. О последних достижениях в локализации источника описанным методом изложено в работах [18, 24–26].

Ко второй группе относятся методы, предполагающие относительную локализацию для некоторого количества источников. Методы используют разницы времен приходов между парами источников и приемников [19].

Эти методы способствуют улучшению относительной локализации между сейсмическими источниками, но они подвержены трудностям, упомянутым ранее. В описанных методиках предполагается, что сигнал от источника непосредственно виден на данных, как минимум, нескольких приемников.

В сейсморазведке локализационные методы могут быть применены для нахождения координат источников слабой сейсмической активности. Сейсмическую активность могут проявлять как естественные источники, так и искусственные, вызванные действиями человека, например, раскрывающиеся трещины в процессе проведения гидравлических разрывов пластов.

Гидравлический разрыв пласта — это создание трещин в горных породах, прилегающих к буровой скважине, за счет давления на забое скважины в результате закачки в породы вязкой жидкости. Гидравлический разрыв применяется для увеличения продуктивности нефтяных, газовых и нагнетательных скважин, образования непрони-

цаемых экранов в горных породах, улучшения условий дегазации угольных пластов и т. д. При гидравлическом разрыве в скважину закачивается вязкая жидкость с таким расходом, который обеспечивает создание на забое скважины давления, достаточного для образования трещин.

Эффективность геофизических исследований месторождений нефти (нефтегазоносных резервуаров) напрямую зависит от точности определения размеров и расположения образовавшихся в породе трещин. В случае гидроразрыва пласта локализация источников сейсмических возмущений, которыми являются края трещин, играет ключевую роль.

Таким образом, надежный и быстрый метод локализации источников сейсмичности может служить хорошим инструментом для мониторинга нефтегазоносных резервуаров в реальном времени.

Описанная методика локализации источников называется пассивной. Это обусловлено тем, что при снятии сейсмических данных не используются искусственные источники колебаний на поверхности или в скважине. Используются данные либо от естественных источников, либо от индуцированных (как в случае гидравлического разрыва пласта).

В предлагаемом подходе [1–9] используется метод дифракционного суммирования, основные положения которого будут приведены ниже. На основе метода производится построение изображения — изображающей функции (или функции источника), которая зависит от координат в пространстве. Затем определяется положение максимума изображающей функции, координаты которого в теории должны соответствовать координатам источника сейсмичности. Если скоростная модель корректна, результат, очевидно, должен зависеть от апертуры и геометрии расположения приемной системы.

После методологии будут представлены результаты численной реализации метода. Численные примеры указывают на принципиальную возможность осуществления реального эксперимента и потенциал для будущего развития.

1. Методология

1.1. Схема и основные предположения

Схема метода локализации заключается в следующем. Пассивно записанные сейсмические данные (сейсмограммы с зафиксированным волновым полем от одиночного точечного источника) задаются в качестве начальной, базовой информации, после чего эти данные обрабатываются с помощью алгоритма дифракционного суммирования для последующего определения позиции источника.

Конечным результатом алгоритма локализации являются координаты приближительного местоположения источника. Точность локализации, очевидно, будет определяться шириной апертуры приемной системы, а также полнотой и точностью информации о скоростной модели среды.

Результат можно представить также в виде рисунка (или набора рисунков), иллюстрирующего амплитуду изображающей функции в зависимости от координат. Результат, представленный в виде изображения, легче интерпретировать. Кроме того, изображение несет в себе значительно большую информацию.

В пассивном сейсмическом эксперименте система сейсмических приемников записывает информацию о возмущениях, порожденных сейсмическими источниками за определенный период времени. Момент времени, соответствующий началу записи, обозначим t_1 , а конечный момент — t_2 . Изначально ни момент времени, когда был возбужден источник, ни пространственное положение источника не известны.

В работе предполагается, что источник возмущения является точечным, т. е. пространственные размеры его малы по сравнению с доминирующей длиной волны излучаемого сигнала.

Метод будет рассматриваться применительно к акустической модели среды.

Стоит отметить, что в настоящей работе используются синтетические данные, полученные с помощью программного кода, основанного на конечно-разностном алгоритме спектрального метода Фурье. Подробнее об алгоритме изложено в [4], [5]. Программный код позволяет моделировать акустические волновые поля в средах с произвольным распределением акустической скорости. Для простоты исследования проводится для двумерной модели среды, при которой скорость зависит от двух пространственных координат x и z . Для трехмерного случая метод имеет незначительные отличия, но требует существенно большего времени для моделирования волнового поля и последующей его обработки.

Полупространство (под внешней поверхностью среды) необходимо представить в виде решетки узлов, причем такая дискретизация должна быть достаточно частой, чтобы добиться необходимой точности локализации источника. Точность также ограничена апертурой приемников [22]. Необходимо выбрать часть полупространства, которая заведомо ограничит область возможного расположения источника. Количество приемников, расположение их на поверхности и апертура определяются геометрией эксперимента. В работе рассматриваются двумерные примеры и приемная система представляет собой прямую линию, вдоль которой равномерно расположен набор приемников.

Изначально допускается, что среда, в которой происходит локализация источника, однородная. В этом случае алгоритм локализации допускает ясное математическое обоснование. Тем не менее метод позволяет производить локализацию и в неоднородных средах.

1.2. Локализация источника

Интегралы, используемые в теоретической части, на практике заменяются суммами по дискретным значениям величин. В теории предполагается, что имеются записанные данные во всех точках ξ приемной линии на бесконечном интервале от $-\infty$ до $+\infty$. Однако в реальности мы имеем ограниченное количество приемников и апертуру $2L$.

Каждая точка дискретного полупространства рассматривается в качестве потенциального местонахождения источника.

Изначально предполагается, что скорость V распространения волн в данной однородной среде известна. В этом случае для времени τ распространения волн из точки пространства (x, z) в точку поверхности ξ (где находится приемник) имеет место очевидная формула:

$$\tau(\xi; x, z) = \frac{1}{V} \sqrt{(x - \xi)^2 + z^2}.$$

Таким образом, времена распространения однозначно определяются и могут быть получены аналитически.

Записанная для временного промежутка от t_1 до t_2 сейсмограмма служит в качестве входных данных. Амплитуды каждой трассы суммируются вдоль дифракционных кривых (годографов), образованных наборами времен распространения $\tau(\xi; x, z)$, для каждой рассматриваемой точки (x, z) полупространства. Время распространения в общем случае находится между двумя временными отсчетами сейсмограммы, и значение амплитуды может быть получено за счет интерполяции.

Поскольку время возбуждения источника неизвестно, необходимо провести суммирование для всех возможных времен T внутри записанного временного интервала, т.е. всего необходимо произвести $(t_2 - t_1)/\Delta t$ процедур суммирования. Иначе это можно понять так: годограф постепенно сдвигается во временном окне, а амплитуды суммируются вдоль годографа на каждом шаге. Наконец, результаты суммирования для каждого шага возводятся в квадрат и суммируются друг с другом. Конечный результат представляет собой значение изображающей функции $IM(x, z)$ для рассматриваемой точки пространства (x, z) .

Если описанный способ проводится для всех возможных точек полупространства, то получается поверхность изображающей функции. Максимальное значение на этой поверхности определяется точкой (x_0, z_0) , соответствующей местоположению источника.

1.3. Теоретическое обоснование метода

Если предположить, что амплитуды сейсмических трасс постоянны, то можно описать процесс в рамках лучевого метода [3] и исследовать изображающую функцию аналитически. Сейсмическая трасса с зарегистрированным на ней возмущением

$$u(\xi, t) = Af[t - \tau_0(\xi; x_0, z_0)],$$

где A — постоянная амплитуда (далее $A = 1$); $\tau_0(\xi; x_0, z_0)$ — время распространения возмущения от источника, находящегося в точке (x_0, z_0) до приемника в точке $(\xi, 0)$ на поверхности; f — форма сигнала в источнике.

Суммирование для каждой точки (x, z) производится по всей апертуре $2L$ вдоль кривой в форме годографа $\tau(\xi; x, z)$, но для времени $t = T + \tau(\xi; x, z)$, где T отвечает какому-то моменту из интервала от t_1 до t_2 :

$$W(T, x, z; x_0, z_0) = \int_{-L}^L f[\xi, T + \tau(\xi; x, z) - \tau_0(\xi; x_0, z_0)]d\xi. \tag{1}$$

Изображающая функция в точке (x, z) получается путем возведения в квадрат и суммирования результатов функций W из равенства (1) для каждого шага по времени во всем временном окне:

$$IM(x, z) = \int_{t_1}^{t_2} W^2(T, x, z; x_0, z_0)dT. \tag{2}$$

Далее определяется максимум функции $IM(x, z)$ из (2):

$$\max (IM(x, z)) = IM(x_0, z_0).$$

Принимается, что (x_0, z_0) определяет положение источника.

Для доказательства утверждения рассмотрим преобразование Фурье сигнала f :

$$f[\xi, T + \tau(\xi; x, z) - \tau_0(\xi, x_0, z_0)] = \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega(\tau(\xi, x, z) - \tau_0(\xi, x_0, z_0) + T)} d\omega,$$

где $F(\omega)$ спектр; ω — круговая частота. Отсюда интеграл из (1) принимает вид

$$W(T, x, z; x_0, z_0) = \int_{-L}^L d\xi \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega(\tau(\xi, x, z) - \tau_0(\xi, x_0, z_0) + T)} d\omega. \quad (3)$$

Введем функцию S в соответствии с

$$S(\omega, x, z; x_0, z_0) = \int_{-L}^L e^{i\omega[\tau(\xi, x, z) - \tau_0(\xi, x_0, z_0)]} d\xi, \quad (4)$$

которая позволяет переписать интеграл из уравнения (3) в следующей форме:

$$W(T, x, z; x_0, z_0) = \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) S(\omega, x, z; x_0, z_0) e^{i\omega T} d\omega.$$

Изображающая функция получается возведением в квадрат величины W и интегрированием по времени в записанном временном интервале. В силу того, что всегда возможно дополнить сигнал нулями, интеграл можно записать с бесконечными пределами

$$\begin{aligned} IM(x, z; x_0, z_0) &= \int_{-\infty}^{\infty} W^2(T, x, z; x_0, z_0) dT = \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |F(\omega)|^2 |S(\omega, x, z; x_0, z_0)|^2 d\omega, \end{aligned} \quad (5)$$

где в последнем равенстве применяется теорема Парсеваля. Очевидно, что функция S принимает свое максимальное значение, когда годографы $\tau(\xi, x, z)$ и $\tau_0(\xi, x_0, z_0)$ совпадают. Для правильной скоростной модели это ведет к условиям $x = x_0, z = z_0$ и

$$\max(|S(\omega, x, z; x_0, z_0)|) = |S(\omega, x_0, z_0; x_0, z_0)|, \quad (6)$$

т.е. максимум функции S имеет место, когда рассматриваемая точка пространства совпадает с действительным расположением источника в (x_0, z_0) . Тот же вывод можно сделать и для максимума функции $IM(x, z)$.

Похожий результат получается, когда применяется принцип взаимности и обращение во времени, как в методе обратного моделирования [22].

Описанный способ позволяет определять позицию источника без какого-либо предварительного выделения сигнала на трассах, что делает ее полностью автоматической.

Вследствие суммирования энергии могут быть отображены даже малые возмущения, невидимые на одиночных сейсмических трассах [22]. Это хорошо подтверждается численными экспериментами.

1.4. Случай неизвестной скоростной модели

В случае, когда скоростная модель среды известна лишь в некотором диапазоне возможных величин скорости, предлагается алгоритм, который основан на теории интегралов по траекториям [17]. В геофизике теория используется в сейсмической миграции для построения изображения при отсутствии точной скоростной модели [14–16]. Как правило, производится суммирование вдоль траекторий любого вида и определяется максимальная когерентность результатов. В данном случае траектории, по которым происходит суммирование, предполагаются гиперболическими (годографы). Вид оператора суммирования может варьироваться в соответствии с разными скоростными моделями. Таким образом, предполагается дополнительное интегрирование по скорости. Это приводит к новой (суммированной) функции \hat{S} как усовершенствованию ранее введенной функции S (4):

$$\hat{S}(\omega, x, z; x_0, z_0) = \int_{V_1}^{V_2} \int_{-L}^L e^{i\omega[\tau(\xi; x, z) - \tau_0(\xi; x_0, z_0)]} d\xi dv, \quad (7)$$

где годографы $\tau(\xi; x, z)$ должны быть вычислены для каждой, отдельно взятой скорости V , меняющейся в диапазоне от V_1 до V_2 для однородных моделей. Изображающая функция находится в соответствии с уравнением (4), однако используется функция \hat{S} вместо функции S . Позиция источника определяется максимумом изображающей функции.

Рассмотрим численные примеры локализации источника для различных моделей сред, которые демонстрируют возможности методики обработки сейсмических данных.

2. Численные примеры

2.1. Простая модель

Предложенный метод применяется к синтетическому набору данных. Модель двумерной среды однородная, скорость распространения волн в среде 3000 м/с. Узлы сетки расположены в пространстве с шагом 10 м в обоих направлениях. В каждом узле на поверхности располагается приемник. Всего имеется 198 приемников. Модель и геометрия сейсмического эксперимента показаны на рис. 1. Сейсмический источник располагается

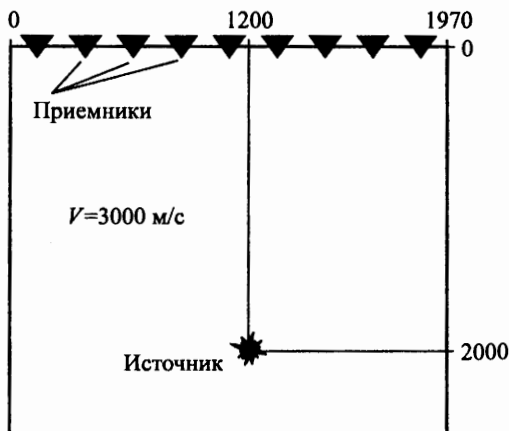


Рис. 1. Однородная модель среды со скоростью $V = 3000$ м/с

Стоит отметить, что время в представленном временном окне сейсмограммы начинается не с нуля. Полученные таким образом сейсмограммы обрабатываются алгоритмом дифракционного суммирования. Шаг сетки пространства, использованной в алгоритме, 2 м.

Необходимо отметить, что время распространения возмущения, посчитанное для выбранного узла сетки и для определенного приемника, в общем случае не попадает на

в точке $x = 1200$ м и $z = 2000$ м. Таким образом, местоположение источника выбрано несимметрично относительно центра системы приемников. Временная функция источника задается в виде импульса Риккера. Такой вид сигнала наилучшим образом имитирует реальные данные. Импульс Риккера используется во всех последующих численных экспериментах.

Сейсмограммы (рис. 2) генерируются с помощью упомянутой ранее программы моделирования волновых полей на основе конечных разностей. Доминирующая частота сигнала 100 Гц. Во избежание артефактов отражения от границ модели к крайним трассам применено затухание.

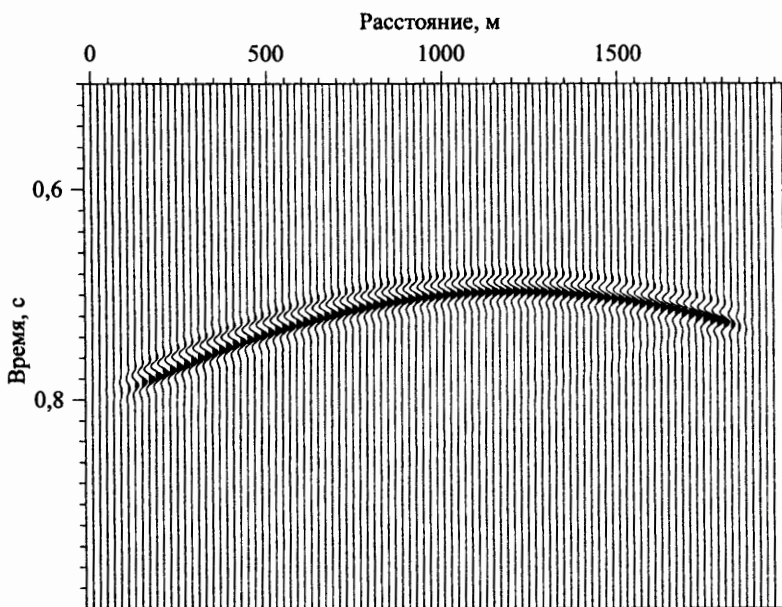


Рис. 2. Синтетическая сейсмограмма, смоделированная для простой однородной среды (см. рис. 1)

отсчет сейсмограммы, т. е. не равно целому числу временных отсчетов сейсмограммы, вследствие этого время распространения принимается равным ближайшему временно-му отсчету сейсмограммы.

После моделирования результаты локализации сравниваются с истинными значениями координат источника.

2.2. Локализация в случае простой модели

Рассмотрим результаты локализации источника для простой модели однородной среды и их зависимость от частоты исходного сигнала. При локализации использовалась знание скоростной модели, т. е. в данном случае — просто скорости распространения $V = 3000$ м/с. Результаты численного эксперимента приведены в таблице. Диапазон изменения доминирующей частоты сигнала от 25 до 125 Гц, вычисления проводились

Разница между определяемым положением максимума изображающей функции и истинным положением источника в зависимости от частоты моделируемого сигнала

Частота, Гц	Ошибка в направлении оси x		Ошибка в направлении оси z	
	абсолютная, м	относительная, %	абсолютная, м	относительная, %
25	11.8	1.0	99.4	5.0
50	3.0	0.25	28.2	1.41
75	1.0	0.001	10.0	0.005
100	0.2	0.02	7.0	0.6
125	0.01	0.0001	5.4	0.3

для пяти частот с шагом 25 Гц. Для частоты 125 Гц доминирующая длина волны 24 м, что находится в пределах границ применимости для спектрального метода Фурье [4, 5], так как необходимо, чтобы минимум два узла сетки помещались на наименьшей длине волны (для моделирования использовался шаг сетки 10 м). Как видно из таблицы, максимум изображающей функции определяется ближе к истинному положению источника для больших частот сигнала, нежели для малых. Наблюдается уменьшение разницы между положениями максимума функции и источника с увеличением частоты, что означает более точную локализацию для более высокой частоты сигнала (рис. 3). Фаза сигнала не играет роли, поскольку выполняется суммирование трасс по времени. Тем не менее положение максимума искомой функции зависит от частоты. Более того, ошибка локализации растет с уменьшением частоты вследствие того, что область фокусировки изображающей функции шире для низких частот. Максимум изображающей функции локализован в этой области фокусировки и представляет собой наиболее вероятное положение источника. Характер области фокусировки (фокальной области) виден из рис. 4. Форма фокальной области обусловлена геометрией эксперимента. Кроме того, вытянутость области вдоль глубины объясняется тем, что приемный профиль располагается именно на поверхности, вдоль горизонтальной координаты. Таким образом, разрешающая возможность алгоритма в данной постановке эксперимента выше в горизонтальном направлении. Это подтверждают значения ошибок из таблицы — по направлению z ошибка определения всегда больше, чем по x .

Расположение приемной системы на поверхности имеет свои достоинства и недо-

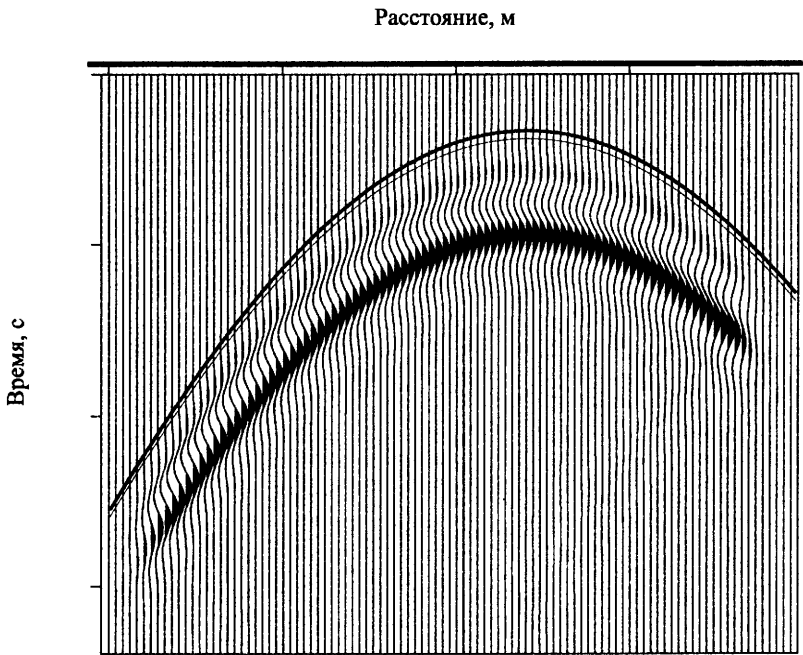


Рис. 3. Сейсмограмма для сигнала частоты 100 Гц с годографами для истинного положения источника (верхняя кривая) и для положения, определяемого алгоритмом (нижняя кривая)

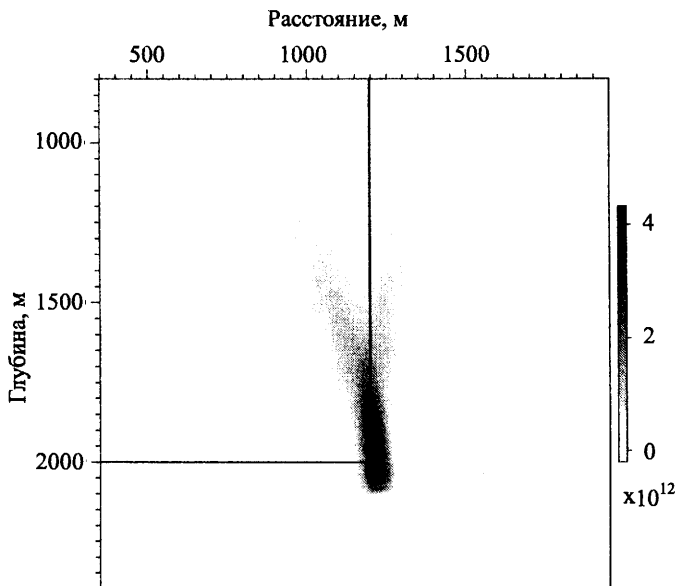


Рис. 4. Изображающая функция, полученная применением алгоритма дифракционного суммирования к синтетическим данным (см. рис. 2)

Область наибольших амплитуд изображающей функции соответствует наиболее вероятному положению источника. Черный кружок — истинное положение источника

статки. Благоприятным является тот факт, что апертуру приемников можно сделать достаточно большой, что немаловажно для изложенного метода. Чем шире апертура, тем точнее локализация источника. Кроме того, в отличие от скважинных наблюдений, где возможно поместить только один профиль регистрации на одну скважину, на поверхности практически нет ограничений по количеству, расположению и ориентации профилей. Основными проблемами при регистрации данных на поверхности являются: шумы, уровень которых может превышать уровень сигнала; приповерхностные неоднородности среды, которые рассеивают сейсмическую энергию и искажают волновые фронты распространяющихся от источника волн. Исследование влияния подобных проблем будет изложено далее.

2.3. Локализация в случае сильного шума

Рассмотрим численный пример, который моделирует ситуацию сильного приповерхностного шума, что является неотъемлемым атрибутом реального эксперимента.

Исходной моделью среды была взята та же самая простая однородная модель (см. рис. 1). Но к сейсмограмме был добавлен белый шум* с отношением сигнал/шум,** равным 0.5. Это означает, что уровень шума в 2 раза выше, чем уровень сигнала. На сейсмограмме с добавленным шумом (рис. 5) не представляется возможным выделить сигнал. Это означает, что классические локализационные методы, требующие выделения фазы сигнала в подобном случае, не могут быть применены.

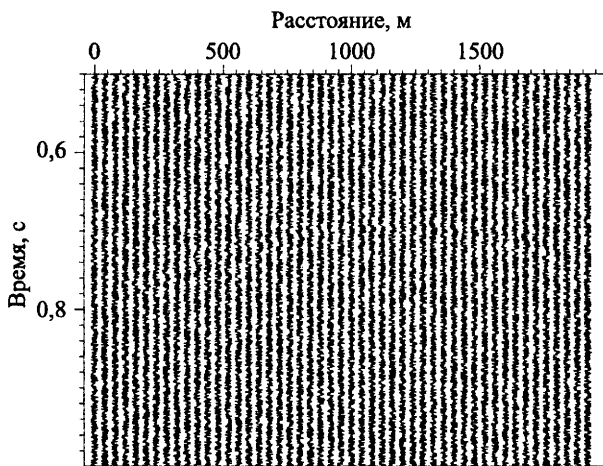


Рис. 5. Сейсмограмма, аналогичная рис. 2, но с белым шумом. Доминирующая частота сигнала 100 Гц

Результат локализации представлен на рис. 6. Несмотря на сильный шум, область фокусировки не увеличивается и не смещается, т. е. погрешность локализации не меняется. За счет суммирования амплитуд по трассам улучшается соотношение сигнал/шум.

* Белый шум — стационарный шум, спектральные составляющие которого равномерно распределены по всему диапазону частот.

** Сигнал/шум — отношение мощности сигнала к мощности шума.

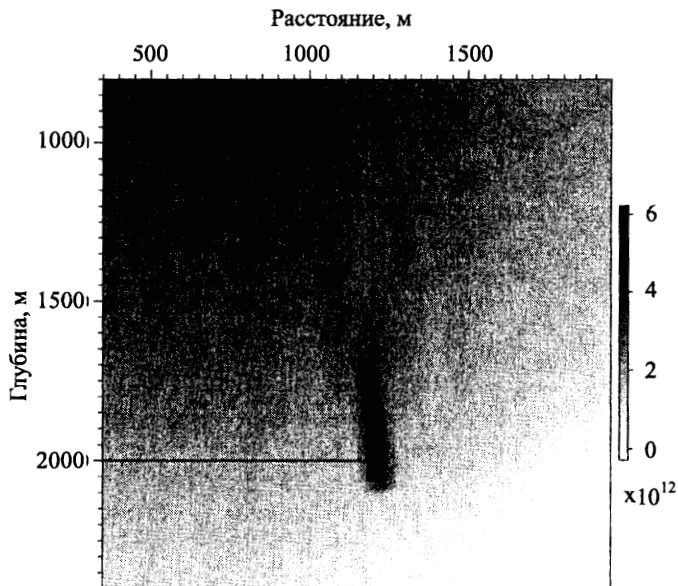


Рис. 6. Изображение источника, полученное методом дифракционного суммирования для сейсмических данных, осложненных шумом

Таким образом, результат локализации тем лучше, чем больше приемников включено в суммирование.

2.4. Локализация при наличии слоя неоднородности

Рассмотрим численный пример, который моделирует ситуацию, когда близко от дневной поверхности располагается слой с сильной неоднородностью скорости. Это могут быть наносы, перекрывающие породы и т. п. Неоднородный слой смоделирован таким образом, что в каждой точке скорость распространения имеет случайное отклонение от скорости однородной



Рис. 7. Модель численного эксперимента со слоем неоднородности вблизи поверхности

среды (2000 м/с), лежащей ниже. Случайные флуктуации скорости распределены по закону Гаусса со среднеквадратичным отклонением 5%. Это означает, что максимальное отличие скорости от 2000 м/с может составлять $\pm 10\%$, т.е. ± 200 м/с. Величина длины корреляции* варьировалась от 50 до 10 м. Модель, изображенная на рис. 7, имеет длину корреляции

*Длина корреляции — мера расстояния, на котором отклонения в одной области связаны (влияют) на отклонения в другой области.

50 м. Приемная система состоит из 143 приемников, расположенных равномерно с шагом в 10 м. Источник помещен в точку с координатами (360, 400 м). Среда под слоем однородная, скорость $V=2000$ м/с. Случайный характер распределения скорости в слое ведет к рассеиванию сейсмической энергии в нем.

Выбранная толщина покрывающего слоя 150 м, т. е. три длины корреляции. Источник располагается под слоем в однородной среде, скорость в которой предполагается известной. Сейсмограмма для такой модели изображена на рис. 8. Доминирующая частота сигнала 100 Гц. Полное время сейсмограммы 0.5 с. Шаг дискретизации сей-

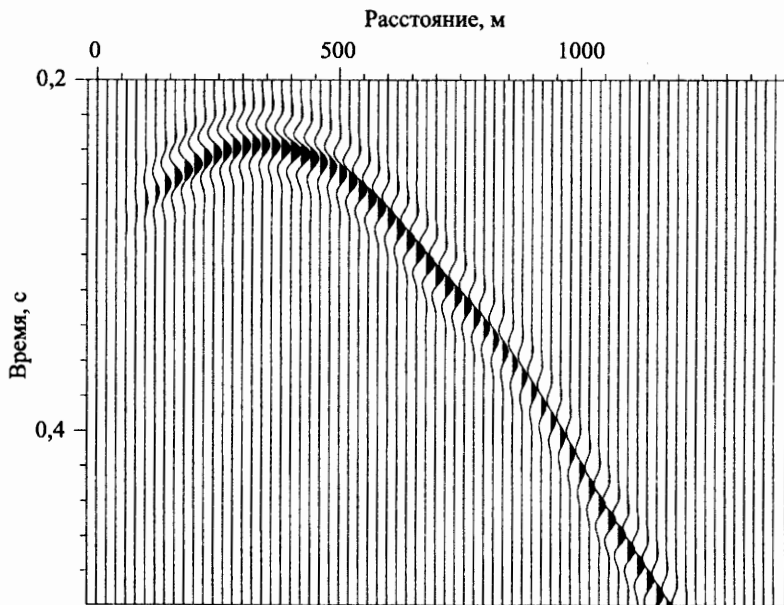


Рис. 8. Сейсмограмма для модели с покрывающим неоднородным слоем (см. рис. 7)

смограммы по времени 0.5 мс. Неоднородность в приповерхностном слое вызывает искривление формы волнового фронта, т. е. отклонение формы годографа от гиперболы. Это сказывается на результате локализации (рис. 9). В алгоритме была использована не точная скоростная модель, а ее приближение в виде сплошной однородной среды со скоростью 2000 м/с. За счет этой неточности появляется систематическая погрешность, выражающаяся в сдвиге фокальной области относительно истинного положения источника.

В работе были рассмотрены результаты для различных длин корреляции и среднеквадратичных отклонений. В качестве примера можно привести результат локализации для длины корреляции в слое 10 м (рис. 10). Погрешность локализации заметно меньше, чем в случае длины корреляции 50 м (см. рис. 9). На практике локализация тем лучше, чем меньше длина корреляции, что согласуется с физическим смыслом. Если длина корреляции мала, количество независимых случайных областей, укладывающихся на глубине слоя, больше. Это ведет к компенсированию искажения волнового фронта на поверхности и, как следствие, к более правильной форме годографа.

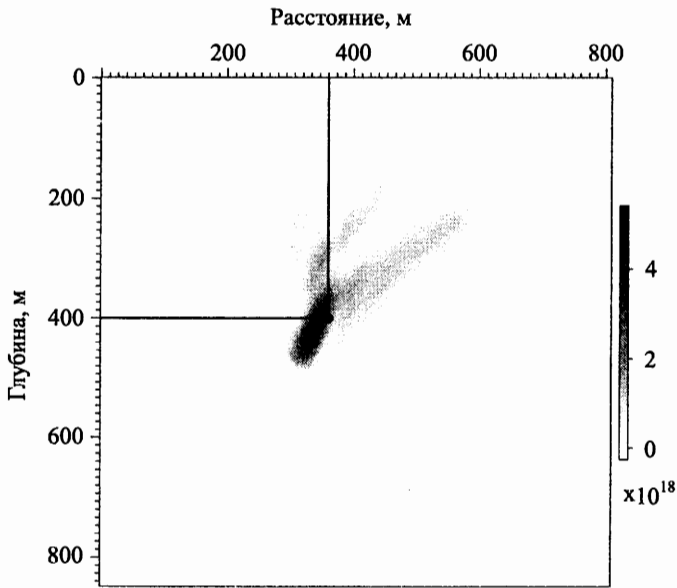


Рис. 9. Изображающая функция, полученная с помощью алгоритма дифракционного суммирования для данных, зарегистрированных на поверхности неоднородного слоя

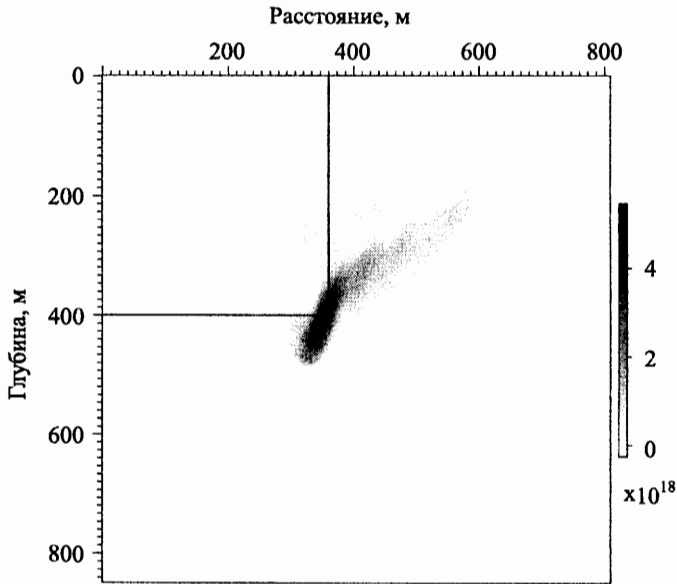


Рис. 10. Результат локализации для длины корреляции 10 м

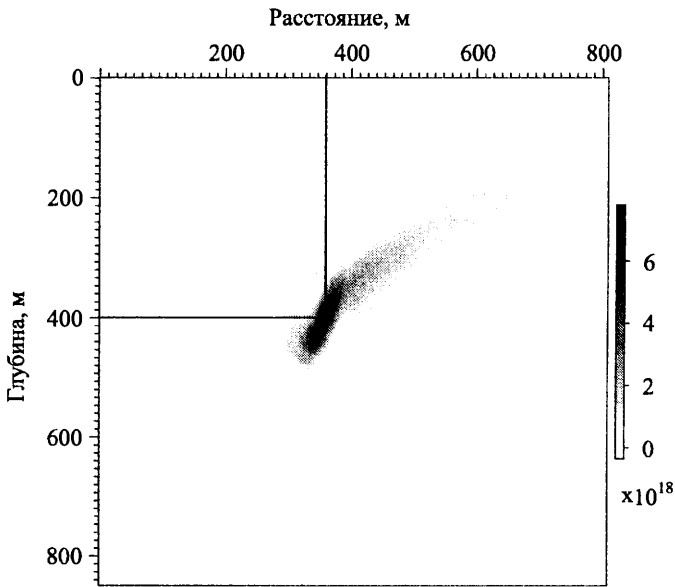


Рис. 11. Изображающая функция в случае модели однородной среды без слоя неоднородности

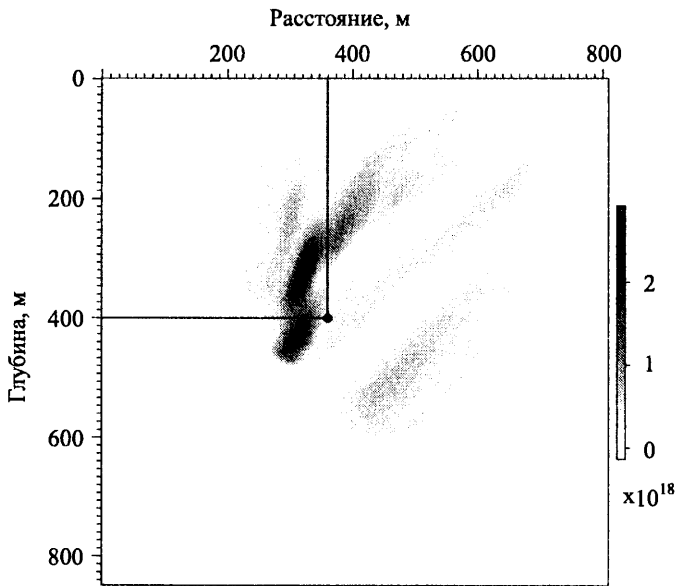


Рис. 12. Результат локализации при наличии неоднородного слоя. Среднеквадратичное отклонение 12%

Для сравнения можно привести результат для полностью однородной среды без рассеивающего слоя. Отличие результатов на рис. 10 и 11 уже незначительное.

Чем выше среднеквадратичное отклонение, тем сильнее вариации скорости в слое и больше искажения волнового фронта. В работе была исследована надежность результата локализации в зависимости от среднеквадратичного отклонения. Оказалось, что при среднеквадратичном отклонении порядка 12% (т. е. максимальное отличие скорости может составлять $\approx \pm 50\%$, т. е. $\approx \pm 1000$ м/с) метод не дает качественного результата и требует усовершенствования (либо более точной скоростной модели). Результат в данном случае представлен на рис. 12. Изображающая функция имеет две фокальные области, ни одна из которых не может быть отождествлена с истинным изображением источника. Таким образом, точность результата напрямую зависит от корректности выбранной модели среды.

2.5. Локализация в случае неизвестной скоростной модели

Если скоростные данные в точности не известны, всегда будет иметь место сдвиг фокальной области. Решением проблемы может служить модификация алгоритма дифракционного суммирования на основе теории интегралов по траекториям.

Предполагается, что скорость распространения волн в среде (предположительно однородной) известна в некотором диапазоне значений. Для некоторого количества значений скорости из диапазона производится построение изображения. Впоследствии все значения изображающих функций для каждой точки полупространства складываются. Результатом является обобщенная изображающая функция, которая интерпретируется, как и обычная. Таким образом, зная лишь широкий диапазон скоростей, можно получить приемлемый результат локализации.

Перейдем к численной реализации предложенного модифицированного алгоритма. В качестве модели использовалась модель рис. 7, т. е. модель с неоднородным слоем на поверхности. Параметры слоя: среднеквадратичное отклонение 5%, длина корреляции 50 м, толщина 150 м. Сейсмограмма для этой модели приведена на рис. 8.

Был выбран диапазон значений скорости от 1800 до 2200 м/с с шагом 40 м/с, всего 11 значений. Результат в виде обобщенной (суммарной) изображающей функции представлен на рис. 13. Можно сравнить результат с изображением при корректном значении скорости 2000 м/с (см. рис. 9), соответствующей скорости однородной среды под слоем. Фокальная область суммарной функции шире, т. е. дисперсия больше, но увеличения систематической погрешности, приобретенной за счет использования приближения однородной модели, не наблюдается.

Этот простой численный пример имеет важный результат. Даже в случае неизвестной скоростной модели возможно за счет априорной информации существенно улучшить качество получаемого изображения источника.

Заключение

Предложен метод построения изображения точечного сейсмического источника. Метод основан на алгоритме дифракционного суммирования, с помощью которого вычисляется изображающая функция (функция источника). Дифракционное суммирование — это сложение амплитуд сейсмических данных вдоль теоретических годографов.

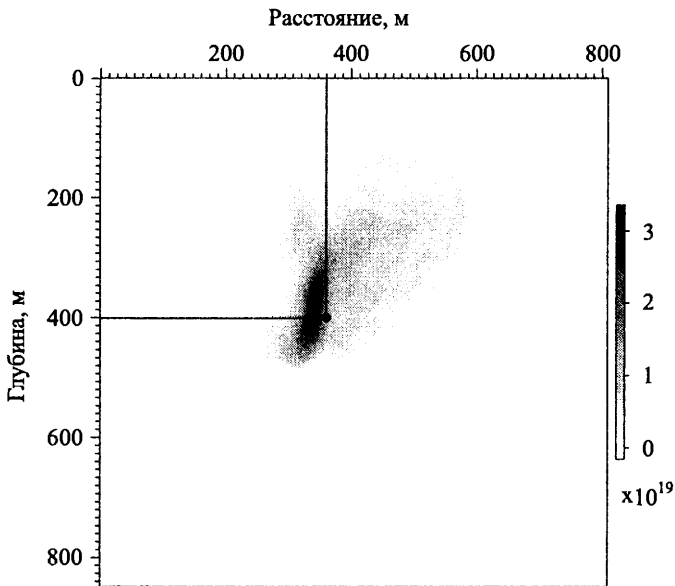


Рис. 13. Суммарная изображающая функция, полученная для интервала скоростей 1800–2200 м/с. Корректное значение скорости 2000 м/с

Предложенный метод является автоматическим и не требует предварительного обнаружения сигнала на сейсмограммах.

Было показано, что изображение, построенное таким образом, пригодно для локализации источника. Для того, чтобы найти положение источника по построенному изображению, необходимо найти максимальное значение изображающей функции, координаты которого будут соответствовать наиболее вероятному местоположению источника.

Предложенный пассивный сейсмический метод имеет ряд ограничений. В теории используется приближение точечного источника и скоростная модель среды предполагается известной. Апертура приемной системы должна быть достаточно широкой, чтобы получить качественное изображение. Кроме того, необходимо достаточно большое количество приемников для приемлемого соотношения сигнал/шум получаемого изображения.

Регистрация пассивных данных на дневной поверхности является удобной в экономическом и техническом плане. Однако при этом процедура получения качественного изображения осложняется наличием случайного шума и приповерхностных неоднородностей.

Проблема сейсмического шума была исследована в соответствующем численном эксперименте. Результат показал, что при шуме, мощность которого в 2 раза больше, чем мощность полезного сигнала, метод локализации позволяет добиться хорошего результата. Этот факт является одним из преимуществ метода.

Проблема неоднородности вблизи поверхности также была исследована в численных

экспериментах. Результаты показали, что точность локализации сильно снижается при сильных вариациях скорости в неоднородной части слоя. Эта проблема требует дальнейшего изучения.

Простая модификация алгоритма рассмотрена для случая неизвестной скоростной модели. Суть модификации состоит в численном переборе возможных значений скорости (из определенного интервала) в среде и сложении результатов для всех скоростей. Величина дисперсии изображения при этом незначительно увеличивается, но фактически получается полноценное изображение источника. В реальной ситуации всегда есть возможность использовать усредненные значения скоростей, следовательно, такая модификация метода оправдана.

Также в процессе численного моделирования была установлена растущая зависимость точности локализации от частоты сигнала источника.

Метод может быть применен для произвольных скоростных моделей с горизонтальными и вертикальными вариациями скорости. Определение времен распространения возмущения в таких средах является самым трудоемким элементом численной реализации метода. Для вычисления времен в произвольной среде можно применять, например, метод лучевой трассировки (ray tracing), метод конструирования волнового фронта (wavefront construction) или конечно-разностные (finite differences) алгоритмы. Техники вычисления времен пробега волн широко исследованы как для двумерных, так и для трехмерных сред (для обзора см. [21]). Применение подобных алгоритмов позволяет обобщить предложенный метод на случай неоднородной среды.

В работе рассматривалась система регистрации сейсмического поля на поверхности. За счет этого разрешение изображения по горизонтальной координате выше, чем разрешение по глубине. Тем не менее метод применим в аналогичной форме как к скважинным системам, так и к комбинациям скважинных и поверхностных систем приемников. Комбинированная скважинно-поверхностная регистрация должна повысить точность локализации в обоих направлениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-00285), АФГИР (грант RUG2-1678-ST-07), DFG (грант Ga 350/14-1) и Wave Inversion Technology (WIT) Consortium.

Указатель литературы

1. Каштан Б. М., Троян В. Н. Результаты опробования статистических алгоритмов разделения интерферирующих дифрагированных волн на модельном материале // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л., 1974. Т. 12. С. 192–196.
2. Каштан Б. М., Троян В. Н. Практическое опробование модификаций универсального алгоритма разделения интерферирующих сейсмических волн // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л., 1969. Т. 10. С. 212–225.
3. Алексеев А. С., Гельчинский Б. Я. О лучевом методе вычисления полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами раздела // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. 1969. Т. 3. С. 107–160.
4. Kosloff D., Baysal, E. Forward modeling by a fourier method // Geophysics, 1982. V. 47. P. 1402–1412.
5. Reshef M., Kosloff D., Edwards M., Hsiung C. Three-dimensional acoustic modeling by the fourier method // Geophysics, 1988. V. 53. P. 1175–1183.

6. Гольцман М. Статистическое моделирование изображений геофизических объектов // Изв. АН СССР. Серия физика Земли, 1969. №4. С. 14–28.
7. Гольцман Ф. М., Каштан Б. М., Ковтун А. А. Об учете интерференции при построении сейсмических разрезов методом дифрагированных волн // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л., 1975. С. 187–194.
8. Тимошин Ю. В. Основы дифракционного преобразования сейсмических записей. М., 1972. 262 с.
9. Тимошин Ю. В. Методика и техника дифракционного преобразования сейсмических записей временных разрезов в изображении среды / Отв. ред. Ю. В. Тимошин. Киев, 1972. 228 с.
10. Шубик Б. М., Ермаков А. Б. Автоматическое определение координат и моментов возникновения сейсмических событий на основе принципов эмиссионной томографии // Методы сейсмической томографии. М.: Наука, 1997. С. 189–202.
11. Шубик Б. М. Автоматическая система сейсмического мониторинга // Нефть и газ Арктики: Тезисы Международной научно-технической конференции. Научный Совет РАН и РГУНГ. М., 2006. С. 242–244.
12. Shubik B. M., Dainty A., Haikin L. M., Kushnir A. F. SCANLOC: Automatic seismic event location based on local seismic network data. Annual Seismic Research Symposium on Monitoring of Comprehensive Test Ban Treaty. USA. 1996. P. 774–782.
13. Shubik B. M., Ermakov A. B. Automatic seismic event detection and location in space and time based on the principles of emission tomography: XXIV General Assembly Society Symposium Solid Earth Geophysics & Geology, General Assembly of the European Geophysical Society, Sec. SE34. 1999. V. 1. N 1. P. 124, The Hague, Netherlands.
14. Landa E. Imaging without a velocity model using path-summation approach // 74th SEG Meeting, Denver, USA, Expanded Abstract. 2004. P. 1016–1019.
15. Landa E. Approximate imaging without a precise velocity model: path-summation approach. // Journal of Seismic Exploration, 2005. N 2–3. V. 14. P. 235–255.
16. Landa E., Fomel S., Moser T. J. Path-integral seismic imaging // Geophysical prospecting. 2006. V. 54. P. 1–13.
17. Feynman R., Hibbs A. Quantum Mechanics and Path Integrals. McGraw-Hill Book Co. 1965.
18. Thurber C., Rabinowitz N. Advances in seismic Event Location // Modern Approaches in Geophysics, Lod, Israel. Geophysical Institute of Israel. 2000.
19. Waldhauser F., Ellsworth W. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. BSSA, 2000. V. 90. P. 1353–1368.
20. Pujol J. Earthquake location tutorial: Graphical approach and approximate epicentral location techniques // Seis. Res. Let. 2004. V. 75. P. 63–74.
21. Leidenfrost A., Ettrich E., Gajewski D., Kosloff D. Comparison of six different methods for calculating traveltimes // Geophys. Prosp., 1999. V. 47. P. 269–297.
22. Gajewski D., Tessmer E. Reverse modelling for seismic event characterization — A new tool for passive seismology: WIT report 2005. P. 139–144.
23. Anikiev D., Gajewski D., Kashtan B., Tessmer E., Vanelle C. Source localization by diffraction stacking: 10th Annual WIT report 2006. P. 129–137.
24. Аникиев Д. Локализация источника с помощью дифракционного суммирования: Тезисы молодежной конференции «Геофизика-2007». СПбГУ, СПб., 1–5 октября 2007.
25. Gajewski D., Anikiev D., Kashtan B., Tessmer E., Vanelle C. Localization of seismic events by diffraction stacking // Expanded Abstracts. P. 1287–1291. Soc. Expl. Geophys. 2007.
26. Anikiev D., Vanelle C., Gajewski D., Kashtan B., Tessmer E. Localization of seismic events by a modified diffraction stack: 11th Annual WIT report 2007. P. 13–25.