

Конечно-разностная волновая миграция исходных сейсмограмм общего пункта взрыва во временной области

© В. Н. Пилипенко¹, А. О. Верпаховская¹, В. В. Гневуш², 2012

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²ГПП "Укргеофизика", Львов, Украина

Поступила 6 января 2012 г.

Представлено членом редколлегии В. Д. Омельченко

Заключною процедурою стандартної виробничої обробки та інтерпретації даних сейсморозвідки є міграція після підсумовування трас методом спільної глибинної точки (СГТ). Однак, як показує практика, інформативніше зображення глибинного розрізу дає міграція до підсумовування за вихідними сейсмограмами. Розглянуто актуальну задачу обробки та інтерпретації спостереженого хвильового поля з отриманням зображення будови середовища без застосування процедури підсумовування трас методом СГТ. Такий розв'язок реалізовано за допомогою нового варіанта скінченнорізницевої міграції вихідних записів, вибраних за загальним пунктом збудження, у часовій області. Переваги та можливості застосування запропонованого методу показано на модельних і реальних прикладах.

The final procedure of the standard production processing and interpretation of seismic data is the post-stack migration by the central deep point method (CDP). However, in practice, a more informative image of the deep section is given by the pre-stack migration according to initial seismograms. The actual task of processing and interpretation of the observed wave field to produce the image of the deep structure without the procedure of the CDP stack is presented. This solution is implemented using a new version of the finite-difference pre-stack migration of the shot record in time domain. The advantages and possibilities of applications of this method are shown in model and real examples.

Введение. Методы миграции принято делить на два основных типа: до применения процедуры суммирования трасс методом ОГТ и после ее применения (в зарубежной литературе pre-stack и post-stack migration соответственно). На практике долгое время лидирующие позиции занимает именно миграция после суммирования методом ОГТ, которая выполняется на заключительном этапе обработки и позволяет получить общую информацию о глубинном строении района исследований. Однако в последнее время все чаще при обработке необходимо выделить отдельные детали строения границ и определить контуры конкретных объектов сейсморазведки. Для этой цели более подходит миграция до суммирования по исходным сейсмограммам, которая

дает более полное представление о структурных особенностях разреза и таким образом значительно упрощает дальнейший этап интерпретации наблюдаемых данных.

По подходу к решению волнового уравнения методы миграции подразделяется на три основных вида: миграция Кирхгоффа, миграция в спектральной области и конечно-разностная миграция. Поскольку конечно-разностное решение волнового уравнения является наиболее корректным и точным [Клаербот, 1989; Нан, 1998], в дальнейшем будем рассматривать именно этот вид миграции.

Если рассматривать известные методы миграции по исходным сейсмограммам, то для их выполнения предварительно делают выборку из общего профиля наблюдений определен-

ным образом (по общему пункту возбуждения, приема, по выносу и т. п.). В предлагаемом варианте миграции трассы группируются по общему пункту возбуждения.

Среди методов миграции до суммирования трасс первым был интегральный метод Кирхгоффа [French, 1975; Тимошин, 1978]. Да и сейчас миграция Кирхгоффа занимает лидирующие позиции в традиционной обработке сейсмических записей на производстве. Конечно-разностный метод миграции по наблюдаемым сейсмическим волновым полям был предложен в 1970—1980 гг. [Пилипенко, Сидорак, 1973; Baysal et al., 1983; Levin, 1984]. Но поскольку для выполнения расчетов требовался значительный объем машинных ресурсов, практическое применение метода стало возможным лишь с развитием вычислительной техники в 1990-х годах [Rajasekaran, McMechan, 1995; Zhu, Lines, 1997].

Существуют временная и глубинная миграции до суммирования трасс. Временная миграция является менее точной, но она предпочтительней в тех случаях, когда информация о распределении скорости в среде ограничена, при этом глубина представляется во временном масштабе.

В зарубежной литературе известен термин "pre-stack time migration (PSTM)" (дословный перевод — временная миграция до суммы), который определяет метод миграции до процедуры суммирования трасс методом ОГТ по алгоритму Кирхгоффа [Hubral, 1977; Yuan et al., 2011]. Еще одним подобным подходом в миграции, который позиционируется, как преобразование волнового поля во временной области является RTM (Reverse Time Migration) — обратная миграция во временной области. Данный вариант миграции нашел широкое применение в специализированных системах обработки сейсмических наблюдений как после процедуры суммирования трасс методом ОГТ [Baysal et al., 1983; Levin, 1984], так и до этой процедуры [Yuan et al., 2011; Etgen, 1986]. В данном подходе миграции предусматривается волновое продолжение от источника и приемников на каждом временном уровне по глубине. Таким образом, название "обратная миграция во временной области" не совсем соответствует самой процедуре, поскольку, по сути, выполняется глубинная миграция, что подтверждают сами разработчики [Farmer et al., 2006].

Предложенный в статье новый метод конечно-разностной миграции по общему пунк-

ту возбуждения отличается главным образом тем, что выполняется во временной области с представлением глубин в масштабе времени. Данная миграция основывается на продолжении волнового поля от дневной поверхности, на которой проводятся наблюдения путем конечно-разностного решения волнового уравнения на специальной пространственно-временной сетке. Сетка выбрана таким образом, что не только координата времени t , но и координата пространства x в процессе расчетов трансформируются во временной масштаб. В то же время разностная сетка подчиняется принципу метода ОГТ — смещению точки отражения на середину расстояния между источником и приемником, хотя сама процедура суммирования трасс по ОГТ при этом не выполняется. Таким образом, происходит продолжение волнового поля без ввода кинематической поправки и с использованием интервальной сейсмической скорости. Обычно для процедуры миграции берется средняя скорость распространения волн в среде. Данный подход позволяет без привлечения громоздких расчетов получить мигрированный временной разрез ОГТ, который дает более информативный результат для дальнейшей интерпретации, что демонстрируется в статье на модельных и практических примерах.

Теория и алгоритм конечно-разностной миграции исходных сейсмограмм во временной области. Миграция исходных сейсмограмм подразумевает выполнение миграционных преобразований волнового поля общего пункта возбуждения или общего пункта приема. При этом никакие процедуры к наблюдаемому полю до миграции не применяются, кроме предварительной редакции трасс.

В основу конечно-разностного формирования изображения среды положено решение волнового уравнения, которое в двумерном варианте выглядит следующим образом:

$$\frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial z^2} = \frac{1}{V^2(x, z)} \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial t^2}, \quad (1)$$

где $u(x, z, t)$ — волновое поле. В качестве граничного условия выступают сейсмограммы $u(x, 0, t)$ для отдельного пункта возбуждения.

Для постановки задачи миграции в варианте масштаба времени преобразуем уравне-

ние (1) к виду

$$\frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial \tau^2} - \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = 0, \quad (2)$$

где $\xi = x/V$; $\tau = z/V$, V — постоянная скорость в пределах выбранного временного интервала, x — в дальнейшем расстояние между источником и приемником, принимающее слева от источника отрицательное значение.

Преобразуем уравнение (2) к виду, который обеспечит миграцию волнового поля без приведения трасс к позиции общей глубинной точки, как это имеет место в методике ОГТ. Воспользуемся для этого переходом к новой системе координат:

$$\begin{cases} \xi' = \xi \sqrt{1 + \frac{\tau}{\sqrt{t^2 - \xi^2}}}, \\ \tau' = \tau, \\ t' = \tau + \sqrt{t^2 - \xi^2}. \end{cases} \quad (3)$$

Обратное преобразование:

$$\begin{cases} \xi = \xi' \left(1 - \frac{\tau'}{t'}\right), \\ \tau = \tau', \\ t = \left(1 - \frac{\tau'}{t'}\right) \sqrt{\xi'^2 + t'^2}. \end{cases} \quad (4)$$

Трансформация волнового уравнения с помощью системы координат (3) является модифицированным преобразованием, впервые предложенным Клаербутом в работе [Claerbout, Doherty, 1972]. Отличие нашего варианта заключается в трансформации не только координаты времени t , но и координаты пространства x во временной масштаб.

При переходе к системе координат (3) уравнение (2) преобразуется к дифференциальному уравнению следующего вида:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2 u}{\partial \tau'^2} + 2 \frac{\partial^2 u}{\partial \tau' \partial t'} + \\ & + \frac{2\xi'}{t'} \frac{\partial^2 u}{\partial \xi' \partial \tau'} + \frac{t'^2 + \xi'^2}{(t' - \tau')^2} \frac{\partial^2 u}{\partial \xi'^2} + \\ & + \frac{\xi' \tau'}{t'(t' - \tau')^2} \frac{\partial u}{\partial \xi'} - \frac{1}{t' - \tau'} \frac{\partial u}{\partial t'} = 0. \end{aligned} \quad (5)$$

В соответствии с предположением Клаербуота [Claerbout, Doherty, 1972] о малости дифференциального оператора $\partial^2 u / \partial \tau'^2$ в связи с направлением оси τ' относительно преимущественного направления распространения волнового поля при обратном продолжении исключаем этот дифференциальный оператор из уравнения (5). В результате получим уравнение

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2 u}{\partial \tau' \partial t'} + b \frac{\partial^2 u}{\partial \xi' \partial \tau'} + \\ & + a \frac{\partial^2 u}{\partial \xi'^2} + c \frac{\partial u}{\partial \xi'} - d \frac{\partial u}{\partial t'} = 0, \end{aligned} \quad (6)$$

где $a = \frac{t'^2 + \xi'^2}{2(t' - \tau')^2}$, $b = \frac{\xi'}{t'}$, $c = \frac{\xi' \tau'}{2t'(t' - \tau')^2}$,
 $d = \frac{1}{2(t' - \tau')}$.

На рис. 1, а представлено сечение сеточного разбиения пространства, которое обеспечивает последовательный пересчет волнового поля с уровня $\xi', 0, t'$ на плоскость $\xi', t'/2, t'$ с учетом внесенных исключений.

Для конечно-разностного приближения уравнения (6) используется 12-точечный сеточный шаблон, представленный на рис. 2.

Неявное конечно-разностное уравнение, аппроксимирующее уравнение (6), с квадратичной точностью представляется в виде

$$\begin{aligned} & \left(-\frac{b}{4\Delta\xi\Delta\tau} + \frac{a}{4\Delta\xi^2} - \frac{c}{8\Delta\xi} + \frac{d}{4\Delta t} \right) u_{i-1,j+1}^k + \\ & + \left(-\frac{1}{\Delta\tau\Delta t} - \frac{a}{2\Delta\xi^2} \right) u_{i,j+1}^k + \left(\frac{b}{4\Delta\xi\Delta\tau} + \frac{a}{4\Delta\xi^2} + \right. \\ & \left. + \frac{c}{8\Delta\xi} + \frac{d}{4\Delta t} \right) u_{i+1,j+1}^k = \\ & = \left(-\frac{b}{4\Delta\xi\Delta\tau} - \frac{a}{4\Delta\xi^2} + \frac{c}{8\Delta\xi} - \frac{d}{4\Delta t} \right) u_{i-1,j}^k + \\ & + \left(-\frac{1}{\Delta\tau\Delta t} + \frac{a}{2\Delta\xi^2} \right) u_{i,j}^k + \\ & + \left(\frac{b}{4\Delta\xi\Delta\tau} - \frac{a}{4\Delta\xi^2} - \frac{c}{8\Delta\xi} - \frac{d}{4\Delta t} \right) u_{i+1,j}^k + \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & + \left(-\frac{b}{4\Delta\xi\Delta\tau} - \frac{a}{4\Delta\xi^2} + \frac{c}{8\Delta\xi} + \frac{d}{4\Delta t} \right) u_{i-1,j}^{k+1} + \\
 & + \left(\frac{1}{\Delta\tau\Delta t} + \frac{a}{2\Delta\xi^2} \right) u_{i,j}^{k+1} + \\
 & + \left(\frac{b}{4\Delta\xi\Delta\tau} - \frac{a}{4\Delta\xi^2} - \frac{c}{8\Delta\xi} + \frac{d}{4\Delta t} \right) u_{i+1,j}^{k+1} + \\
 & + \left(\frac{b}{4\Delta\xi\Delta\tau} - \frac{a}{4\Delta\xi^2} + \frac{c}{8\Delta\xi} + \frac{d}{4\Delta t} \right) u_{i-1,j+1}^{k+1} + \\
 & + \left(-\frac{1}{\Delta\tau\Delta t} + \frac{a}{2\Delta\xi^2} \right) u_{i,j+1}^{k+1} + \\
 & + \left(-\frac{b}{4\Delta\xi\Delta\tau} - \frac{a}{4\Delta\xi^2} - \frac{c}{8\Delta\xi} + \frac{d}{4\Delta t} \right) u_{i+1,j+1}^{k+1}, \quad (7)
 \end{aligned}$$

где k — сеточная координата, соответствующая направлению сетки вдоль оси t' ; i — вдоль оси ξ' ; j — вдоль оси τ' ; $u_{i,j}^k$ представляет амплитуду волнового поля в произвольном сеточном узле с сеточными координатами (i, j, k) . Шаги сетки $\Delta\xi, \Delta\tau, \Delta t$ соответствуют сеточным осям ξ', τ', t' .

В узлах сетки уровня $j = 0$ располагается исходное волновое поле, а в узлах, где $\tau' = t'/2$, определяется результирующее миграционное изображение. В граничных узлах сетки (при $i = 0, i = i_{\max}$ и при $k = k_{\max}$) предполагаются нулевые значения.

Таким образом, сформирована конечно-разностная задача продолжения волнового поля с учетом граничных условий.

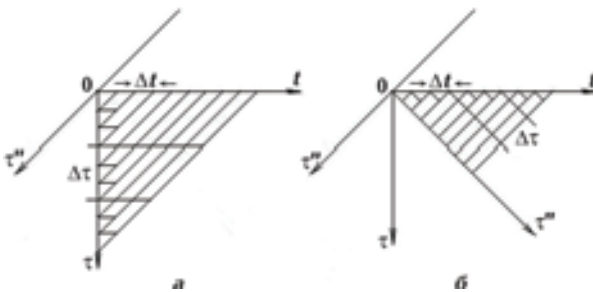


Рис. 1. Сечение конечно-разностной сетки для организации продолжения волнового поля от дневной поверхности ($\tau' = 0$) в плоскости координат $\tau't'$: а — для расчетной схемы с учетом упрощения, б — для схемы без упрощения.

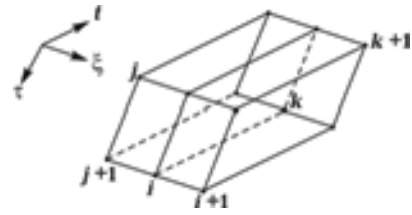


Рис. 2. 12-точечный шаблон разностной сетки для продолжения волнового поля.

Согласно уравнению (7) волновое поле нижнего левого ребра шаблона вычисляется по значениям его в узлах других ребер шаблона (см. рис. 2).

Численное решение уравнения (7) в цикле по сеточной координате i вдоль оси ξ' выполняется методом прогонки [Самарский, 1983]. Расчет повторяется в циклах по оси t (начиная с максимального значения k), а затем и во внешнем цикле по оси τ в направлении увеличения сеточной координаты j .

При определении сеточного разностного уравнения мы оперировали постоянной скоростью, однако в процессе счета следует использовать переменную интервальную скорость, соответствующим образом трансформируя значения ξ' и $\Delta\xi$.

Учитывая, что в процессе продолжения волнового поля авторы последовательно проходили все пространственные узлы с переменной интервальной скоростью, упрощающие предположения, свойственные методике ОГТ при использовании средних скоростей, значительно были устранены при данном подходе к миграции.

При переходе дифференциального уравнения (5) к уравнению (6) пришлось исключить дифференциальный оператор $\partial^2 u / \partial \tau'^2$ из уравнения. Благодаря этому было достигнуто значительное упрощение расчетной схемы. Однако при этом возможно заметное искажение волнового поля, а также результирующего миграционного изображения при значительных углах наклона целевых границ, превышающих 20° . Положение может быть исправлено применением разностных схем, не требующих исключения данного оператора. Например, описанный в работе [Li, 1983] подход заключается в наклоне сеточных линий таким образом, чтобы при трансформации волнового уравнения оператор $\partial^2 u / \partial \tau'^2$ отсутствовал.

В данном случае этому условию соответствует преобразование дифференциального урав-

нения (2) с использованием координатной системы

$$\begin{cases} \xi'' = \xi \left(1 + \frac{\tau}{\sqrt{t^2 - \xi^2}} \right), \\ \tau'' = \frac{1}{\sqrt{2}} \tau - \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{t^2 - \xi^2}, \\ t'' = \frac{1}{\sqrt{2}} \tau + \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{t^2 - \xi^2}. \end{cases} \quad (8)$$

Обратное преобразование координат:

$$\begin{cases} \xi = \frac{\xi''(t'' - \tau'')}{2t''}, \\ \tau = \frac{t'' + \tau''}{\sqrt{2}}, \\ t = \frac{(t'' - \tau'')}{2t''} \sqrt{\xi''^2 + 2t''^2}. \end{cases} \quad (9)$$

Определим значение производных в новой системе координат:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial \xi} &= \left(1 + \frac{\tau t^2}{(t^2 - \xi^2)^{3/2}} \right) \frac{\partial u}{\partial \xi''} + \\ &+ \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{\xi}{\sqrt{t^2 - \xi^2}} \frac{\partial u}{\partial \tau''} - \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{\xi}{\sqrt{t^2 - \xi^2}} \frac{\partial u}{\partial t''}, \\ \frac{\partial u}{\partial \tau} &= \frac{\xi}{\sqrt{t^2 - \xi^2}} \frac{\partial u}{\partial \xi''} + \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{\partial u}{\partial \tau''} + \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{\partial u}{\partial t''}, \\ \frac{\partial u}{\partial t} &= - \frac{\xi \tau t}{(t^2 - \xi^2)^{3/2}} \frac{\partial u}{\partial \xi''} - \\ &- \frac{t}{\sqrt{2}(t^2 - \xi^2)^{1/2}} \frac{\partial u}{\partial \tau''} + \frac{t}{\sqrt{2}(t^2 - \xi^2)^{1/2}} \frac{\partial u}{\partial t''}. \end{aligned}$$

Подставим ξ'' , τ'' , t'' в данные формулы вместо ξ , τ , t и вычислим вторые производные.

В результате дифференциальное волновое уравнение в новой системе координат будет иметь следующий вид:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial \tau'' \partial t''} + \frac{\xi''^2 + 2t''^2}{(t'' - \tau'')^2} \frac{\partial^2 u}{\partial \xi''^2} +$$

$$\begin{aligned} &+ \frac{\xi''}{t''} \frac{\partial^2 u}{\partial \xi'' \partial t''} + \frac{\xi''(t'' + \tau'')}{2t''(t'' - \tau'')^2} \frac{\partial u}{\partial \xi''} + \\ &+ \frac{1}{2(t'' - \tau'')} \frac{\partial u}{\partial \tau''} - \frac{1}{2(t'' - \tau'')} \frac{\partial u}{\partial t''} = 0. \end{aligned} \quad (10)$$

В уравнении (10) отсутствует дифференциальный оператор $\partial^2 u / \partial \tau''^2$, который необходимо было бы исключить при переходе к разностному уравнению. Поскольку потребность в такой операции отпадает, следовательно не имеют места и ограничения на угол подхода отраженных волн, которые присутствовали в описанном одностороннем подходе. Таким образом, можно говорить о полноволновой миграции при использовании дифференциального уравнения (10) для организации конечно-разностного миграционного преобразования.

Воспользуемся квадратичным приближением для аппроксимации уравнения (10):

$$\begin{aligned} &(1 + 2\alpha - 2\lambda - 2\mu) u_{i,j+1}^k + \\ &+ (\alpha - \beta - \gamma + \lambda + \mu) u_{i-1,j+1}^k + \\ &+ (\alpha + \beta + \gamma + \lambda + \mu) u_{i+1,j+1}^k = \\ &= (1 - 2\alpha + 2\lambda - 2\mu) u_{i,j+1}^{k+1} + \\ &+ (-1 - 2\alpha - 2\lambda - 2\mu) u_{i,j}^{k+1} + \\ &+ (1 - 2\alpha - 2\lambda + 2\mu) u_{i,j}^k + \\ &+ (\alpha + \beta - \gamma - \lambda + \mu) u_{i-1,j}^k + \\ &+ (\alpha - \beta - \gamma + \lambda - \mu) u_{i-1,j+1}^{k+1} + \\ &+ (\alpha + \beta - \gamma - \lambda - \mu) u_{i-1,j}^{k+1} + \\ &+ (\alpha - \beta + \gamma - \lambda + \mu) u_{i+1,j}^k + \\ &+ (\alpha + \beta + \gamma + \lambda - \mu) u_{i+1,j+1}^{k+1} + \\ &+ (\alpha - \beta + \gamma - \lambda - \mu) u_{i+1,j}^{k+1}, \end{aligned} \quad (11)$$

$$\text{где } \alpha = \frac{\Delta \tau \Delta t}{4 \Delta \xi^2} \frac{\xi''^2 + 2t''^2}{(t'' - \tau'')^2}, \quad \beta = \frac{\Delta t}{4 \Delta \xi} \frac{\xi''}{t''},$$

$$\gamma = \frac{\Delta \tau \Delta t}{16 \Delta \xi} \frac{\xi''(t'' + \tau'')}{t''(t'' - \tau'')^2}, \quad \lambda = \frac{\Delta t}{16} \frac{1}{(t'' - \tau'')},$$

$$\mu = \frac{\Delta \tau}{16} \frac{1}{(t'' - \tau'')}.$$

Обозначения в уравнении (11) соответствуют принятым для сеточного уравнения (7).

На рис. 1, б показана проекция четырехмерной пространственно-временной сетки в плоскости $\tau''t''$, соответствующая преобразованию координат (8) для разностной схемы без упрощающих исключений. Исходное для миграции волновое поле располагается при данном сечении на линии $\tau'' = -t''$, а результирующее миграционное изображение — на линии $\tau'' = 0$. Таким образом, миграционный процесс заключается в последовательном пересчете волнового поля с поверхности, соответствующей сечению по линии $\tau'' = -t''$, на поверхность, представленную линией $\tau'' = 0$ [Пилипенко и др., 2011].

Как и в случае конечно-разностного уравнения (7), уравнение (11) предполагает использование 12-точечного сеточного шаблона, аналогичного изображенному на рис. 2 косоугольному шаблону. Только для уравнения (11) этот шаблон имеет прямоугольную форму.

Отличительной особенностью сеточной схемы для уравнения (11) является также то, что вблизи поверхности $\tau'' = -t''$ необходимо применять переменный сеточный шаг $\Delta\tau$, тогда как при одностороннем продолжении поля по разностной схеме (7) такая необходимость возникает при приближении к поверхности, на которой формируется результирующее изображение.

Разработанный метод конечно-разностной миграции исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения во временной области был опробован на ряде модельных и практических примерах. Проведено исследование возможностей данного подхода миграционных преобразований, определена эффективность его применения на основе сравнения с существующими методами миграции.

Модельные примеры. В качестве модельного примера были воссозданы условия строения района складчатой зоны Прикарпатья. На рис. 3 приведена скоростная модель среды, которая отражает сложное строение предполагаемого глубинного разреза. Для метода конечно-разностной миграции исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения во временной области скоростная модель задается в виде отдельных границ, представленных набором неравномерно расположенных точек. Таким же образом задаются значения скорости и вертикального градиента скорости для каждой границы, которые могут изменяться

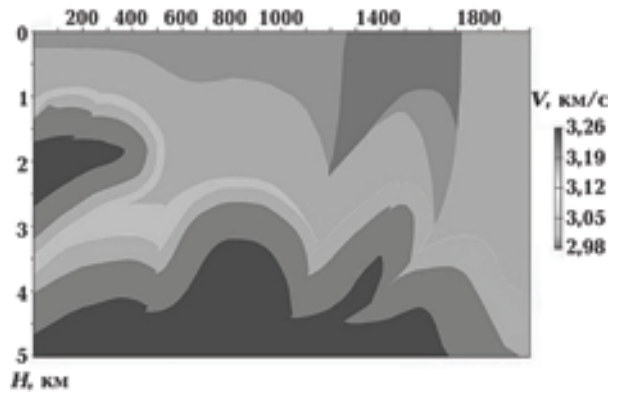


Рис. 3. Скоростная модель среды.

вдоль выбранного профиля. Кроме того, предусмотрена возможность задания непрерывного изменения скорости с глубиной путем интерполяции по вертикали значений скорости на смежных границах, при этом необходимость задания градиента скорости отпадает.

Скоростная модель, представленная на рис. 3, состоит из 41 границы, на которых скорость неравномерно изменяется от 2,98 до 3,26 км/с. Для заданной модели было выполнено конечно-разностное моделирование сейсмограмм для 240 пунктов возбуждения, расположенных равномерно с шагом 50 м вдоль профиля, общей длиной 12 км. На рис. 4 показаны примеры волнового поля, смоделированного для двух выбранных пунктов возбуждения, на которых видно, насколько сложная волновая картина наблюдается при условиях строения складчатой зоны.

Для проверки эффективности и возможностей разработанного метода конечно-разностной миграции исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения во временной области к смоделированным волновым полям были применены также стандартные процедуры обработки сейсмических данных, наблюдаемых

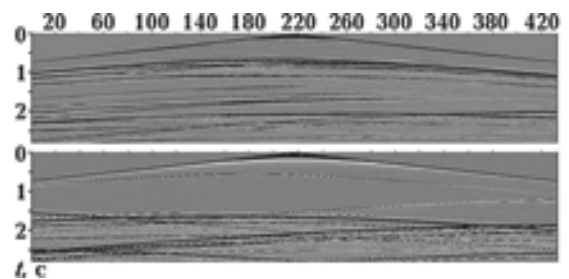


Рис. 4. Смоделированные волновые поля для двух пунктов возбуждения.

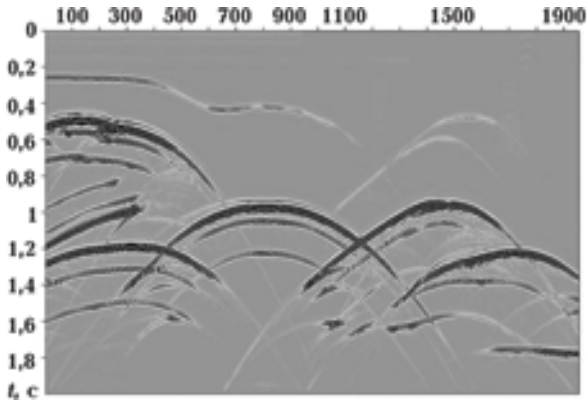


Рис. 5. Результат суммирования трасс методом ОГТ.

методом отраженных волн в варианте многократных перекрытий. Это суммирование трасс методом ОГТ, а также миграция после суммы. На рис. 5 показана сумма ОГТ, на рис. 6 — миграция этой суммы, а на рис. 7 — результат применения разработанного метода конечно-разностной миграции исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения во временной области. Сравнивая результаты применения трех разных процедур, можно сказать следующее. Сумма ОГТ демонстрирует сглаживание резких углов структурных особенностей строения границ, в то время как миграция после суммы позволяет получить более четкие формы структурных элементов на изображении разреза. Результат конечно-разностной миграции исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения полностью воссоздает все детали строения среды, заданные моделью. Таким образом, можно говорить о том,

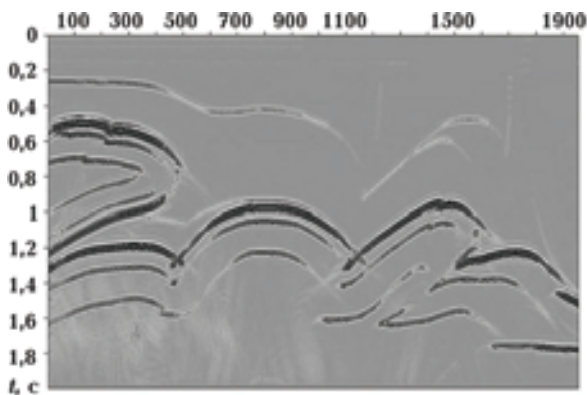


Рис. 6. Результат миграции после суммирования трасс методом ОГТ.

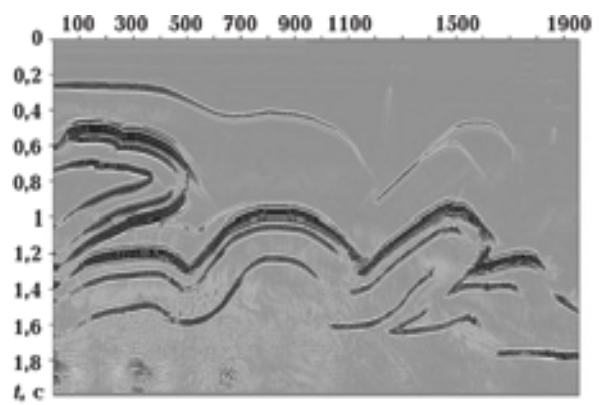


Рис. 7. Результат конечно-разностной миграции исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения во временной области.

что в условиях сложного глубинного строения района исследований для получения наиболее детального и точного изображения глубинного разреза лучше всего применять предложенный вариант миграции до суммы во временной области.

Практический пример. Метод конечно-разностной миграции исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения во временной области был опробован на практических материалах. Сейсмические данные, наблюдаемые в зоне Карпат, были задействованы в настоящей работе благодаря сотрудничеству с коллегами из Западно-Украинской геологоразведочной экспедиции (г. Львов).

Поскольку стандартные методы обработки не давали необходимого качества результатов, встала задача поиска более подходящего варианта миграции, который бы помог облегчить дальнейший процесс интерпретации.

Необходимо отметить, что полученный материал действительно был довольно сложным по глубинному строению. Это отразилось на качестве зарегистрированного волнового поля и поэтому требовался специальный подход в подборе наиболее подходящего метода миграции.

На рис. 8 показана скоростная модель среды, характеризующая глубинное строение района исследований. Сверху на разрезе отмечена линия рельефа (черная линия). Как видим на рисунке, скорость распространения волн в среде изменяется в пределах от 2,8 до 5,23 км/с с очень неоднородным распределением.

К наблюдаемым данным сначала была применена процедура суммирования сейсмотрасс методом ОГТ, результат показан на рис. 9, а

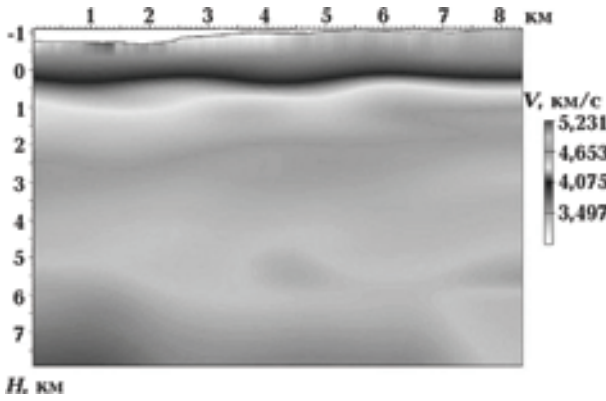


Рис. 8. Скоростная модель складчатой зоны Карпат.

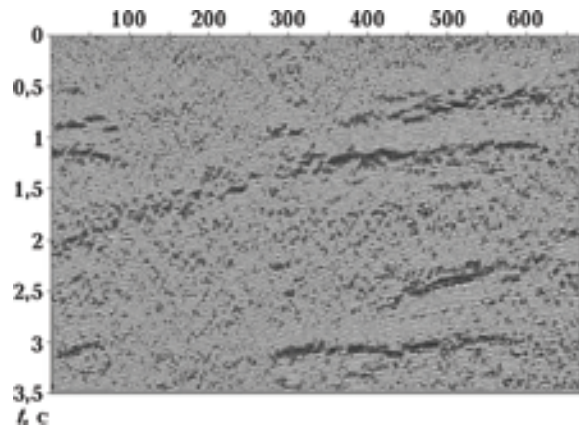


Рис. 9. Результат суммирования трасс методом ОГТ по реальным данным, наблюдаемым в складчатой зоне Карпат.

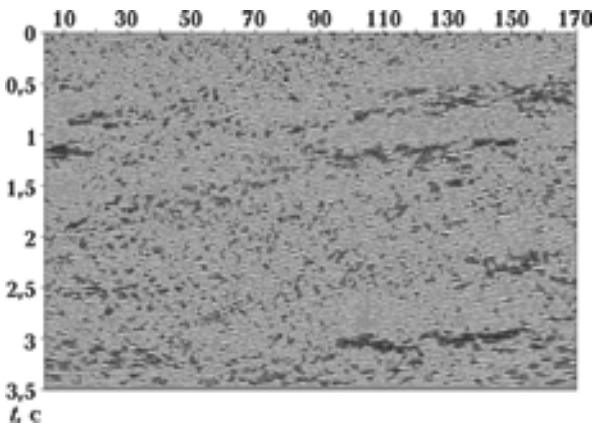


Рис. 10. Результат применения миграции после суммы по реальным сейсмическим наблюдениям в складчатой зоне Карпат.

также традиционная миграция после суммы, результат которой приведен на рис. 10. Эти процедуры входят в стандартную обработку сейсмических данных, но очевидно, что для такого сложного строения необходимо выполнять более детальную обработку по исходным сейсмограммам. Для этой цели в данном случае была применена разработанная миграция исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения во временной области. На рис. 11 показан временной разрез, который является результатом применения нового варианта миграции до суммы. Различия между результатами миграции после суммы (см. рис. 10) и миграции во временной области (см. рис. 11) особенно четко видны в верхней части разреза в интервале расстояний 500—660 м профиля.

Анализируя полученные результаты обработки наблюдаемых волновых полей в складчатой зоне Карпат, можно сказать, что предложенный метод миграции общего пункта возбуждения во временной области, без сомнений, более информативен для дальнейшей интерпретации, чем стандартные процедуры суммирования методом ОГТ и миграция после суммы.

Выводы. Разработан принципиально новый вариант конечно-разностной миграции исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения во временной области для изучения глубинного строения разрезов со сложными структурными элементами. Главным отличием данного метода от существующих подобных вариантов миграции является, прежде всего, то, что при его выполнении происходит не только трансформация координат времени t , но и

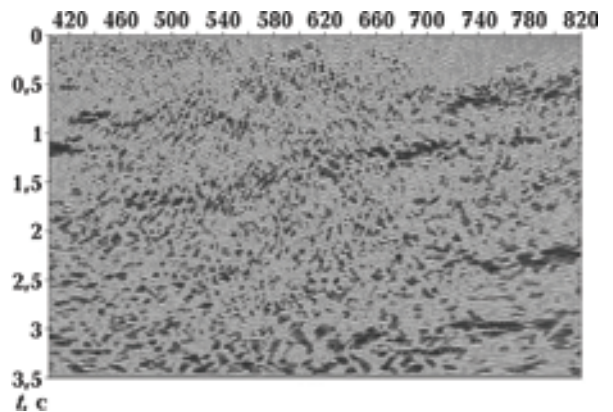


Рис. 11. Временной разрез, полученный в результате применения конечно-разностной миграции исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения во временной области.

пространственной координаты x во временной масштаб. Теория метода основывается на конечно-разностной аппроксимации волнового уравнения с применением специальной трехмерной пространственно-временной сетки с 12-точечным косоугольным шаблоном, что гарантирует квадратичную степень приближения дифференциального уравнения разностным. Отличительная особенность предложенного метода миграции состоит в том, что продолжение волнового поля выполняется без введения кинематических поправок и с использованием интервальных скоростей.

Предложенный метод конечно-разностной миграции исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения во временной области был опробован на модельных и практических примерах. Исследована эффективность применения данного метода миграции в районе складчатой зоны Карпат и показано, что, в отличие от результатов стандартных процедур суммирования трасс методом ОГТ и последующей миграции суммы, разрез, полученный в результате применения разработанного метода миграции, более информативен для дальнейшего этапа интерпретации.

Список литературы

- Кларбоут Дж. Ф. Сейсмическое изображение земных недр. — Москва: Недра, 1989 — 407 с.
- Пилипенко В. Н., Сигорак Д. И. Преобразование сейсмических записей в изображение среды // Сейсмические методы поиска и разведки полезных ископаемых. — Киев: Знание, 1973. — С. 15—17.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О., Пилипенко Е. В. Миграция исходных сейсмограмм во временной области // Сб. тез. Междунар. конф. "Сейсмо-2011". — Крым (г. Феодосия, 18—24 сентября 2011). — 5 с.
- Самарский А. А. Теория разностных схем. — Москва: Наука, 1983. — 616 с.
- Тимошин Ю. В. Импульсная сейсмическая география. — Москва: Недра, 1978. — 286 с.
- Baysal E., Kosloff D., Sherwood J. W. C. Reverse time migration // Geophysics. — 1983. — **48**. — P. 1514—1524.
- Claerbout J. F., Doherty S. N. Downward continuation of move out corrected seismograms // Geophysics. — 1972. — **37**. — P. 741—768.
- Etgen J. Pre-stack reverse time migration of shot profiles // Stanford Exploration Project. — 1986. — Rep. 50. — P. 151—170.
- Farmer P. A., Jones I. F., Zhou H., Bloor R. I., Goodwin M. C. Application of reverse time migration to complex imaging problems // First Break. — 2006. — **24**. — P. 65—73.
- French W. S. Computer migration of oblique seismic reflection profiles // Geophysics. — 1975. — **40**. — P. 961—980.
- Han B. A comparison of four depth-migration methods // 68th Ann. Internat. Mtg., Soc. of Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1998. — P. 1104—1107.
- Hubral P. Time migration — some ray theoretical aspects // Geophys. Prosp. — 1977. — **25**. — P. 738—745.
- Levin S. A. Principles of reverse time migration // Geophysics. — 1984. — **49**. — P. 581—583.
- Li Z. Wave-field extrapolation by the transformed wave equation // Geophysics. — 1983. — **48**. — P. 1538—1551.
- Rajasekaran S., McMechan G. A. Prestack processing of land data with complex topography // Geophysics. — 1995. — **60**. — P. 1875—1886.
- Yuan Y., Gao Y., Bai L., Liu Z. Prestack Kirchhoff time migration of 3D coal seismic data from mining zones // Geophys. Prosp. — 2011. — **59**. — P. 455—463.
- Zhu J., Lines L. R. Implicit interpolation in reverse-time migration // Geophysics. — 1997. — **62**. — P. 906—917.