

## Формирование изображения глубинного геологического строения по данным морской сейсморазведки МОВ и МПВ

© А. О. Верпаховская, В. Н. Пилипенко, Е. В. Пилипенко, 2017

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина  
Поступила 11 октября 2017 г.

Досліджено можливості формування глибинного зображення геологічного середовища за даними морської сейсморозвідки, зареєстрованими методом відбитих хвиль (МВХ) багаторазовими перекриттями і методом заломлених хвиль (МЗХ) глибинним сейсмічним зондуванням (ГСЗ). Показано різницю в алгоритмах формування зображення середовища із застосуванням скінченно-різницевої міграції поля відбитих і заломлених проникаючих (рефрагованих) хвиль. Розглянуто питання різного завдання швидкісних функцій для продовжень часового і хвильового полів при міграції полів відбитих і рефрагованих хвиль. Виконано оцінювання та порівняння роздільної здатності двох методів міграції. Показано можливість зіставлення і узагальнення їх результатів. Дослідження виконано на прикладі сейсмічних даних, спостережених МВХ багаторазовими перекриттями і МЗХ ГСЗ у районі акваторії Азовського моря.

**Ключові слова:** метод відбитих хвиль, метод заломлених хвиль, глибинне сейсмічне зондування, формування зображення геологічного середовища, скінченно-різницева міграція, продовження хвильового і часового полів, рефраговані хвилі.

**Введение.** Сформировать изображение глубинного строения геологической среды можно благодаря применению сейсмической миграции. Среди существующих методов миграции конечно-разностный подход, как показывает практика и подтверждают научные публикации [Han, 1998; Sinha et al., 2009; Farmer et al., 2009], отличается устойчивостью и точностью решения задачи формирования изображения, что особенно важно при изучении районов со сложным глубинным строением, в частности морских акваторий. Так как основными типами волн, которые являются опорными при миграции, считаются отраженные и преломленные, то, естественно, возникает вопрос о разнице в подходах их обработки и возможности сопоставления полученных при этом результатов для получения наиболее полной информации о структурном строении района исследований.

Конечно-разностный метод сейсмической миграции, который разрабатывается в Институте геофизики им. С.И. Субботина

НАН Украины, является оригинальным, современным и корректным подходом при формировании глубинного изображения разреза района исследований и предусматривает возможность обработки как двумерного, так и трехмерного волнового поля, зарегистрированного в разном диапазоне расстояний от источника [Пилипенко, Верпаховская, 2003; Pilipenko et al., 2011; Пилипенко и др., 2012, 2016; Верпаховская и др., 2013, 2014, 2015]. Таким образом, метод конечно-разностной миграции позволяет обрабатывать сейсмические данные как методом отраженных волн (МОВ), так и методом преломленных волн (МПВ). При этом алгоритмы формирования изображения отличаются между собой, поскольку распространение отраженных и преломленных волн в геологической среде происходит по разному [Pilipenko et al., 2003; Верпаховская, 2011]. Необходимо отметить, что в настоящей статье рассматривается обработка преломленных проникающих или, в дальнейшем, рефрагированных волн.

Морские сейсмические наблюдения преимущественно выполняются с использованием двух систем, первая из которых основана на принципе многократных перекрытий МОВ и ориентирована на обработку отраженных волн с применением суммирования трасс методом общей глубинной точки (МОГТ). Вторая система морских наблюдений предусматривает запись волнового поля на больших расстояниях от источника колебаний с регистрацией рефрагированных волн (МПВ ГСЗ или WARRP). Эти две системы различаются как схемами наблюдений, так и используемым оборудованием для выполнения возбуждения и приема колебаний [Орленок, 1997; Верпаховская и др., 2013]. А это, безусловно, влияет на характер зарегистрированных волновых полей и выбор процедур для их дальнейшей обработки. В случае наблюдений МОВ многократными перекрытиями, как правило, используется односторонняя система наблюдений и сейсмограммы регистрируются общим

пунктом возбуждения, в то время как при МПВ ГСЗ сейсмограммы регистрируются общими приемниками или донными станциями (OBS — ocean bottom station). При этом в МОВ приемники и источники в большинстве случаев расположены регулярно вдоль профиля, а в МПВ ГСЗ шаг между регистраторами и пунктами возбуждения не только неравномерный, но и значительно больше, чем в МОВ.

На рис. 1 показаны примеры волновых полей, наблюдаемых при морской сейсморазведке МОВ (а) и МПВ ГСЗ (б). Часть волнового поля МОВ, показанная на рис. 1, а, представляет собой запись для 11 источников, которая велась 24-канальной косой. Шаг между источниками составлял 12 м, а между приемниками в косе — 3 м. Волновое поле МПВ ГСЗ показано для четырех донных станций (рис. 1, б) с регистрацией колебаний от 1054 источников. Шаг между источниками составлял в среднем около 150 м, а между донными станциями варьировался от 18 до 39 км. На рисунке четко

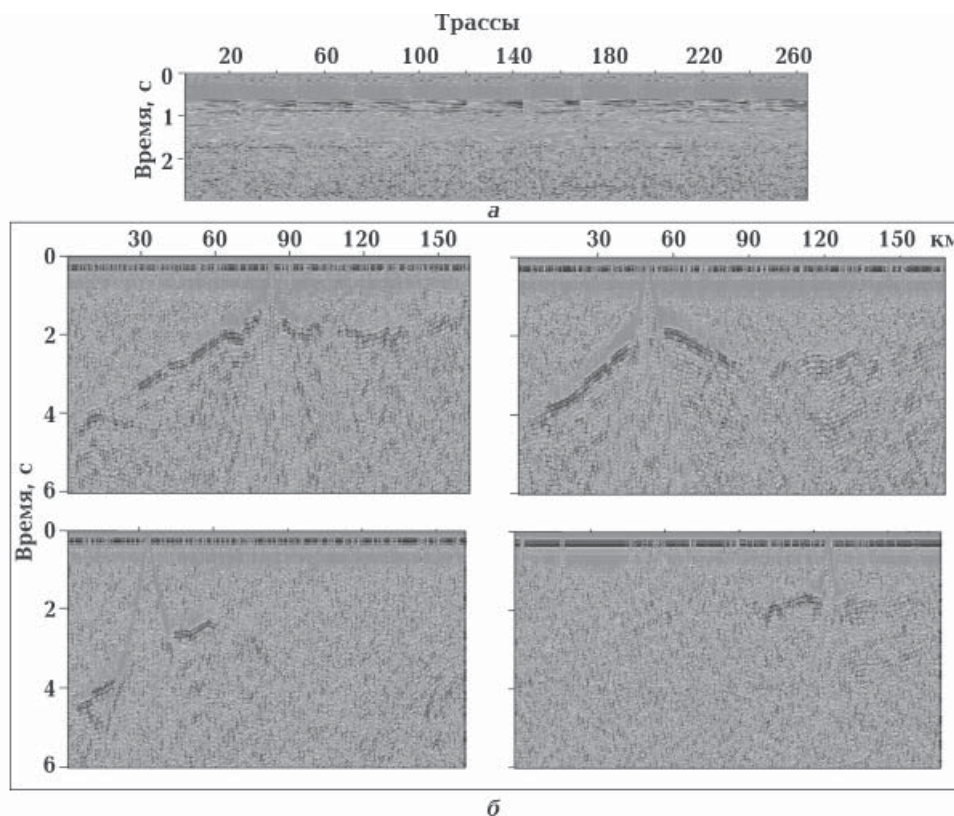


Рис. 1. Волновые поля, наблюдаемые морской сейсморазведкой МОВ (а) с 24-канальной косой и МПВ ГСЗ (б) донными станциями (OBS).

видна разница в характере волнового поля. Если при сейсморазведке МОВ волновое поле каждого источника содержит полезную информацию о строении разреза, то волновые поля для отдельных донных станций могут сильно отличаться друг от друга, что связано с их расположением относительно нарушений, присутствующих в геологической толще. Более подробно эта проблема уже рассматривалась ранее [Piliipenko et al., 2010]. Кроме того, как видно на рис. 1, б, некоторые волновые поля не содержат необходимой информации для дальнейшей обработки (нижние два примера).

Исследование различий в алгоритмах и возможностей формирования изображения среды с применением конечно-разностной миграции по полям отраженных и рефрагированных волн выполнялись на примере обработки части регионального профиля DOBRE-2, которая относится к регистрации данных в Азовском море. Выбор профиля объясняется тем, что наблюдения вдоль него проводились параллельно МОВ многократными перекрытиями (ГПП «Укргеофизика» [Sydorenko et al., 2017]) и МПВ ГСЗ (Международная группа при участии Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины [Starostenko et al., 2012, 2016]), что позволило определить основные различия в методике формирования изображения среды по этим данным, проанализировать их возможности и полученные результаты.

Общим при конечно-разностной миграции до суммы или по наблюдаемым сейсмограммам общего пункта возбуждения поля как отраженных, так и рефрагированных волн является то, что основу алгоритма составляют процедуры обратного продолжения волнового и прямого продолжения временного поля точечного источника. В процессе волнового продолжения по каждому из пунктов возбуждения колебаний в пространственных узлах сетки осуществляется отбор значений амплитуд, которые принадлежат миграционному изображению. Условием этого отбора для изображения является равенство продол-

женного волнового поля времени со значениями временного продолжения. Рассмотрим более подробно различия между формированием изображения среды при обработке данных МОВ и МПВ ГСЗ, наблюдаемых в Азовском море.

**Разница в алгоритмах формирования изображения глубинного строения геологической среды по полю отраженных и рефрагированных волн с применением конечно-разностной миграции.** Алгоритм выполнения конечно-разностной миграции поля как отраженных, так и рефрагированных волн включает прямое продолжение временного поля от источника  $T(x, z)$  и обратное продолжение волнового поля от приемников  $U(x, z, t)$ . Однако существуют некоторые различия между двумя алгоритмами, которые связаны с разным распространением отраженных и рефрагированных волн в геологической среде. На рис. 2 схематически показаны траектории этих двух типов волн при прохождении ими двуслойной среды и этапы алгоритмов выполнения конечно-разностной миграции для обоих случаев. Рассмотрим более подробно разницу в алгоритмах миграции поля отраженных и рефрагированных волн.

Отраженные волны распространяются только в толще, которая характеризуется скоростью  $V_1(x, z)$ . Следовательно, и прямое продолжение временного поля  $T(x, z)$ , и обратное продолжение волнового поля  $U(x, z)$  выполняются с учетом этой скорости. В этом случае изображение среды  $I(x, z)$  формируется по точкам отражения  $K$  (см. рис. 2).

При использовании миграции поля рефрагированных волн происходит формирование изображения не всей среды, а преломляющей границы и прилегающей к ней нижней толще. При этом возникает проблема: поскольку существуют две точки преломления, то встает вопрос о том, относительно какой из них формировать изображение среды. В разработанном варианте конечно-разностной миграции поля рефрагированных волн эта проблема решена путем виртуального переноса источника с земной поверхности в точку  $M$  первого

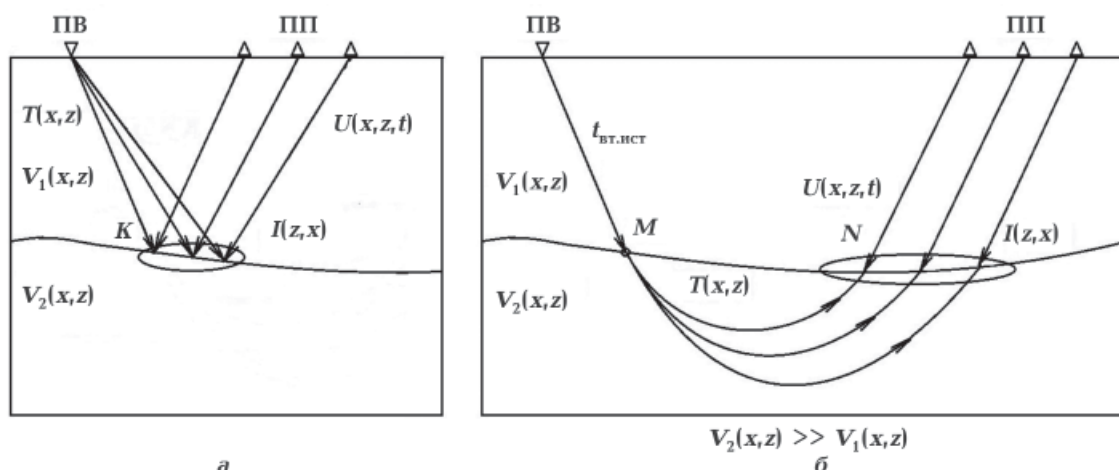


Рис. 2. Траектории распространения и схема выполнения конечно-разностной миграции для отраженных (а) и рефрагированных (б) волн.

преломления волны, что реализуется с помощью пересчета времени  $t_{\text{вт.ист}}$  и тогда формирование изображения происходит по точке второго преломления волн (точка  $N$  на рис. 2) [Пилипенко, Верпаховская, 2003]. Таким образом, согласно рис. 2 для прямого продолжения временного поля требуется задание скорости, характерной для преломляющей толще  $V_2(x, z)$ , а для обратного продолжения волнового поля — скорости в покрывающей толще  $V_1(x, z)$ .

Как в случае поля отраженных, так и в случае рефрагированных волн продолжения временного и волнового полей выполняются путем конечно-разностного решения дифференциальных уравнений, эйконала и скалярного волнового уравнения соответственно. При этом используются специального вида сетки, которые наиболее полно соответствуют природному распространению сейсмических волн в геологической среде и обеспечивают точность решения.

Прямое продолжение временного поля определяет кинематику тех волн, которые участвуют в формировании глубинного изображения по сейсмическим данным. Временное поле при миграции отраженных волн продолжается непосредственно с земной поверхности и рассчитывается с учетом скорости распространения волн в среде до отражающей границы. При миграции рефрагирован-

ных волн продолжение происходит в два этапа: выполняется виртуальный перенос источника с земной поверхности на преломляющую границу с учетом скорости распространения волн в покрывающей среде, а затем — прямое продолжение временного поля рефрагированных волн с учетом скорости их распространения в преломляющей толще. В обоих случаях теоретической основой продолжения временного поля является решение уравнения эйконала конечно-разностным методом с применением сетки лучей и изохрон. Следовательно, уравнение эйконала, которое стандартно записывается в декартовых координатах:

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 - \frac{1}{V^2(x, z)} = 0,$$

с линейно возрастающей с глубиной скоростью в среде  $V=V_0(1+\beta z)$  (где  $\beta$  — константа,  $V_0$  — скорость на земной поверхности в случае отраженных волн или скорость на границе преломления для рефрагированных волн), необходимо преобразовать согласно новой системе координат, основанной на лучах  $\gamma$  и изохронах  $\tau$ :

$$\gamma = \text{arctg} \frac{2x}{\beta(x^2 + z^2) + 2z};$$

$$\tau = \text{arch} \left[ \frac{\beta^2(x^2 + z^2)}{2(\beta z + 1)} + 1 \right],$$



$$\left[ \frac{\partial t(\gamma, \tau)}{\partial \tau} \right]^2 + \frac{1}{\text{sh}^2 \tau} \left[ \frac{\partial t(\gamma, \tau)}{\partial \gamma} \right]^2 - \frac{1}{V^2(\gamma, \tau) \beta^2 (\text{ch} \tau - \cos \gamma \text{sh} \tau)^2} = 0. \quad (1)$$

На рис. 3 показана разница в использовании расчетной сетки лучей  $\gamma$  и изохрон  $\tau$  при прямом продолжении временного поля в случае миграции поля отраженных (рис. 3, а) и рефрагированных (рис. 3, б) волн.

Конечно-разностная задача продолжения временного поля на сетке с четырехточечным шаблоном и в первом, и во втором случае решается по явной схеме с квадратичной степенью приближения:

$$t_{i,j+1} = t_{i,j} + \Delta \tau \left[ \frac{\partial t}{\partial \tau} \right] + \frac{\Delta \tau^2}{2} \left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \tau^2} \right],$$

где

$$\left[ \frac{\partial t}{\partial \tau} \right] = \sqrt{\frac{1}{V^2 \beta^2 (\text{ch} \tau - \cos \gamma \text{sh} \tau)^2} - \frac{1}{\text{sh}^2 \tau} \frac{b^2}{4 \Delta \gamma^2}};$$

$$\left[ \frac{\partial^2 t}{\partial \tau^2} \right] = \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{V^2 \beta^2 (\text{ch} \tau - \cos \gamma \text{sh} \tau)^2} - \frac{1}{\text{sh}^2 \tau} \frac{a^2}{4 \Delta \gamma^2}}} \times$$

$$\times \left\{ \frac{b^2 \text{ch} \tau}{4 \Delta \gamma^2 \text{sh}^3 \tau} - \frac{\partial V}{\partial \tau} \frac{1}{\beta^2 V^3 (\text{ch} \tau - \cos \gamma \text{sh} \tau)^2} - \frac{\text{sh} \tau - \cos \gamma \text{ch} \tau}{\beta^2 V^2 (\text{ch} \tau - \cos \gamma \text{sh} \tau)^3} - \frac{1}{2 \Delta \gamma \text{sh}^2 \tau} \sqrt{\frac{1}{V^2 \beta^2 (\text{ch} \tau - \cos \gamma \text{sh} \tau)^2} - \frac{b^2}{4 \Delta \gamma^2 \text{sh}^2 \tau}} \times \left( \frac{\text{sh} \tau \sin \gamma}{\beta^2 V^2 (\text{ch} \tau - \cos \gamma \text{sh} \tau)^3} + \frac{\frac{\partial V}{\partial \gamma}}{\beta^2 V^3 (\text{ch} \tau - \cos \gamma \text{sh} \tau)^2} + \frac{bc}{2 \Delta \gamma^3 \text{sh}^2 \tau} \right) \right\},$$

$$a = t_j^{i+1} - t_j^i; \quad b = t_j^{i+1} - t_j^{i-1}; \quad c = t_j^{i+1} - 2t_j^i + t_j^{i-1}.$$

Разница заключается только в значениях скорости, которые участвуют в расчетах: для отраженных волн — распределение скорости в среде с плавным ее увеличением до заданной глубины ( $V_1$ ), а для рефрагированных волн — распределение скорости в преломляющей толще ( $V_2$ ).

Условием устойчивости конечно-раз-

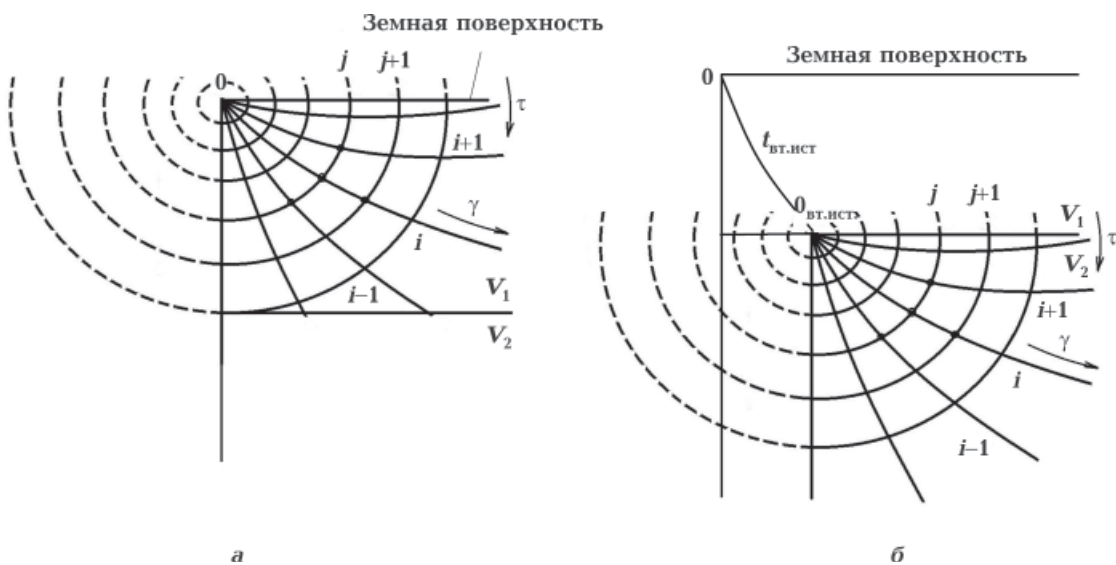


Рис. 3. Вид расчетных сеток при прямом продолжении временного поля в случае миграции поля отраженных (а) и рефрагированных (б) волн.

ностного продолжения временного поля является нахождение луча в пределах ячейки сетки, в которой происходит расчет [Пилипенко, Верпаховская, 2003; Верпаховская и др., 2013]. Поскольку уравнение эйконала является нелинейным, то в связи с резким изменением скорости при сложном строении среды корректность вычисления времени в некоторых узлах сетки по представленной схеме может быть нарушена. Поэтому вычисление происходит сначала в тех узлах, в которых время можно определить, а затем — в пропущенных узлах интерполяцией или экстраполяцией существующих значений, определенных в соседних узлах.

Задача обратного продолжения волнового поля как в случае миграции отраженных, так и в случае миграции рефрагированных волн выполняется путем конечно-разностного решения дифференциального волнового уравнения с аппроксимацией на пространственно-временной сетке:

$$\frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial z^2} - \frac{1}{V^2(x, z)} \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial t^2} = 0, \quad (2)$$

где  $u(x, z, t)$  — амплитуда колебаний в среде.

В случае миграции рефрагированных волн задача решается по неявной схеме с учетом редуцированного волнового поля, что позволяет значительно сократить объем вычислений. Дифференциальное уравнение (2) трансформируется с учетом новой системы координат  $x'=x$ ,  $z'=z$ ,  $t'=t-x/V_r$  со скоростью редукиции волнового поля  $V_r$ :

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t'^2} + \frac{2V^2(x', z')V_r}{(V_r^2 - V^2(x', z'))} \frac{\partial^2 u}{\partial x' \partial t'} - \frac{V^2(x', z')V_r^2}{(V_r^2 - V^2(x', z'))} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x'^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z'^2} \right) = 0. \quad (3)$$

Конечно-разностное уравнение, которое аппроксимирует дифференциальное уравнение (3) на трехмерной пространственно-временной сетке с шаблоном, изображенном на рис. 4, а, будет иметь следующий вид:

$$\begin{aligned} & \left( E - \frac{2V^2(x, z)V_r}{(V_r^2 - V^2(x, z))} \frac{\Delta t}{4\Delta x} L_x - \frac{\sigma \Delta t^2}{\Delta x^2} L_{xx} \right) \times \\ & \quad \times \left( E - \frac{\sigma \Delta t^2}{\Delta z^2} L_{zz} \right) u_{i,j}^{k-1} = \\ & = \left[ 2E - \frac{\Delta t^2}{\Delta x^2} \left( 2\sigma - \frac{V^2(x, z)V_r^2}{V_r^2 - V^2(x, z)} \right) L_{xx} - \right. \\ & \quad \left. - \frac{\Delta t^2}{\Delta z^2} \left( 2\sigma - \frac{V^2(x, z)V_r^2}{V_r^2 - V^2(x, z)} \right) L_{zz} \right] u_{i,j}^k - \\ & \quad - \left( E + \frac{2V^2(x, z)V_r}{V_r^2 - V^2(x, z)} \frac{\Delta t}{4\Delta x} L_x - \right. \\ & \quad \left. - \frac{\sigma \Delta t^2}{\Delta x^2} L_{xx} - \frac{\sigma \Delta t^2}{\Delta z^2} L_{zz} - \right. \\ & \quad \left. - \frac{2V^2(x, z)V_r}{V_r^2 - V^2(x, z)} \frac{\Delta t^3}{4\Delta x \Delta z^2} L_x L_{zz} + \right. \\ & \quad \left. + \frac{\sigma^2 \Delta t^4}{\Delta x^2 \Delta z^2} L_{xx} L_{zz} \right) u_{i,j}^{k+1}, \quad (4) \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} L_x &= u_{i+1,j}^k - u_{i-1,j}^k, \\ L_{xx} &= u_{i+1,j}^k - 2u_{i,j}^k + u_{i-1,j}^k, \\ L_{zz} &= u_{i,j+1}^k - 2u_{i,j}^k + u_{i,j-1}^k, \end{aligned}$$

$E$  — единичный оператор,  $\sigma$  — постоянная величина, обеспечивающая устойчивость вычислений. Уравнение (4) решается по неявной схеме с квадратичной степенью точности и имеет абсолютную устойчивость. Схема предполагает расщепление оператора при  $u_{i,j}^{k-1}$  на произведение двух операторов, соответствующих отдельным осям  $x$  и  $z$ . Следовательно, продолжение волнового поля происходит на каждом временном уровне  $k$  последовательно в двух направлениях  $i$  и  $j$ . Задача конечно-разностного продолжения волнового поля при миграции поля рефрагированных волн формулируется как решение уравнения (4) с начальными и краевыми условиями:

$$\begin{aligned} u_{i,j}^k &= u_{i,j}^{k-1} = 0; \quad u_{i,0}^k = U_{i,k}; \\ u_{0,j}^k &= u_{i,j}^k = 0; \quad u_{i,j}^k = 0, \end{aligned}$$

где  $U_{i,k}$  — наблюдаемое на земной поверхности волновое поле.

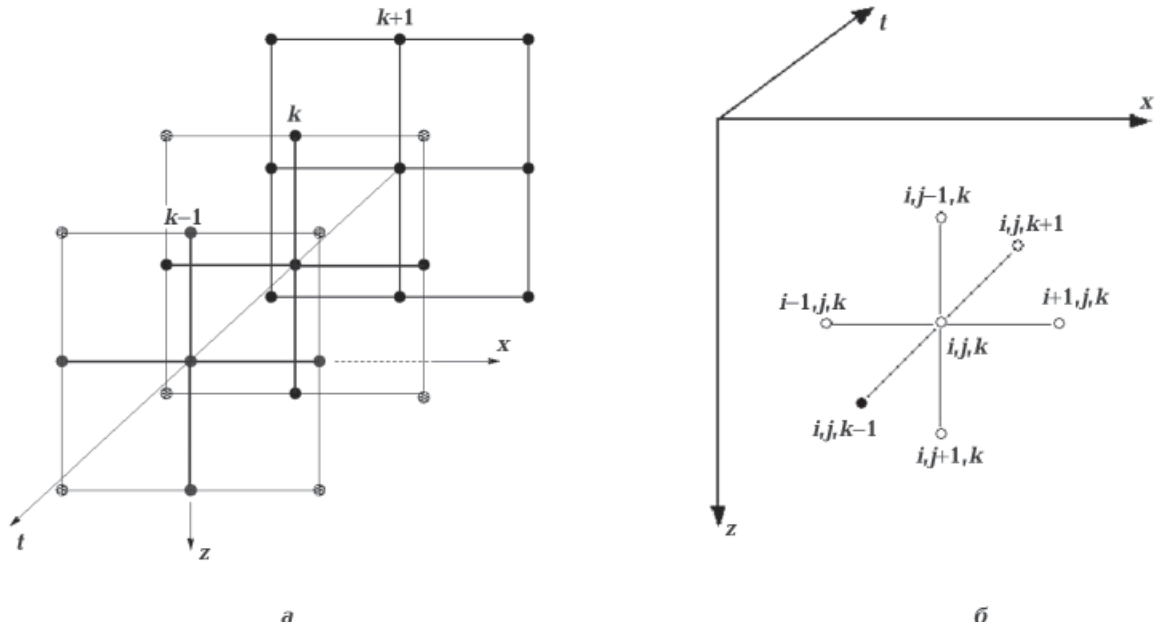


Рис. 4. Шаблоны пространственно-временных расчетных сеток при прямом продолжении временного поля в случае миграции поля рефрагированных (а) и отраженных (б) волн.

Задача обратного продолжения волнового поля при миграции поля отраженных волн предполагает аппроксимацию дифференциального уравнения (2) конечно-разностным на пространственно-временной сетке с семиточечным шаблоном, показанным на рис. 4, б:

$$\frac{(u_{i,j}^{k+1} - 2u_{i,j}^k + u_{i,j}^{k-1}))}{\Delta t^2} = V_{i,j}^2 \left( \frac{(u_{i+1,j}^k - 2u_{i,j}^k + u_{i-1,j}^k)}{\Delta x^2} + \frac{(u_{i,j+1}^k - 2u_{i,j}^k + u_{i,j-1}^k)}{\Delta z^2} \right).$$

Дополним задачу начальными и краевыми условиями:

$$u_{i,0}^k = U_{i,k}; u_{i,m}^k = 0; u_{0,j}^k = 0; u_{n,j}^k = 0; u_{i,j}^p = 0; u_{i,j}^{p-1} = 0,$$

где  $n, m, p$  — количество узлов на линиях сетки по осям координат  $x, z, t$  или сеточным координатам  $i, j, k$ .

Задача обратного продолжения волнового поля при миграции поля отраженных

волн решается по явной схеме с квадратичной степенью точности и условной устойчивостью:

$$u_{i,j}^{k-1} = -u_{i,j}^{k+1} + 2u_{i,j}^k \left( 1 - \frac{\Delta t^2}{\Delta x^2} - \frac{\Delta t^2}{\Delta z^2} \right) + \frac{\Delta t^2}{\Delta x^2} (u_{i+1,j}^k + u_{i-1,j}^k) + \frac{\Delta t^2}{\Delta z^2} (u_{i,j+1}^k + u_{i,j-1}^k).$$

Условием устойчивости является неравенство

$$\Delta t \cdot \max_p V_{i,j} \leq \frac{\Delta x \Delta z}{\sqrt{\Delta x^2 + \Delta z^2}}.$$

После продолжения временного и волнового поля изображение формируется согласно условию

$$I(x, z) = U(x, z, t = T(x, z)),$$

где  $U(x, z, t)$  — продолженное волновое поле,  $T(x, z)$  — продолженное временное поле.

Необходимо также отметить разницу в разрешающей способности миграций поля отраженных и рефрагированных волн. Оценить разрешающую способность миграции можно приблизительно путем со-

поставления определенного интервала волнового поля с отвечающим ему интервалом сформированного изображения. На рис. 5 показана простая двуслойная скоростная модель среды с горизонтальной границей раздела. Был выбран произвольный интервал волнового поля  $MN$ , который на изображении соответствует глубинному —  $\Delta z$ . Во время выполнения обратного продолжения волнового поля фронт волны достигает точки  $N$  с временной задержкой  $\Delta t$  относительно точки  $M$ . Эту временную задержку можно рассчитать по формуле

$$\Delta t = \frac{\Delta z}{V_1} \cos \varphi,$$

где  $\varphi$  — угол падения волны,  $V_1$  — скорость в покрывающем слое.

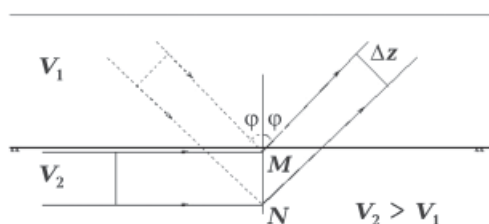


Рис. 5. Сопоставление временного и глубинного интервалов при формировании изображения среды при миграции.

Для вычисления глубинного интервала изображения  $\Delta z$ , в который трансформируется временной интервал  $\Delta t$  волнового поля, запишем следующие выражения: для миграции поля отраженных волн

$$\Delta z = \frac{\Delta t V_1}{\cos \varphi},$$

для миграции поля рефрагированных волн

$$\Delta z = \frac{\Delta t V_1}{\sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}}.$$

Из последнего уравнения видно, что разрешающая способность миграции поля рефрагированных волн тем выше, чем больше разница между скоростями в покрывающей  $V_1$  и в преломляющей  $V_2$  тол-

щах. Очевидно, при равенстве этих двух скоростей миграция поля рефрагированных волн вообще невозможна.

Разрешающая способность миграции по кинематике рефрагированных волн вдвое ниже, чем асимптотическое значение разрешающей способности для отраженных волн. Визуально миграционный глубинный разрез, сформированный по рефрагированным волнам, выглядит более низкочастотным, чем соответствующий ему глубинный разрез, построенный по отраженным волнам. В то же время при применении миграции поля отраженных волн в зоне, удаленной от источника, эта разница в частоте изображений уменьшается.

Таким образом, изображение среды, полученное при миграции поля рефрагированных волн, отличается меньшей разрешающей способностью, чем изображение отраженных волн. Это сказывается на видимой частоте глубинных изображений геологической среды, сформированных по полям отраженных и рефрагированных волн. В то же время конечно-разностная миграция поля рефрагированных волн, о которой говорится в статье, является единственной реальной возможностью сформировать глубинное изображение геологической среды по наблюдаемым данным МПВ ГСЗ.

**Применение конечно-разностной миграции до суммы по исходным сейсмограммам при обработке данных МОВ многократными перекрытиями и МПВ ГСЗ, наблюдаемых в районе Азовского моря.** Для наглядного примера возможностей конечно-разностной миграции полей отраженных и рефрагированных волн была выбрана часть профиля DOBRE-2 в акватории Азовского моря. Наблюдения были выполнены как МОВ [Sydorenko et al., 2017], так и МПВ ГСЗ [Starostenko et al., 2012, 2017].

Система МОВ при сейсмических наблюдениях вдоль части профиля DOBRE-2 в районе Азовского моря предусматривала 240 сейсмоприемников для регистрации волнового поля от каждого пункта



возбуждения, общее количество которых было около 1081 [Sydorenko et al., 2017]. При этом шаг между приемниками составлял 12,5 м, а между источниками — 50 м. Система наблюдений ГСЗ состояла из семи OBS и 1054 пунктов возбуждения с шагом между ними вдоль профиля примерно 150 м [Starostenko et al., 2012, 2017]. Для обработки наблюдаемых волновых полей в обоих случаях была применена конечно-разностная миграция до суммы или по исходным сейсмограммам общего пункта возбуждения (для МОВ) и общего пункта приема (для МПВ ГСЗ).

Уже на подготовительном этапе обработки сейсмических данных наблюдались некоторые различия в применении конечно-разностной миграции полей отраженных и рефрагированных волн. Для

обработки данных МПВ ГСЗ необходимо в исходное поле внести редукцию со скоростью, соответствующей скорости распространения волн в преломляющей толще, в то время, как для обработки данных МОВ необходимо срезать часть поля, которая не относится к регистрации отраженных волн.

На рис. 6 приведены два волновых поля одного пункта возбуждения, наблюдаемые МОВ (рис. 6, а) и МПВ ГСЗ (рис. 6, б), после этапа их подготовки к применению конечно-разностной миграции. Заметим, что в первом варианте запись одного пункта возбуждения является односторонней и имеет длину не более 3 км, в то время как запись, которая относится к наблюдениям МПВ ГСЗ, является двусторонней относительно OBS и соответствует дли-

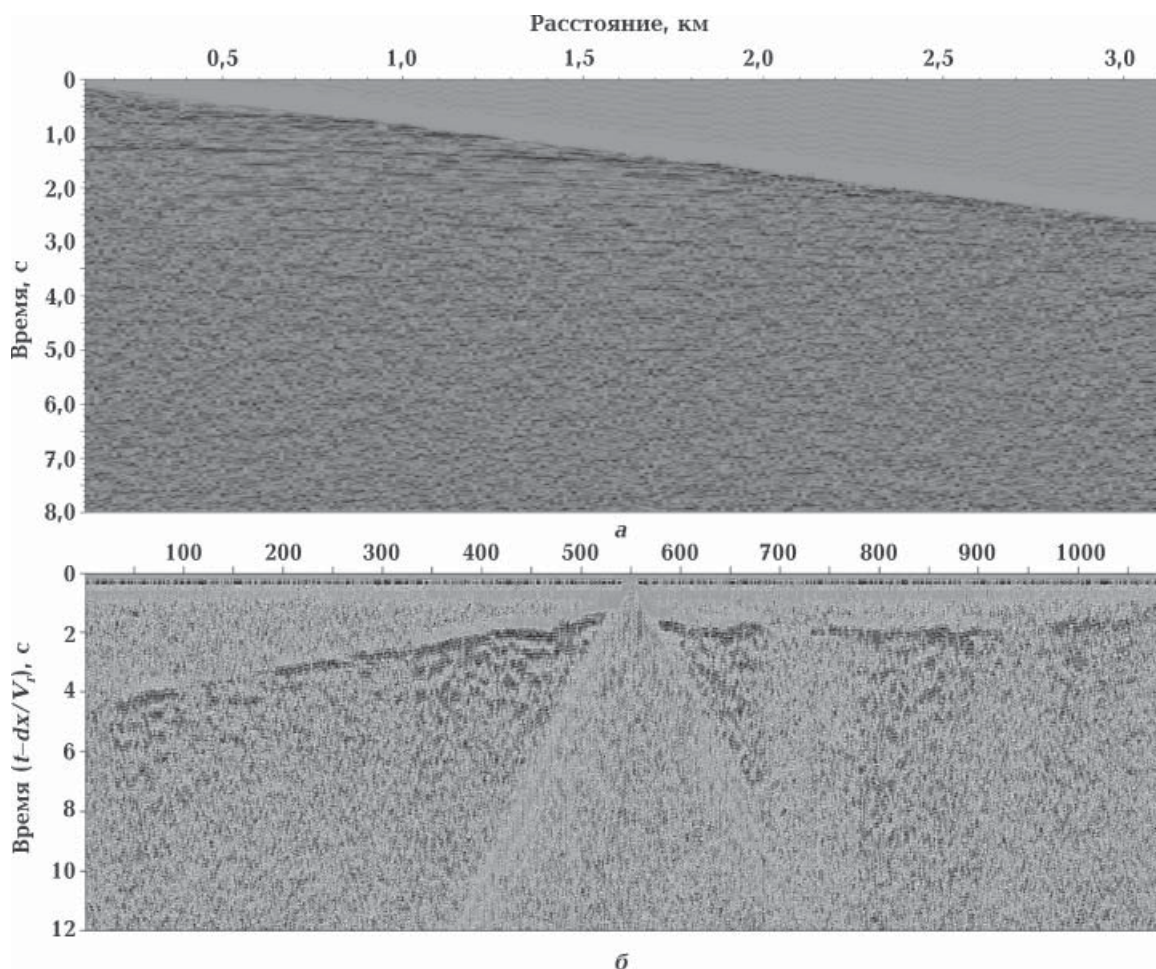


Рис. 6. Подготовленные волновые поля к применению конечно-разностной миграции, наблюдаемые МОВ многократными перекрытиями (а) и МПВ ГСЗ (б).

не всего профиля. После соответствующей подготовки наблюдаемых волновых полей можно применять к ним конечно-разностную миграцию. Для этого необходимо иметь априорно определенную скоростную модель среды. На этом этапе также существует различие, которое заключается в том, что для миграции поля рефрагированных волн необходимо задавать две отдельные скоростные модели для покрывающей и преломляющей толщ. В случае применения миграции поля отраженных волн скоростная модель среды одна и соответствует всей толще, где проходят отраженные волны. При этом значения скорости изменяются плавно и не имеют таких значительных скачков, как

это происходит на границе преломления. После определения скоростных моделей выполняется конечно-разностная миграция для каждого пункта возбуждения. На рис. 7 показаны результаты ее применения к данным одного пункта возбуждения МОВ многократными перекрытиями (рис. 7, а) и МПВ ГСЗ (рис. 7, б).

После получения результатов формирования изображения среды для каждого пункта возбуждения или приема необходимо суммировать их в общий разрез вдоль всего профиля. Рис. 7 показывает еще одно различие в формировании изображения по полям отраженных и рефрагированных волн, заключающееся в том, что при расчетах в случае отраженных

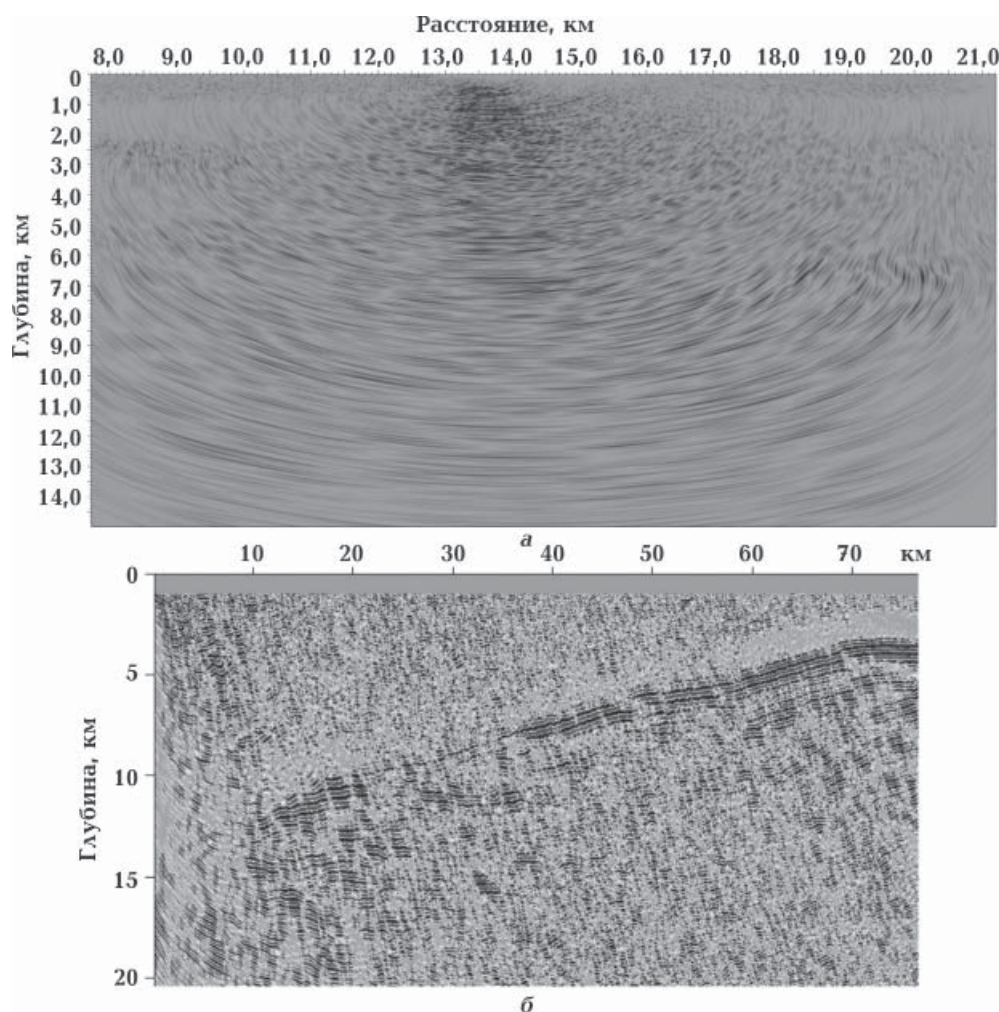


Рис. 7. Результат формирования миграционного изображения по отдельному пункту возбуждения по данным МОВ многократными перекрытиями (а) и МПВ ГСЗ (б).

волн с обоих краев интервала добавляются дополнительные трассы, которые отсекаются при формировании суммарного изображения. Это связано с появлением краевых эффектов на сформированном изображении (рис. 7, а), поскольку учитывается естественное распространение волн в среде.

При обработке данных МПВ ГСЗ метод конечно-разностной миграции поля рефрагированных волн является единственным инструментом на сегодняшний день для формирования изображения глубинного строения геологической среды по данным, зарегистрированным на расстояниях в несколько сотен километров от источника. Сложность разработки методики прежде всего заключается в постановке задачи миграции, необходимости учета проникания рефрагированных волн в толщу с большей скоростью при прохождении границы раздела, а также влияния размещения пункта возбуждения относительно нарушений, которые есть на границе преломления, на характер зарегистрированного волнового поля [Piliipenko et al., 2010]. В результате подобного влияния часть наблюдаемых волновых полей имеет недостаточное качество для обработки, что с учетом нерегулярности системы размещения приемников может привести к недостаточности отдельных миграционных фрагментов для формирования полного изображения преломляющей границы вдоль всего профиля. Поэтому очень часто для получения информации о строении исследуемой среды возникает потребность в сравнении результатов обработки данных, наблюдаемых МПВ ГСЗ и МОВ многократными перекрытиями.

Однако существует некоторое расхождение результатов миграции данных МЗХ ГСЗ и МОВ многократными перекрытиями, которое требует тщательного объяснения, поскольку все описанные ранее особенности и различия этих двух методов сейсморазведки, в частности в системах наблюдений и характере зарегистрированного волнового поля, играют в этом разногласии решающее значение.

Миграция поля рефрагированных волн фиксирует на изображении область только одной контрастной по скорости границы, а не весь разрез, как при миграции поля отраженных волн. В связи с этим на изображении, сформированном по полю рефрагированных волн, как правило нет промежуточных границ, а только та граница, скорость на которой резко изменяется, и прилегающая к ней нижняя толща. Поэтому при наличии двух или более преломляющих границ в исследуемой среде необходимо выполнять миграцию отдельно для каждой из них и затем строить суммарный глубинный разрез [Пилипенко, Верпаховская, 2003; Верпаховская, 2011].

Кроме того, разный частотный состав изображений, полученных по данным ГСЗ и МОВ многократными перекрытиями, позволяет по полю рефрагированных волн выделять более четко отдельные детали строения исследуемой границы. Это приводит к эффекту ощущения разного масштаба глубин на миграционных разрезах, полученных по данным ГСЗ и МОВ многократными перекрытиями.

Следует отметить, что при обработке поля отраженных и рефрагированных волн изображение фиксируется с разных углов подхода волн к точке, по которой формируется изображение. При миграции данных МОВ многократными перекрытиями волна падает сверху на контрастную границу, а при миграции поля рефрагированных волн — сбоку от пункта возбуждения и в глубину преломляющей толщи, что связано с переносом источника на границу преломления. Именно этот различный взгляд на границу позволяет получить дополнительную информацию о строении среды.

На рис. 8 показано сравнение результатов обработки части морского регионального профиля DOBRE-2 с применением конечно-разностной миграции поля отраженных волн к данным МОВ (рис. 8, а) и миграции поля рефрагированных волн к данным МПВ ГСЗ (рис. 8, б).

Как можно видеть на рис. 8, изображение, сформированное по полю рефрагиро-



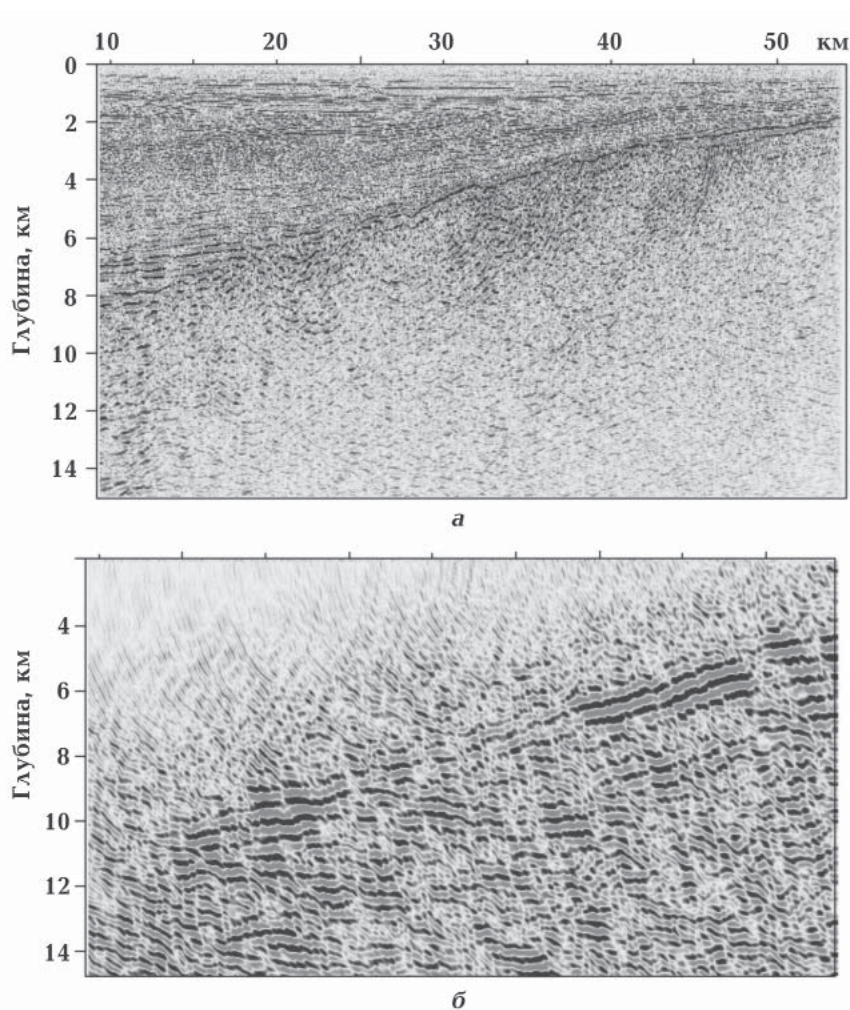


Рис. 8. Результаты обработки сейсмических наблюдений с применением конечно-разностной миграции поля отраженных волн данных МОВ многократными перекрытиями (а) и поля рефрагированных волн данных ГСЗ (б).

ванных волн, отображает строение границы фундамента и преломляющей толщи, в то время как миграция отраженных волн позволяет хорошо отразить именно осадочную толщу, перекрывающую границу фундамента. Таким образом, представленные на рис.8 изображения дополняют друг друга и позволяют получить больше информации об общем строение и глубинном строении геологического разреза в районе исследования.

**Выводы.** Как показано в статье, существует целый ряд принципиальных различий между алгоритмами к миграции полей отраженных и рефрагированных волн, которые объясняются разницей в

распространении этих двух типов волн в двуслойной среде и которые заключаются в следующем.

1. Миграция поля отраженных волн основана на эффекте отражения волн от последовательности отражающих горизонтов. При этом возможно формирование всего глубинного разреза, в то время как миграция поля рефрагированных волн использует эффект прохождения волны через границу двух сред с разной скоростной характеристикой и дает возможность изобразить строение отдельной границы преломления и примыкающей к ней нижней толщ.

2. При миграции поля рефрагирован-

ных волн необходимо задавать две разные функции скорости — для покрывающей и для преломляющей толщ, а при миграции поля отраженных волн — одну функцию скорости для всего разреза. Эти скорости используются при временном и волновом продолжениях.

3. Для сокращения объема вычислений при миграции поля рефрагированных волн необходимо предварительно вносить в исходное волновое поле редукцию, скорость которой соответствует скорости распространения волн в преломляющей толще.

4. Задача обратного продолжения волнового поля в случае миграции поля рефрагированных волн предполагает неявную схему с абсолютной устойчивостью, а в случае миграции поля отраженных волн — явную схему с условной устойчивостью. В то же время в обоих случаях конечно-разностное решение имеет квадратичную степень аппроксимации.

5. Особенности в регистрации отраженных и рефрагированных волн существенно влияют на разницу в выборе области волнового поля, которую необходимо включить в процесс миграции. В большинстве случаев чем больше время зарегистрированного отражения, тем глубже сейсмический горизонт, который связан с этим отражением. В случае рефрагированных волн, как правило, чем дальше от источника, тем глубже горизонт, который связан с волной.

6. Миграция отраженных волн дает полноценный результат только при условии реализации многократной системы перекрытий, которая обеспечивает снятие интенсивных помех разной природы путем суммирования большого количества изображений от отдельных пунктов возбуждения колебаний. Рефрагированные волны, как правило, регистрируются в зоне отсутствия регулярных помех, поэтому могут использоваться с минимальным перекрытием изображений от отдельных пунктов возбуждения колебаний. Этому также способствует то обстоятельство, что при значительном перепаде скорости на границе раздела интервал формирования

изображения преломленной волны значительно превышает интервал изображений по отраженным волнам.

7. Изображение среды, полученное при миграции поля рефрагированных волн, отличается меньшей разрешающей способностью, чем изображение, сформированное по отраженным волнам. Это сказывается на видимой частоте глубинных изображений среды, полученных с их применением. В то же время для формирования глубинного изображения по данным МПВ ГСЗ альтернативы методу конечно-разностной миграции поля рефрагированных волн, рассмотренного в статье, на сегодняшний момент не существует.

При сравнении сформированных изображений по полю отраженных и рефрагированных волн необходимо учитывать значительную разницу между наблюдениями ГСЗ (WARRP) и МОВ многократными перекрытиями, в частности различные плотность и регулярность как возбуждений, так и регистрации колебаний. Особенности волнового поля, зарегистрированного МПВ ГСЗ и МОВ многократными перекрытиями, объясняется принципом отбора трасс: в методе ГСЗ запись происходит одним приемником от многих пунктов возбуждения, т. е. является сейсмограммой общего пункта приема, в то время как в методе МОВ многократными перекрытиями используются сейсмограммы общего пункта возбуждения. Это все влияет на разницу в применении конечно-разностной миграции к данным МПВ ГСЗ и МОВ, которая заключается как в задании скоростных функций среды и параметров миграции, так и в методике формирования изображения среды по полю рефрагированных и отраженных волн. Поэтому для сейсморазведки важно не столько сравнение результатов применения миграции к данным МОВ многократными перекрытиями и МПВ ГСЗ, сколько объединение их для более качественной интерпретации и, следовательно, для получения более полной информации о глубинном строении среды с пространственным положением целевых объектов разведки.



Список литературы

- Верпаховская А. О. Актуальные задачи конечно-разностной миграции поля преломленных волн. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 6. С. 96—108.
- Верпаховская А. О., Пилипенко В. Н., Бугкевич В. Б. 3D конечно-разностная миграция поля преломленных волн. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 3. С. 50—65. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111102>.
- Верпаховская А. О., Пилипенко В. Н., Пилипенко Е. В., Сигоренко Г. Д. Конечно-разностная миграция волнового поля при изучении глубинного строения морских акваторий. 5-я Международная научно-практическая конференция «Современные сейсмические и другие геолого-геофизические методы при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенных структур (Сейсмо-2014)», Одесса, 7—13 сентября 2014 г. *Расширенные тезисы*. С. 1—4.
- Верпаховская А. О., Сигоренко Г. Д., Пилипенко В. Н., Пилипенко Е. В. Миграция исходных сейсмограмм и моделирование волнового поля конечно-разностным методом с распараллеливанием процесса вычислений на кластере. *Геоинформатика*. 2013. Т. 47. № 3. С. 47—58.
- Орленок В. В. Морская сейсмоакустика. Учеб. пособие. Калининград: Изд-во Калининград. ун-та, 1997. 150 с.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О. Особенности миграционного преобразования поля рефрагированных волн. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 1. С. 42—55.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О., Бугкевич В. Б. Трехмерная временная миграция по исходным данным площадной сейсморазведки. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 1. С. 43—56. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107721>.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О., Гневуш В. В. Конечно-разностная волновая миграция исходных сейсмограмм общего пункта взрыва во временной области. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 3. С. 40—48.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О., Кекух Д. А., Пилипенко Е. В. Продолжение временного поля в трехмерной неоднородной среде в процедурах обработки и интерпретации сейсмических данных. *Геоинформатика*. 2011. № 4. С. 32—43.
- Farmer P., Zhou Z., Jones D., 2009. The role of reverse time migration in imaging and model estimation. *TLE* 28(4), 436—441.
- Han B., 1998. A comparison of four depth-migration methods. 68th Ann. Internat. Mtg, SEG. Expanded Abstracts. P. 1104—1107.
- Pilipenko V. N., Verpakhovskaya A. O., Makris J., Thybo H., 2003. Possible applications of the refraction migration in studies of the crustal structure. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth* 39(6), 520—526.
- Pilipenko V. N., Verpakhovskaya A. O., Starostenko V. I., Pavlenkova N. I., 2010. Finite-difference migration of the field of refracted waves in studies of the deep structure of the Earth's crust and the upper mantle based on the DSS (on the example of the DOBRE profile). *Izvestiya. Physics of the Solid Earth* 46(11), 943—954. doi: [10.1134/S1069351310110042](https://doi.org/10.1134/S1069351310110042).
- Pilipenko V. M., Verpakhovska O. O., Starostenko V. I., Pavlenkova N. I., 2011. Wave images of the crustal structure from refractions and wide-angle reflections migration along the DOBRE profile (Dnieper-Donets paleorift). *Tectonophysics* 508, 96—105. doi: [10.1016/j.tecto.2010.11.009](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.11.009)
- Sinha D. P., Vishnoi D. K., Basu S., Singh V. P., 2009. A brief comparison of the efficacy of four migration algorithms — a sub-basalt example. *Geohorizons*, SPG. India, P. 24—27.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Kolomiyets K., Thybo H., Legostaeva O., 2012. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. *The 15<sup>th</sup> International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their margins, Seismix 2012*. Programme and Abstracts: Beijing (China) September 16—20. P. 85.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Rusakov O., Czuba W., Sroda P., Grad M., Gu-

terch A., Flúh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorenko G., Lysynchuk D., Omelchenko V. Kolomiyets K., Legostaeva O., Danowski A., Shulgin A., 2017. DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Massif and the north eastern Black Sea Basin. In: M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia (eds). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc., London, Spec. Publ. doi:10.1144/SP428.11.

Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T., Starostenko V., Tolkunov A., Janik T., Majdanski M., Voitsitskiy Z., Rusakov O., Omelchenko V., 2017. Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. In: M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia (eds). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc., London, Spec. Publ. doi:10.1144/SP428.15.

## Formation geological depth image according to refraction and reflection marine seismic data

© A. Verpakhovska, V. Pilipenko, E. Pylypenko, 2017

The possibility of forming of the geological depth image from marine seismic data observed with the method of reflected waves by multiple overlaps and the refracted method by deep seismic sounding (DSS) was investigated. The difference in the algorithms for creating the depth image using the finite-difference migration on the field of reflected and refracted waves is shown. The problem of different ways of specifying velocity functions for prolongation of temporal and wave fields in case of migration of reflected and refracted waves. Assessment and comparison of resolving power of two migration methods has been accomplished. There is also presented the possibility of comparing and generalizing their results. Researches were carried out using the example of seismic data, observed with the method of reflected waves by multiple overlaps and the refracted method by deep seismic sounding in the area of the Azov Sea.

**Key words:** reflected, refracted wave methods, deep seismic sounding, formation of a deep image, finite-difference migration, continuation of the wave and time fields.

### References

- Verpakhovskaya A. O., 2011. Urgent problems of finite-difference migration of the field of refracted wave. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(6), 96—108 (in Russian).
- Verpakhovskaya A. O., Pilipenko V. N., Budkevich V. B., 2015. 3D finite-difference migration of the field of refracted wave. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(3), 50—65 (in Russian). doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111102>.
- Verpakhovskaya A. O., Pilipenko V. N., Pilipenko E. V., Sydorenko G. D., 2014. Finite-Difference Migration of the Wave Field in the Study of the Deep Structure of Marine Waters. *The 5th International Scientific and Practical Conference «Modern seismic and other geological and geophysical methods in the search for oil and gas deposits in complex structures (Seismo-2014)», Odessa, September 7—13, Extended theses*. P. 1—4 (in Russian).
- Verpakhovskaya A. O., Sydorenko G. D., Pilipenko V. N., Pilipenko E. V., 2013. Migration of initial seismograms and simulation of the wave field by a finite-difference method with parallelization of the computation process on a cluster. *Geoinformatika* 47(3), 47—58 (in Russian).
- Orlenok V. V., 1997. *Marine Seismoacoustics*. Textbook. Kaliningrad: Publishing house KSU, 150 p. (in Russian).
- Pilipenko V. N., Verpakhovskaya A. O., 2003. Peculiarities of the migration transformation of the field of refracted waves. *Geofizicheskiy zhurnal* 25(1), 42—55 (in Russian).
- Pilipenko V. N., Verpakhovskaya A. O., Budkevich V. B., 2016. Three-dimensional temporal migration according to initial data of areal seismic exploration. *Geofizicheskiy zhurnal* 38(1), 43—56 (in Russian). doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107721>.

- Pilipenko V. N., Verpakhovskaya A. O., Gnevush V. V.*, 2012. Finite-difference wave migration of initial seismograms of central explosion point in time domain. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(3), 40—48 (in Russian).
- Pilipenko V. N., Verpakhovskaya A. O., Kekukh D. A., Pilipenko E. V.*, 2011. Continuation of the time field in a three-dimensional inhomogeneous medium in the processing and interpretation of seismic data. *Geoinformatika* (4), 32—43 (in Russian).
- Farmer P., Zhou Z., Jones D.*, 2009. The role of reverse time migration in imaging and model estimation. *TLE* 28(4), 436—441.
- Han B.*, 1998. A comparison of four depth-migration methods. 68th Ann. Internat. Mtg, SEG. Expanded Abstracts. P. 1104—1107.
- Pilipenko V. N., Verpakhovskaya A. O., Makris J., Thybo H.*, 2003. Possible applications of the refraction migration in studies of the crustal structure. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth* 39(6), 520—526.
- Pilipenko V. N., Verpakhovskaya A. O., Starostenko V. I., Pavlenkova N. I.*, 2010. Finite-difference migration of the field of refracted waves in studies of the deep structure of the Earth's crust and the upper mantle based on the DSS (on the example of the DOBRE profile). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46(11), 943—954. doi: 10.1134/S1069351310110042.
- Pilipenko V. M., Verpakhovska O. O., Starostenko V. I., Pavlenkova N. I.*, 2011. Wave images of the crustal structure from refractions and wide-angle reflections migration along the DOBRE profile (Dnieper-Donets paleorift). *Tectonophysics* 508, 96—105. doi: 10.1016/j.tecto.2010.11.009.
- Sinha D. P., Vishnoi D. K., Basu S., Singh V. P.*, 2009. A brief comparison of the efficacy of four migration algorithms — a sub-basalt example. *Geohorizons*, SPG. India, P. 24—27.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Kolomiyets K., Thybo H., Legostaeva O.*, 2012. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. *The 15<sup>th</sup> International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their margins, Seismix 2012*. Programme and Abstracts: Beijing (China) September 16—20. P. 85.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Rusakov O., Czuba W., Sroda P., Grad M., Guterch A., Flúh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorenko G., Lysynchuk D., Omelchenko V., Kolomiyets K., Legostaeva O., Danowski A., Shulgin A.*, 2017. DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Massif and the north eastern Black Sea Basin. In: *M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia (eds). Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc., London, Spec. Publ. doi:10.1144/SP428.11.
- Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T., Starostenko V., Tolkunov A., Janik T., Majdanski M., Voitsitskiy Z., Rusakov O., Omelchenko V.*, 2017. Geological structure of the northern part of the Eastern Black Sea from regional seismic reflection data including the DOBRE-2 CDP profile. In: *M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia (eds). Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Geol. Soc., London, Spec. Publ. doi:10.1144/SP428.15.