

# Кинематическая миграция поля преломленных волн при формировании изображения среды по данным ГСЗ

© А. О. Верпаховская, 2014

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила в редакцию 16 июня 2014 г.

Представлено членом редколлегии В. Н. Пилипенко

Під час формування зображення середовища необхідно мати апріорну інформацію про її швидкісну модель. Скінченно-різницева кінематична міграція поля заломлених хвиль дає змогу визначити глибинне положення заломної межі, а також значення швидкості у покривній і заломній товщах, що достатньо для подальшого формування зображення середовища із застосуванням динамічної міграції. Запропоновано алгоритм і вдосконалено програмне забезпечення скінченно-різницевої кінематичної міграції поля заломлених хвиль під час формування зображення середовища за даними ГСЗ з урахуванням їх специфіки. Ефективність алгоритму показано на модельних і практичних матеріалах.

**Ключові слова:** ГСЗ, кінематична міграція, заломлені хвилі.

**Введение.** Сейсмическая миграция по используемым при обработке свойствам волнового поля подразделяется на кинематическую и динамическую. «Кинематическая миграция», как термин, в зарубежной литературе обозначает метод определения глубинного положения отражающих границ по заданной скоростной модели среды [Wang, Pann, 1995; Seisa, 2010; Iversen et al., 2012].

В данной статье под кинематической миграцией понимается метод определения упрощенной скоростной модели двуслойной среды по преломленным волнам, основанный на продолжении временного поля путем решения уравнения эйконала конечно-разностным методом для двух встречных годографов преломленных волн численным вариантом метода полей времен. Численный вариант метода полей времен был разработан В. Н. Пилипенко [Пилипенко, 1979] и отличается точностью и устойчивостью решения уравнения эйконала.

За рубежом решение уравнения эйконала используется в основном для расчета годографов волн при моделировании. В статье [Sava, Fomel, 2001] дана сравнительная характеристика двух основных методов определения годографов: трассировкой лучей и численного решения уравнения эйконала. Авторами сделан вывод, что решение уравнения эйконала является быстрым и надежным, но ограничено вычислением только первых вступлений волн, в то время как трассировка лучей может определить и последующие вступления, но не име-

ет такой надежности как решение уравнения эйконала [Sava, Fomel, 2001]. В зарубежной науке появление конечно-разностного решения уравнения эйконала для вычисления первых вступлений [Vidale, 1988; Podvin, Lecomte, 1991] стало значительным прорывом, который обеспечил развитие чрезвычайно быстрых и надежных алгоритмов расчета годографов волн [Reshef, 1991; Geoltrain, Brac, 1993; Mufti et al., 1996; Thierry et al., 1999; Zhang, 2006]. Если же говорить об ограничении при решении уравнения эйконала только расчетом первых вступлений волн, то именно это определяет однозначность решения и гарантирует надежность и точность метода.

Конечно-разностное решение уравнения эйконала для продолжения временного поля использовано в методике кинематической миграции преломленных волн, которая была разработана для задачи определения зоны малых скоростей по данным точечных зондирований [Верпаховская, Шиманский, 2005]. Однако область применения кинематической миграции значительно шире [Пилипенко, 1979], поскольку информация о скоростном строении среды и глубинном положении ее границ раздела во многих случаях необходима при обработке зарегистрированных сейсмических данных. Одной из таких задач, где используется априорная скоростная модель двуслойной среды и, в частности, скорость распространения волн в преломляющей толще, является формирование изображения среды с применением

конечно-разностной динамической миграции поля преломленных волн по данным ГСЗ. Обычным методом получения информации о распределении скорости в среде является лучевое моделирование или сейсмическая томография [Zhou et al., 2010], что требует включения в обработку дополнительных программных средств, которые не всегда есть в наличии. Поэтому разработка алгоритма кинематической миграции поля преломленных волн для определения априорной скоростной модели среды непосредственно по наблюдениям ГСЗ без привлечения дополнительных методов для последующей динамической миграции является актуальной задачей.

Актуальность этой задачи объясняется развитием нестандартного направления динамической миграции, основанной на выделении и обработке преломленных проникающих волн с учетом значительных расстояний наблюдений от источника. Данный подход предполагает наличие в среде контрастной по скорости границы раздела и задание двух отдельных скоростных моделей для покрывающего и преломляющего полупространств [Пилипенко, Верпаховская, 2003, 2005, 2008; Верпаховская, 2011]. Некоторые существующие разработки в данном направлении основываются на формировании изображения по полю преломленных волн подобно миграции суммы ОГТ и в этом случае нет необходимости указывать значение скорости в преломляющем слое, поскольку рассматриваются только скользящие вдоль преломляющей границы головные волны, не проникающие в слой с большей скоростью [Orlowsky et al., 1998; Телегин, 2004; Franco, 2005]. Такое ограничение вовлекаемых в обработку преломленных волн не дает полного представления о структурных особенностях строения среды. Кроме того, динамическая миграция преломленных волн, выполняемая подобно миграции отраженных волн без учета разницы в распространении волн в среде, может привести к искаженным результатам обработки, а следовательно, и интерпретации. В конечно-разностной динамической миграции поля преломленных волн, разрабатываемой в Институте геофизики НАН Украины, в обработке участвуют преломленные проникающие волны, что позволяет детально изобразить все структурные элементы не только преломляющей границы, но и примыкающего к ней преломляющего слоя [Пилипенко, Соколовская, 1990; Pilipenko, Markis, 1997; Pylypenko, Goncharov, 2000; Пилипенко, Верпаховская,

2008; Pylypenko et al., 2011; Верпаховская, 2012]. Однако для такого подхода требуется априорная информация о значениях скорости как в покрывающем слое, так и, что более актуально для проникающих волн, в преломляющей толще, а также о глубине границы их раздела в области источника [Пилипенко, Верпаховская, 2003]. Именно информацию о значениях скорости в преломляющей толще дает конечно-разностная кинематическая миграция поля преломленных волн. Совместное применение кинематической и динамической миграций при обработке данных ГСЗ может обеспечить получение глубинного изображения среды по полю преломленных волн без привлечения дополнительных методов.

Система наблюдений ГСЗ характеризуется значительной нерегулярностью размещений источников и приемников вдоль профиля, а также регистрацией волнового поля на удалениях от источника в несколько сотен километров [Павленкова, 1999]. В зарубежном варианте подобная система наблюдений называется WARRP (Wide Aperture Reflection and Refraction Profiling) [Makris et al., 1999]. Обработка таких данных имеет свою специфику. Естественно, что и применение кинематической миграции поля преломленных волн к обработке волнового поля, зарегистрированного на больших удалениях, требует особого подхода. Предложен новый алгоритм применения конечно-разностной кинематической миграции поля преломленных волн для задачи формирования изображения среды по данным ГСЗ, согласно которому усовершенствовано программное обеспечение. Эффективность применения кинематической миграции поля преломленных волн для определения априорной скоростной модели двухслойной среды при формировании изображения среды по данным ГСЗ демонстрируется на модельных и практических материалах.

**Алгоритм применения кинематической миграции поля преломленных волн при формировании изображения по данным ГСЗ.** Кинематическая миграция поля преломленных волн для определения поправок за зону малых скоростей при обработке данных точечных зондирований была разработана в 2005 г. [Верпаховская, Шиманский, 2005]. При применении кинематической миграции к другому типу данных необходимо вносить изменения в алгоритм и программную реализацию этапов ее выполнения согласно системе наблюдений и характеру зарегистрированного волнового поля.

Для применения кинематической миграции поля преломленных волн при формировании изображения среды по данным ГСЗ был разработан новый алгоритм, который состоит из следующих этапов:

- проверка качества исходных сейсмограмм общего пункта возбуждения;
- определения двух встречных пунктов возбуждения для выполнения продолжения временного поля;
- пересчет исходных сейсмических наблюдений на равномерный шаг;
- корреляция годографов по исходным волновым полям выбранных встречных пунктов возбуждения. В случае, когда качество исходного материала не позволяет получить достаточно длинные ветки годографов для дальнейшего определения их взаимного времени, предусматривается продление годографов до момента, когда взаимное время может быть определено;
- определение взаимного времени для встречных пунктов возбуждения;
- расчет скорости в покрывающей толще по точке пересечения годографов прямой и преломленной волн;
- продолжение временного поля для выбранных встречных пунктов возбуждения и определение глубинного положения преломляющей границы;
- расчет граничной скорости, которая соответствует скорости в преломляющем слое;
- подготовка полученных результатов для дальнейшего применения при динамической миграции поля преломленных волн.

Представленный алгоритм содержит этапы, которые учитывают специфику системы наблюдений ГСЗ и зарегистрированного волнового поля. Рассмотрим отдельные составляющие алгоритма более подробно.

Проверка качества зарегистрированного волнового поля в данном случае необходима для определения встречных пунктов возбуждения, которые имеют наиболее четкое волновое поле, отображающее все особенности строения преломляющей границы. Несмотря на то, что проверка качества сейсмических записей является наиболее важным этапом обработки любых наблюдений, данные, зарегистрированные методом ГСЗ, требуют более тщательного анализа. Это объясняется тем, что, сравнивая волновые поля для разных пунктов возбуждения, расположенных вдоль профиля с неравномерным шагом, очень часто невозможно определить и сопоставить одни и те же элементы

строения исследуемой преломляющей границы. Поэтому очень важно выбрать встречные волновые поля, на которых можно выделить похожие детали и нарушения.

Еще одним подготовительным этапом при кинематической миграции данных ГСЗ является пересчет исходных данных на регулярный шаг. Это необходимо сделать для корректного выполнения последующей корреляции годографов.

Для кинематической миграции поля преломленных волн необходимо иметь следующие входные параметры: два встречных годографа, полученных корреляцией по наблюдаемому волновому полю, взаимное время для них и скорость в покрывающем слое. Процедура корреляции годографов выполняется в автоматическом режиме, но в случае наличия на некоторых интервалах волнового поля ошибочной корреляции предусмотрен режим ручной коррекции на выбранных участках годографа. Необходимо отметить, что корреляция является наиболее требовательной процедурой, поскольку от качества ее выполнения напрямую зависит результат применения конечно-разностной кинематической миграции.

Организация процесса корреляции годографов преломленных волн по данным ГСЗ значительно отличается от подобной процедуры, которая применяется при обработке точечных зондирований [Верпаховская, Шиманский, 2005]. На рис. 1 представлено сравнение проведения корреляции для данных точечных зондирований (рис. 1, а) и для данных ГСЗ (рис. 1, б). Легко заметить, что кроме разницы в расстояниях от источника существует сложность в определении первых вступлений преломленных

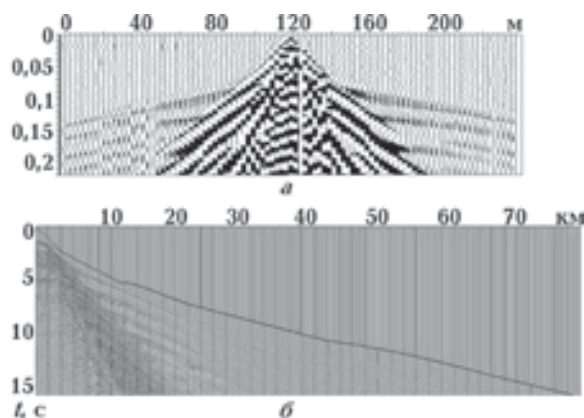


Рис. 1. Сравнение выполнения процедуры корреляции годографов по исходному волновому полю: а — точечных зондирований, б — ГСЗ.

волн на волновом поле, полученном при наблюдениях ГСЗ. Кроме того, при корреляции годографов преломленных волн по данным ГСЗ может возникнуть проблема недостаточной длины годографов или одного из них для определения взаимного времени. Поэтому в предложенном алгоритме предусмотрен этап продления или наращивания годографов до момента, когда появляется возможность определить для них взаимное время. На рис. 2, а показано два встречных прокоррелированных годографа, длина одного из которых не позволяет определить взаимное время.

Продление годографа можно выполнить двумя способами. Первый предполагает определение на длинном годографе взаимного времени и соответственно этому значению времени и координаты встречного пункта возбуждения выполнить наращивание встречного годографа. Второй основывается на линейной

волн является определение взаимного времени, которое заключается в следующем: по координате пункта возбуждения колебаний на встречном годографе выбирается время, которое соответствует данной координате. Естественно, взаимное время для двух встречных годографов при правильной корреляции должно быть приблизительно равным.

Необходимым параметром для конечно-разностного продолжения временного поля, на котором основывается кинематическая миграция поля преломленных волн, является значение скорости в покрывающем слое. Существует ряд методов, которые позволяют получить скорости в покрывающем слое [Авербух, 1975; Бондарев, Крылатков, 2002], но в данном случае необходимо выбрать метод, который можно было бы реализовать без привлечения дополнительных наблюдений, оборудования или программного обеспечения. Таким методом является расчет средней скорости по точке пересечения годографов прямой и преломленной волн по формуле

$$\bar{V} = \frac{|x_{\text{ист}} - x_n|}{|t_{\text{ист}} - t_n|},$$

где  $x_{\text{ист}}$  и  $x_n$  — координаты источника колебаний и точки пересечения годографов прямой и преломленной волн,  $t_n$  и  $t_{\text{ист}}$  — время в точке пересечения и на координате источника [Авербух, 1975]. Естественно, что в данном случае точность результата зависит только от определения самой точки пресечения годографов на наблюдаемом волновом поле. При этом для кинематической миграции поля преломленных волн необходимо брать среднее значение скорости в покрывающем слое для выбранного количества пунктов возбуждения. Однако для общей скоростной модели, которая в дальнейшем будет использоваться при динамической миграции поля преломленных волн, можно брать точечные значения скорости в покрывающем слое относительно координат профиля ( $x_n$ ), рассчитанные для разных пунктов возбуждения. Таким образом, можно получить соответствующую модель среды, которая будет более соответствовать реальной.

Имея два встречных годографа, значение скорости в покрывающем слое и взаимное время, можно выполнять кинематическую миграцию поля преломленных волн, основанную на продолжении временного поля по встречным годографам численным вариантом метода полей времен. Данный метод имеет повышенную

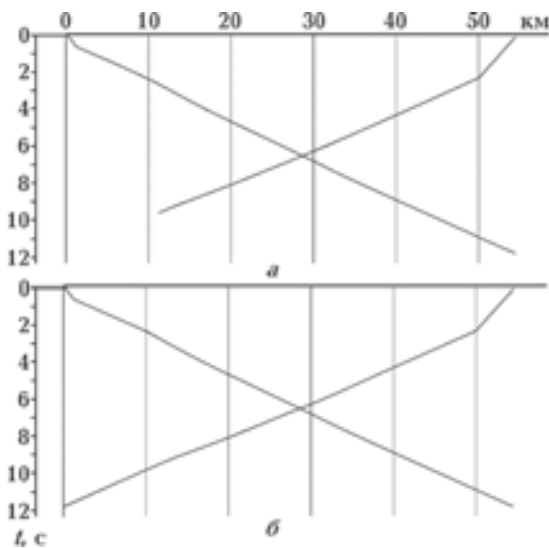


Рис. 2. Проблема корреляции годографов по волновому полю, наблюдаемому методом ГСЗ: а — два встречных годографа, один из которых требует продления; б — два встречных годографа, полностью готовых для кинематической миграции поля преломленных волн.

экстраполяции с выбранным шагом по оси координат до местоположения встречного пункта возбуждения.

Подготовленные для дальнейшей обработки встречные годографы изображены на рис. 2, б. В нашей задаче продление годографов путем наращивания правомерно, так как целью является получение априорной информации о скоростном строении среды, которая в дальнейшем может быть подкорректирована.

Следующим этапом при выполнении кинематической миграции поля преломленных

устойчивость и гарантирует точность при построении двух независимых временных полей. Результат применения конечно-разностной кинематической миграции, а именно значения скорости в преломляющем слое и глубинное положение преломляющей границы, являются необходимыми параметрами для дальнейшего выполнения динамической миграции поля преломленных волн.

Временное поле продолжается путем решения дифференциального уравнения эйконала:

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

с известным распределением скорости в среде с декартовыми координатами  $(x,z)$ , а именно  $V(x,z)$ . Уравнение (1) решается конечно-разностным методом на косоугольной сетке с четырехточечным шаблоном, который показан на рис. 3, и с сеточными координатами  $i, j$ . При этом конечно-разностная аппроксимация уравнения (1) на данной сетке выглядит следующим образом:

$$\left(\frac{1}{2\Delta x}(t_{j+1}^i - t_j^{i-1})\right)^2 + \left[\frac{1}{\Delta z}(t_{j+1}^i - t_j^i - \frac{\delta x}{2\Delta x}(t_{j+1}^{i+1} - t_j^{i-1}) - \frac{\delta x^2}{2\Delta x^2}(t_j^{i+1} - 2t_j^i + t_j^{i-1}))\right]^2 = \frac{1}{V_{i,j}^2}.$$

Само решение выполняется по явной схеме, позволяющей определять время в каждом узле  $t_{j+1}^i$  расчетной сетки на уровне  $j+1$  по известным значениям в трех узлах на предыдущем уровне  $j$  (рис. 3) согласно формуле

$$t_{j+1}^i = t_j^i + \frac{\delta x(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})}{2\Delta x} + \frac{\delta x^2(t_j^{i+1} - 2t_j^i + t_j^{i-1})}{2\Delta x^2} + \Delta z \left[ \frac{1}{V_{i,j}^2} \left( 1 - \frac{2\delta x}{V_{i,j}} \left( \frac{\partial V}{\partial x} \right)_{i,j} - \frac{\Delta z}{V_{i,j}} \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)_{i,j} \right) - \frac{(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})^2}{4\Delta x^2} - \left( 2\delta x - \frac{\Delta z(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})}{2\Delta x \sqrt{\frac{1}{V_{i,j}^2} - \frac{(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})^2}{4\Delta x^2}}} \right) \right] \times$$

$$\times \frac{\Delta z(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})(t_j^{i+1} - 2t_j^i + t_j^{i-1})}{2\Delta x^3} + \left. \left. + \frac{\Delta z(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})}{2\Delta x V_{i,j}^3 \sqrt{\frac{1}{V_{i,j}^2} - \frac{(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})^2}{4\Delta x^2}}} \left( \frac{\partial V}{\partial x} \right)_{i,j} \right]^{1/2}$$

с начальным условием  $t_0^i = T_i$ .

Для любой конечно-разностной схемы важным является исследование корректности решения. Как правило, явная схема имеет условную корректность решения [Самарский, 1983], которая при конечно-разностной аппроксимации уравнения эйконала заключается в выполнении следующего условия:

$$\frac{\Delta x}{\Delta z} \geq \left| -\frac{t_j^{i+1} - t_j^{i-1}}{2\Delta x \sqrt{\frac{1}{V_{i,j}^2} - \frac{(t_j^{i+1} - t_j^{i-1})^2}{4\Delta x^2}}} + \frac{\partial x}{\Delta z} \right|.$$

Данное условие показывает необходимое соотношение шагов расчетной сетки и получено при исследовании корректности и сходимости предложенной конечно-разностной схемы для продолжения временного поля. При этом сходимость, как известно [Самарский, 1983], зависит от устойчивости выбранной схемы и степени аппроксимации исходного дифференциального уравнения конечно-разностным. В данном случае доказана квадратичная степень аппроксимации, что соответствует точности

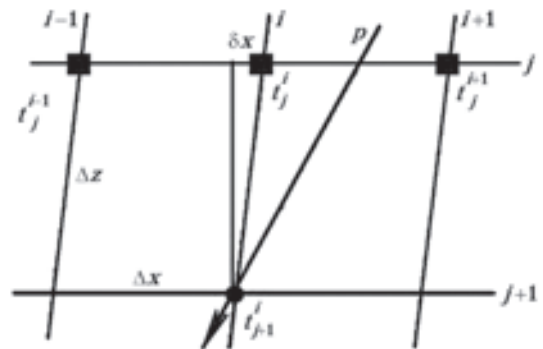


Рис. 3. Четырехточечный шаблон косоугольной сетки для конечно-разностного продолжения временного поля.

$$\max_{i,j} |L_h t - Lt| \leq N (\Delta z + \Delta x + \delta x)^2,$$

где  $N$  — некоторая постоянная величина.

Полученные в результате конечно-разностного продолжения два встречных временных поля позволяют определить глубину преломляющей границы по формуле

$$h(x) = \frac{\Delta h T_{вз} - \Delta h (t_1(x, h_0) + t_2(x, h_0))}{(t_1(x, h_1) - t_1(x, h_0)) + (t_2(x, h_1) - t_2(x, h_0))} + h_0, \quad (2)$$

где  $h_0$  и  $h_1 = h_0 + \Delta h$  — глубины верхнего и нижнего уровней сетки;  $\Delta h$  — шаг по глубине при конечно-разностном продолжении временного поля,  $T_{вз}$  — взаимное время.

Формула (2) получена из уравнения кинематического условия для головных волн  $T_{вз} - t_1(x, h) - t_2(x, h) = 0$  с учетом определения времени по двум смежным линиям сетки  $h_0$  и  $h_1$ :

$$t_m(x, h) = t_m(x, h_0) + (h - h_0) \frac{t_m(x, h_1) - t_m(x, h_0)}{\Delta h}. \quad (3)$$

Если применить уравнение (3) для прямого и обратного годографов (в первом случае  $m=1$ , а во втором  $m=2$ ), то приходим к уравнению (2). При этом необходимо выполнение условия  $h_0 \leq h \leq h_1$ .

Заключительным этапом в предложенном алгоритме кинематической миграции для данных ГСЗ является подготовка результатов для использования при дальнейшей обработке с применением динамической миграции поля преломленных волн. Результаты оформляются в виде таблиц скоростей отдельно для покрывающей и преломляющей толщ, а также файла со значениями глубинного положения преломляющей границы.

По составленному алгоритму было усовершенствовано программное обеспечение «ProcTOP». Изначально данный софт представлял собой переработанную версию программного комплекса «OBRTZ» [Верпаховская, Шиманский, 2005], созданного для обработки данных точечных зондирований с целью определения поправок за зону малых скоростей. Программное обеспечение «ProcTOP» разработано под операционной системой Linux с применением языков программирования C, bash и Tcl/Tk. Скриптовый язык Tcl/Tk является необходимым при создании графических интерфейсов для консольных программ (пакетов программ)

[Уэлш и др., 2004]. В данном случае язык Tcl/Tk был нужен для приведения программного комплекса «OBRTZ» к виду, соответствующему современным требованиям к подобным разработкам. На рис. 4 показан интерфейс оболочки, разработанной автором статьи программы «ProcTOP». Программа была опробована на модельных и практических материалах сейсморазведки. Результаты тестирования показали высокую эффективность предложенного алгоритма и увеличение удобства применения нового программного обеспечения.

**Модельный пример.** При разработке новых подходов в реализации того или иного метода необходимым этапом является опробование его эффективности и корректности в разных условиях глубинного строения геологической среды. Поскольку моделирование позволяет задавать скоростные модели среды любой сложности, то именно оно дает возможность всесторонне проверить работоспособность созданного метода.

На рис. 5 представлена скоростная модель среды, которая была использована для моделирования волнового поля. Она была выбрана так, чтобы воссоздавала строение границы фундамента в районе Днепровско-Донецкой

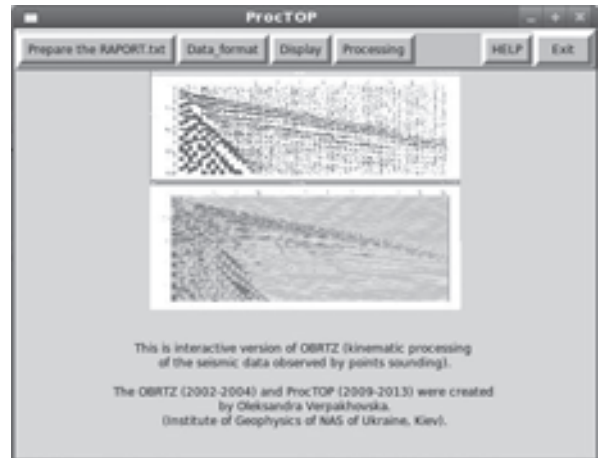


Рис. 4. Интерфейс разработанной авторской программы «ProcTOP».

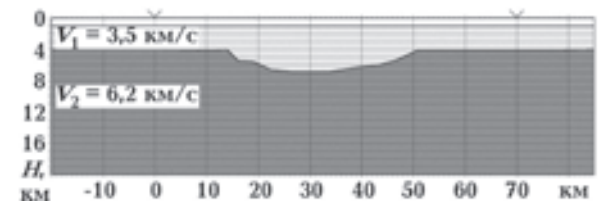


Рис. 5. Скоростная модель двуслойной среды для модельного примера.

впадины, а именно в районе сейсмических наблюдений профиля DOBRE. Граница фундамента в данном регионе Украины характеризуется сложным строением с очень значительным изменением скорости на ней 3,5 км/с в покрывающем слое до 6,2 км/с в преломляющем. Было выбрано два встречных пункта возбуждения на 0 и 70 км профиля, местоположение которых показано сверху на оси координат на рис. 5.

Для выбранных встречных пунктов возбуждения с учетом заданной скоростной модели было выполнено конечно-разностное моделирование волнового поля, результаты которого показаны на рис. 6. К полученным волновым полям была применена кинематическая миграция поля преломленных волн по разработанному алгоритму. На рис. 7 показаны результаты по выполнению отдельных этапов алгоритма: корреляции встречных годографов (рис. 7, а) и определения глубинного положения границы преломления (рис. 7, б). Кроме того, в результате применения кинематической миграции

были получены значения скорости для преломляющей и покрывающей толщ, которые занесены в результативные таблицы. Так как скоростная модель была задана, сравнение ее скоростных параметров с рассчитанными значениями, а также сопоставление результата определения глубинного положения границы (см. рис. 7, б) с моделью (см. рис. 5) позволило подтвердить корректность вычислений и эффективность применения кинематической миграции при сложном строении преломляющей границы.

**Практический пример.** Тестирование разработанного программного обеспечения для применения кинематической миграции поля преломленных волн при обработке данных ГСЗ проводилось на практическом сейсмическом материале. Для примера был выбран профиль региональной сейсморазведки DOBRE общей длиной около 350 км [DOBREFraction'99 Working Group, 2003], который был отработан в 1999 г. международной группой с целью изучения глубинного строения и геодинамической эволюции литосферы Днепровско-Донецкой впадины в районе Западного Донбасса и областей его примыкания к Украинскому щиту и Воронежскому массиву [Егорова, Старостенко, 2006]. Выбор профиля обусловлен тем, что ранее была выполнена его обработка с применением динамической миграции поля преломленных волн [Пилипенко и др., 2010; Пулуренко et al., 2011], где в качестве априорной скоростной модели среды использовались результаты лучевого моделирования [Град и др., 2006].

Вдоль профиля DOBRE было неравномерно расположено 11 пунктов взрыва с расстоянием от 15 до 57 км между ними. Регистрация волнового поля велась 245 сейсмостанциями с нерегулярным шагом около 1,5 км. Как уже говорилось, алгоритмом предусмотрено перевод исходных волновых полей на регулярный шаг для дальнейшей обработки. На рис. 8 показано два встречных исходных волновых поля, зарегистрированных для пунктов взрыва SP01 и SP05 с регулярным шагом 1500 м по трассам в интервале профиля 150 км, который был выбран для применения кинематической миграции поля преломленных волн [Град и др., 2006].

Исходные волновые поля были обработаны с применением кинематической миграции поля преломленных волн согласно описанному алгоритму.

На рис. 9 продемонстрирован результат корреляции годографа по исходному волновому полю для пункта взрыва (SP01), расположенного

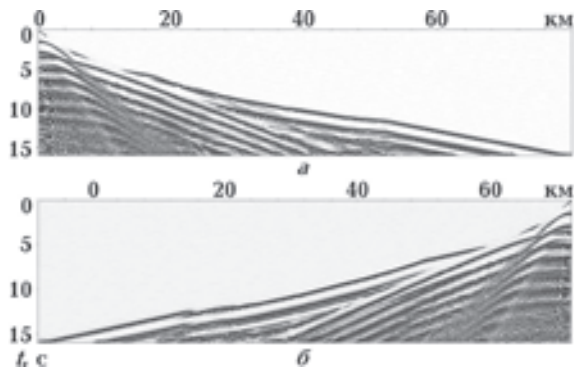


Рис. 6. Волновые поля, смоделированные для двух встречных пунктов возбуждения, расположенных на 0 (а) и 70 км (б) профиля.

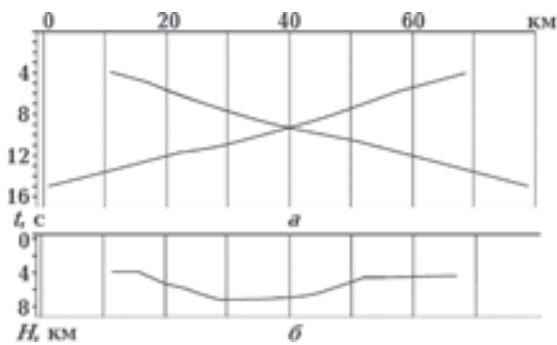


Рис. 7. Результат применения конечно-разностной миграции к смоделированным волновым полям: а — корреляция годографов, б — глубинное положение преломляющей границы.

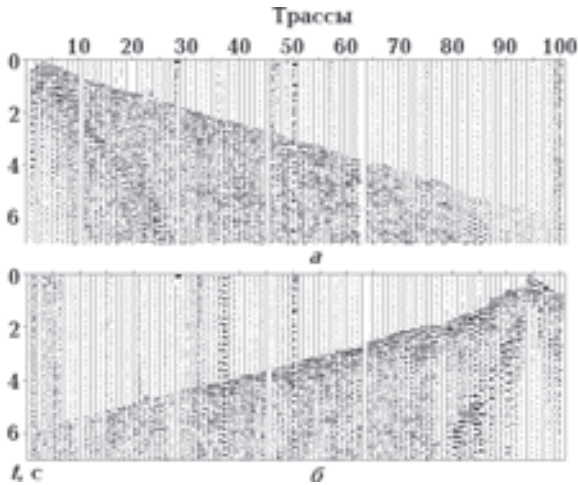


Рис. 8. Части наблюдаемых волновых полей (0—100 км профиля) для двух встречных пунктов возбуждения SP01 и SP05, после перевода на регулярный шаг — 1500 м.

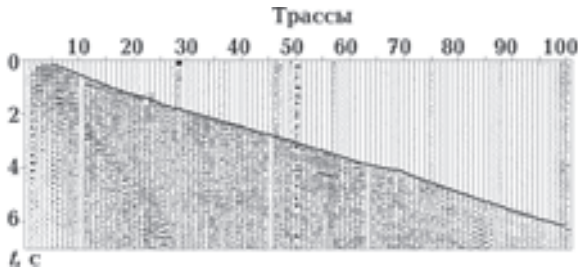


Рис. 9. Корреляция годографа по волновому полю для SP01.

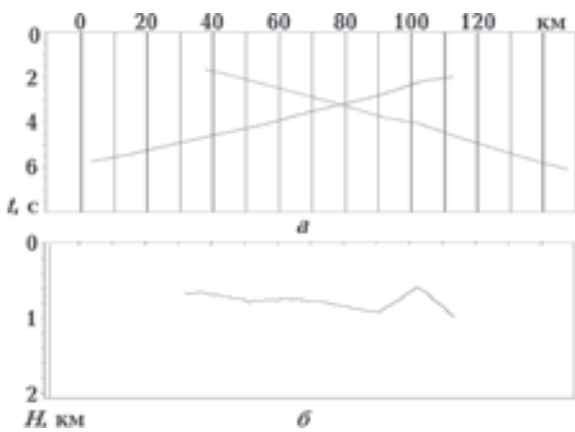


Рис. 10. Два встречных годографа, полученных в результате корреляции (а) и глубинное положение границы, полученное в результате кинематической миграции поля преломленных волн (б).

на 4389 м профиля. Несмотря на сложность выполнения корреляции годографов при такой редкой системе наблюдений, процедура выполнялась в автоматическом режиме. Таким образом, были получены два встречных годографа (рис. 10, а), необходимые для кинематической миграции. По этим годографам было выполнено

продолжение временного поля и определено глубинное положение границы преломления (рис. 10, б), а также получены значения скорости для преломляющей толщи. Значение скорости для покрывающего слоя были рассчитаны в процессе корреляции годографов по точкам пересечения прямой и преломленной волн. Таким образом, была получена скоростная модель для участка профиля, определенная с применением кинематической миграции поля преломленных волн (рис. 11). Как видно из рисунка, по волновым полям выбранных пунктов возбуждения получена граница фундамента в интервале расстояний от 30 до 110 км. Данная модель была использована для дальнейшей обработки данных с применением динамической миграции поля преломленных волн.

На рис. 12 показано сравнение результатов динамической миграции, полученных по разным скоростным моделям. Для демонстрации была выбрана только часть профиля, соответствующая участку от 30 до 110 км, для которого была построена скоростная модель с применением конечно-разностной кинематической

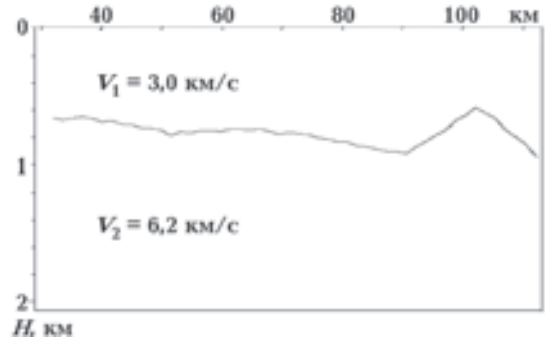


Рис. 11. Скоростная модель для участка профиля, полученная в результате применения кинематической миграции поля преломленных волн.

миграции. Изображение, сформированное с использованием модели, рассчитанной трассировкой лучей (рис. 12, а) [Пулуленко et al., 2011], в общем совпадает с изображением, полученным с использованием результата кинематической миграции (рис. 12, б). Отличие в деталях изображения границы фундамента как раз и объясняются различием в параметрах скоростных моделей [Верпаховская, 2012] Таким образом, подтверждена эффективность как алгоритма, так и разработанного программного обеспечения.

**Выводы.** Априорная скоростная модель среды необходима для решения разных задач сейсморазведки, одной из которых является



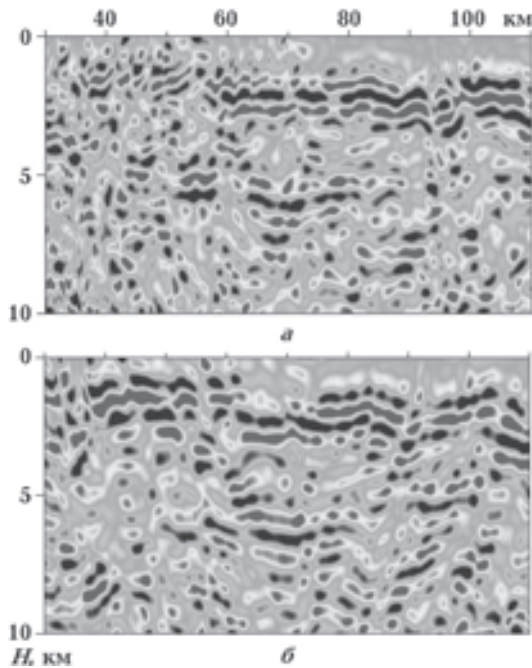


Рис. 12. Сравнения результатов динамической миграции с использованием скоростных моделей, рассчитанных: трассированием лучей (а) и конечно-разностной кинематической миграцией поля преломленных волн (б).

формирование изображения среды по данным ГСЗ с применением динамической миграции поля преломленных волн. При этом исходными параметрами для ее выполнения являются значения скорости отдельно для преломляющей и покрывающей толщ, а также глубинное положение преломляющей границы. Обычно такие параметры получают с применением сейсмической томографии или лучевого моделирования. Но такой подход требует привлечения до-

полнительных ресурсов, методов и программ, что иногда бывает невыполнимо. Для решения этой проблемы предложен алгоритм кинематической миграции преломленных волн при формировании изображения среды по данным ГСЗ с учетом их специфики.

Данные ГСЗ получают, как правило, по редкой и нерегулярной системе наблюдений и регистрируют колебания на значительных расстояниях (порядка несколько сотен километров) от источника. Естественно, что методы, которые применимы к другим системам наблюдений, требуют специальных алгоритмов и соответствующего усовершенствования программных реализаций при обработке данных ГСЗ. Это связано с возможностью получения при корреляции недостаточной длины встречных годографов, которое делает невозможным определение взаимного времени и выполнения продолжения встречных временных полей, что было учтено в разработанном алгоритме.

На основе предложенного алгоритма были созданы специальные новые блоки для программы обработки точечных зондирований «ProcTOP» с использованием скриптового языка Tcl/Tk под операционной системой Linux. Усовершенствованное программное обеспечение было опробовано на модельных и практических материалах. Результаты опробования показали эффективность применения кинематической миграции поля преломленных волн для определения априорной скоростной модели двуслойной среды, которая может быть использована для дальнейшей обработки данных ГСЗ с применением динамической миграции поля преломленных волн.

### Список литературы

- Авербух А. Г. Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами. Москва: Недра, 1975. 223 с.
- Бондарев В. И., Крылатков С. М. Анализ данных сейсморазведки: Учебное пособие для студентов вузов. Екатеринбург: Изд. УГГА, 2002. 212 с.
- Верпаховская А. О. Актуальные задачи конечно-разностной миграции поля преломленных волн. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 6. С. 96—108.
- Верпаховская А. О. Формирование изображения сложных структурных деталей строения преломляющей границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 150—160.
- Верпаховская А. О., Шиманский В. Ю. Исследование зоны малых скоростей обработкой точечных зондирований с использованием численного метода полей времен. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 5. С. 895—901.
- Граг М., Гутерх А., Келлер Р., Омельченко В. Д., Старостенко В. И., Стифенсон Р. А., Стовба С. Н., Тибо Г., Толкунов А. П. Работа методом глубинного сейсмического зондирования по профилю DOBRE. В кн.: *Строение и динамика литосферы Восточной Европы*. Москва: ГЕОКАРТ ГЕОС, 2006. С. 321—327.
- Егорова Т. П., Старостенко В. И. Геолого-геофизическая изученность Днепровско-Донецкого авлакогена. В кн.: *Строение и динамика литосферы Восточной Европы*. Москва: ГЕОКАРТ ГЕОС, 2006. С. 296—306.
- Павленкова Н. И. Метод глубинного сейсмического

- зондирования, основные этапы развития, достижения и проблемы. *Физика Земли*. 1999. № 7-8. С. 3—29.
- Пилипенко В. Н. Численный метод полей времен для построения сейсмических границ. В кн.: *Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии*. Москва: Наука, 1979. С. 124—181.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О. Исследование особенностей миграционных преобразований поля преломленных волн с использованием 2D и 3D конечно-разностного моделирования сейсмограмм. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 1. С. 84—96.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О. Особенности миграционного преобразования поля рефрагированных волн. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 1. С. 42—55.
- Пилипенко В. М., Верпаховська О. О. Формування зображення сейсмічного середовища з використанням поля рефрагованих хвиль. *Збірник наук. праць УкрДГРІ*. 2005. № 3. С. 64—70.
- Пилипенко В. Н., Соколовская Т. П. Формирование изображений преломляющих границ конечно-разностным методом. *Геофиз. журн.* 1990. Т. 12. № 5. С. 48—54.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О., Старостенко В. И., Павленкова Н. И. Конечно-разностная миграция поля преломленных волн при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ (на примере профиля DOBRE). *Физика Земли*. 2010. № 11. С. 36—48.
- Самарский А. А. Теория разностных схем. Москва: Наука, 1983. 616 с.
- Телегин А. Н. Сейсморазведка методом преломленных волн. Санкт-Петербург: Изд. СПбГУ, 2004. 187 с.
- Уэлш Б., Джонс К., Хоббс Д. Практическое программирование на Tcl и Tk. 4-е изд. Москва: Издат. дом «Вильямс», 2004. 1136 с.
- DOBREFraction'99 Working Group, Grad M., Gryn D., Guterch A., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngsie S. B., Omelchenko V. D., Starostenko V. I., Stephenson R. A., Stovba S. M., Thybo H., Tolkunov A., 2003. «DOBREFraction'99» — velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine). *Tectonophysics* 371, 81—110.
- Franco R. D., 2005. Multi-refractor imaging with stacked refraction convolution section. *Geophys. Prospect.* 53, 335—348.
- Geoltrain S., Brac J., 1993. Can we image complex structures with first-arrival traveltimes? *Geophysics* 58, 564—575.
- Iversen E., Tygel M., Ursin B., de Hoop M. V., 2012. Kinematic time migration and demigration of reflections in pre-stack seismic data. *Geophys. J. Int.* 189(3), 1635—1666.
- Makris J., Rihm R., Egloff F., 1999. WARRP (Wide Aperture Reflection and Refraction Profiling): The principle of successful data acquisition where conventional seismic fails. 69<sup>th</sup> Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys. Expanded Abstracts. P. 989—992.
- Mufti I. R., Pita J. A., Huntley R. W., 1996. Finite-difference depth migration of exploration-scale 3-D seismic data. *Geophysics* 61, 776—794.
- Orlowsky D., Ruter H., Dresen L., 1998. Combination of common-midpoint-refraction seismic with the generalized reciprocal method. *J. Appl. Geophys.* 59(4), 221—235.
- Pilipenko V. N., Makris J., 1997. Application of migration to the interpretation of WARP data, Expanded Abstracts, 67<sup>th</sup> Ann. Mtg. Soc. Explor. Geophys., Dallas. P. 56.
- Pylypenko V., Goncharov A., 2000. Seismic migration in near vertical and wide-angle reflection and refraction studies: Towards a unified approach. *Explor. Geophys.* 31, 461—468.
- Pylypenko V. M., Verpakhovska O. O., Starostenko V. I., Pavlenkova N. I., 2011. Wave images of the crustal structure from refraction and wide-angle reflection migrations along the DOBRE profile (Dnieper-Donets paleorift). *Tectonophysics* 508, 96—105.
- Podvin P., Lecomte I., 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity model: A massively parallel approach and its associated tools. *Geophys. J. Int.* 105, 271—284.
- Reshef M., 1991. Depth migration from irregular surfaces with depth extrapolation methods. *Geophysics* 56, 119—122.
- Sava P., Fomel S., 2001. 3-D traveltimes computation using Huygens wavefront tracing. *Geophysics* 56, 119—122.
- Seisa H. H., 2010. Migration and interpretation of first arrival infection points due to lateral variations. *Near Surf. Geophys.* (8), 55—63.
- Thierry P., Lambare G., Podvin P., 1999. 3-D preserved amplitude prestack depth migration on a workstation. *Geophysics* 64(1), 222—229.
- Vidale J., 1988. Finite-difference calculation of travel times. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78, 2062—2076.
- Wang B., Pann K., 1995. Comparison of velocity sensitivity of kinematic migration in common-shot and common-offset domains. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1193—1196.
- Zhang J., 2006. Refraction migration: imaging multiple refractors automatically. Expanded Abstract,

SEG 71<sup>st</sup> Annual Meeting, New Orleans, Louisiana. P. 2426—2429.

Zhou H., Li L., Bjorklund T., Thornton M., 2010. A com-

parative analysis of deformable layer tomography and cell tomography along the LARSE lines in southern California. *Geophys. J. Int.* 180(is. 3), 1200—1222.

## Kinematic migration of the field of refracted waves while the image of environment is being formed according to DSS data

© A. O. Verpakhovskaya, 2014

While producing the image of environment we need to have some a-priori information of its velocity model. Finite-difference kinematic migration of the field of refracted waves makes possible to describe the deep location of refracting boundary as well as the values of velocity in overlying series that is enough for subsequent formation of environment image applying dynamic migration. An algorithm has been proposed and software support of finite-difference kinematic migration of the field of refracted waves in case of formation of the image of environment according to DSS data taking into account their special features, which effectiveness is demonstrated by model and practical materials.

**Key words:** DSS, kinematic migration, refracted waves.

### References

- Averbuch A. G., 1975. Interpretation of seismic refraction of waves. Moscow: Nedra, 223 p. (in Russian).
- Bondarev V. I., Krylatkov S. M., 2002. Analysis of seismic data: Textbook for students. Ekaterinburg: USMA Publ., 212 p. (in Russian).
- Verpakhovskaya A. O., 2011. Actual problems of finite-difference migration field refraction. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(6), 96—108 (in Russian).
- Verpakhovskaya A. O., 2012. Image formation of complex structural details of the structure refractor. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(5), 150—160 (in Russian).
- Verpakhovskaya A. O., Shymanskiy V. Yu., 2005. Study of the low processing speed of point soundings using a numerical method for time fields. *Geofizicheskiy zhurnal* 27(5), 895—901 (in Russian).
- Grad M., Guterh A., Keller R., Omelchenko V. D., Starostenko V. I., Stephenson R. A., Stovba S. N., Tibo G., Tolkunov A. P., 2006. Jobs by deep seismic sounding the profile DOBRE. In: *Structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe*. Moscow: GEOKART GEOS, P. 321—327 (in Russian).
- Egorova T. P., Starostenko V. I., 2006. Geological and geophysical exploration of the Dnieper-Donets aulacogen. In: *Structure and dynamics of the lithosphere East Europe*. Moscow: GEOKART GEOS, P. 296—306 (in Russian).
- Pavlenkova N. I., 1999. Method of deep seismic sounding, the main stages of development, progress and challenges. *Fizika Zemli* (7-8), 3—29 (in Russian).
- Pilipenko V. N., 1979. Numerical method for time fields for seismic boundaries. In: *Inverse kinematics problem of explosion seismology*. Moscow: Nauka, P. 124—181 (in Russian).
- Pilipenko V. N., Verpakhovskaya A. O., 2008. Study characteristics of migration transformations of the field refraction using 2D and 3D finite-difference modeling of seismograms. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(1), 84—96 (in Russian).
- Pilipenko V. N., Verpakhovskaya A. O., 2003. Features of the migration field transformation refracted waves. *Geofizicheskiy zhurnal* 25(1), 42—55 (in Russian).
- Pilipenko V. M., Verpakhovskaya O. O., 2005. Image formation seismic environment using field refracted waves. *Zbirnik naukovih prats UkrDGRI* (3), 64—70 (in Ukrainian).
- Pilipenko V. N., Sokolovskaya T. P., 1990. Imaging refractors finite-difference method. *Geofizicheskiy zhurnal* 12(5), 48—54 (in Russian).
- Pilipenko V. N., Verpakhovskaya A. O., Starostenko V. I., Pavlenkova N. I., 2010. Finite-difference migration field refracted waves in the study of the deep structure of the crust and upper mantle according to the NHS (for example, the profile DOBRE). *Fizika Zemli* (11), 36—48 (in Russian).
- Samarskiy A. A., 1983. Theory of difference schemes. Moscow: Nauka, 616 p. (in Russian).
- Telegin A. N., 2004. Refraction seismic survey. St. Petersburg: SPbSU Publ., 187 p. (in Russian).
- Welch B., Jones K., Hobbs D., 2004. Practical Programming in Tcl and Tk. 4<sup>th</sup> ed. Moscow: Publ. house «Williams», 1136 p. (in Russian).

- DOBREFraction'99 Working Group, Grad M., Gryn D., Guterch A., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngsie S. B., Omelchenko V. D., Starostenko V. I., Stephenson R. A., Stovba S. M., Thybo H., Tolkunov A., 2003. «DOBREFraction'99» — velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine). *Tectonophysics* 371, 81—110.
- Franco R. D., 2005. Multi-refractor imaging with stacked refraction convolution section. *Geophys. Prospect.* 53, 335—348.
- Geoltrain S., Brac J., 1993. Can we image complex structures with first-arrival traveltimes? *Geophysics* 58, 564—575.
- Iversen E., Tygel M., Ursin B., de Hoop M. V., 2012. Kinematic time migration and demigration of reflections in pre-stack seismic data. *Geophys. J. Int.* 189(3), 1635—1666.
- Makris J., Rihm R., Eglhoff F., 1999. WARRP (Wide Aperture Reflection and Refraction Profiling): The principle of successful data acquisition where conventional seismic fails. 69<sup>th</sup> Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys. Expanded Abstracts. P. 989—992.
- Mufti I. R., Pita J. A., Huntley R. W., 1996. Finite-difference depth migration of exploration-scale 3-D seismic data. *Geophysics* 61, 776—794.
- Orlowsky D., Ruter H., Dresen L., 1998. Combination of common-midpoint-refraction seismic with the generalized reciprocal method. *J. Appl. Geophys.* 39(4), 221—235.
- Pilipenko V. N., Makris J., 1997. Application of migration to the interpretation of WARP data, Expanded Abstracts, 67<sup>th</sup> Ann. Mtg. Soc. Explor. Geophys., Dallas. P. 56.
- Pylypenko V., Goncharov A., 2000. Seismic migration in near vertical and wide-angle reflection and refraction studies: Towards a unified approach. *Explor. Geophys.* 31, 461—468.
- Pylypenko V. M., Verpakhovska O. O., Starostenko V. I., Pavlenkova N. I., 2011. Wave images of the crustal structure from refraction and wide-angle reflection migrations along the DOBRE profile (Dnieper-Donets paleorift). *Tectonophysics* 508, 96—105.
- Podvin P., Lecomte I., 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity model: A massively parallel approach and its associated tools. *Geophys. J. Int.* 105, 271—284.
- Reshef M., 1991. Depth migration from irregular surfaces with depth extrapolation methods. *Geophysics* 56, 119—122.
- Sava P., Fomel S., 2001. 3-D traveltimes computation using Huygens wavefront tracing. *Geophysics* 56, 119—122.
- Seisa H. H., 2010. Migration and interpretation of first arrival infection points due to lateral variations. *Near Surf. Geophys.* (8), 55—63.
- Thierry P., Lambare G., Podvin P., 1999. 3-D preserved amplitude prestack depth migration on a workstation. *Geophysics* 64(1), 222—229.
- Vidale J., 1988. Finite-difference calculation of travel times. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78, 2062—2076.
- Wang B., Pann K., 1995. Comparison of velocity sensitivity of kinematic migration in common-shot and common-offset domains. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1193—1196. Zhang J., 2006. Refraction migration: imaging multiple refractors automatically. Expanded Abstract, SEG 71<sup>st</sup> Annual Meeting, New Orleans, Louisiana. P. 2426—2429.
- Zhou H., Li L., Bjorklund T., Thornton M., 2010. A comparative analysis of deformable layer tomography and cell tomography along the LARSE lines in southern California. *Geophys. J. Int.* 180(is. 3), 1200—1222.