

Формирование изображения сложных деталей строения преломляющей границы

© А. О. Верпаховская, 2012

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 26 июня 2012 г.

Представлено членом редколлегии В. Н. Пилипенко

Міграційні перетворення поля заломлених хвиль дають можливість сформувати зображення структурних особливостей складнобудованої заломлюючої границі в глибинному динамічному розрізі. Перші вступні заломлених хвиль стійко простежуються на хвильовому полі на значних відстанях від джерела збудження коливань, що гарантує чіткість відтворення структурних деталей досліджуваної границі під час обробки даних регіональної сейсморозвідки. Розглянуто особливості виконання скінченнорізницевої міграції поля заломлених хвиль за умов будови заломлюючої границі, ускладненої порушеннями, а також методичні питання, пов'язані з визначенням інтервалу хвильового поля, на якому реєструють заломлені хвилі, залежно від швидкісної моделі середовища. Результати досліджень демонструються на модельних і практичних матеріалах.

Migration transformations of the field of refracted waves make possible imaging of structural features of irregularly shaped refraction boundary in deep dynamic section. First arrivals of refracted waves are persistently traced on the wave field along considerable distances from the source of wave excitation that is a guarantee of a high definition of recreation of structural details of the studied boundary while processing the data of regional seismic exploration. Special features of accomplishment of finite-difference migration of the refracted wave field under conditions of refracting boundary structure complicated by faults have been considered as well as methodic problems, related to valuation of the wave field interval where refracted waves are registered depending on the velocity model of the medium. The results of the studies are demonstrated on the model and practical materials.

Введение. В современной сейсморазведке миграция является неотъемлемой процедурой обработки и интерпретации наблюдаемых данных. При этом миграция может выполняться по полю как отраженных, так и преломленных волн. Миграция поля отраженных волн является составляющей любой специализированной системы обработки и интерпретации сейсмической информации, в то время как миграция поля преломленных волн не имеет такого широкого распространения, поскольку связана с нестандартным подходом к реализации. Тем не менее, когда условия регистрации волнового поля ограничивают возможности наблюдения поля отраженных волн значительными расстояниями между источником и приемником и тем самым осложняют их выделение и

обработку, миграция поля преломленных волн позволяет получить необходимую информацию о сложности строения среды.

При миграции поля преломленных волн важно выделить на наблюдаемом волновом поле полезный интервал регистрации волн, которые относятся к исследуемой границе, что особенно актуально в случаях, когда эта граница осложнена разного рода нарушениями. Кроме того, необходимо в обработку включать моделирование волнового поля, которое позволяет воссоздать реальные условия наблюдений и строения среды, а также получить оценку корректности и эффективности выбранного варианта миграции в заданных условиях. Конечно-разностное моделирование волнового поля в дальней зоне источника как в двумерном,

так и в трехмерном вариантах обеспечивает устойчивый и точный результат [Пилипенко, Верпаховская, 2008] независимо от сложности строения среды.

Конечно-разностный метод динамической миграции поля преломленных волн был предложен В. Н. Пилипенко еще в середине 80-х годов прошлого века. Его теоретические основы изложены в работе, опубликованной в 1990 г. [Пилипенко, Соколовская, 1990]. В дальнейшем были рассмотрены возможности и особенности миграции поля преломленных волн при решении разных задач сейсморазведки [Piliipenko, Makris, 1997; Pylypenko, Goncharov, 2000; Пилипенко, Верпаховская, 2003; Пилипенко, Верпаховская, 2008; Пилипенко и др., 2009], а также намечены актуальные задачи исследований в данном направлении [Верпаховская, 2011]. До настоящего момента этот метод остается единственным методом динамической миграции поля преломленных проникающих волн в мировой практике.

Современные разработки в области динамической миграции поля преломленных волн по своим теоретическим основам подобны миграции Кирхгоффа поля отраженных волн [Zhang, 2006] либо миграции суммарного разреза ОГТ, полученного по преломленным волнам — метод общей глубинной площадки (ОГП) [VanSchuyver, Hilterman, 2003; Телегин, 2004; Franco, 2005]. При этом процесс миграции предусматривает вовлечение в обработку лишь головной волны, поэтому не может дать полноценного представления о глубинном строении района исследований со сложными структурными деталями. В то же время проникающие преломленные волны несут информацию о строении не только преломляющей границы, но и преломляющей толщи и, соответственно, эта информация будет потеряна, если эффект проникания волн не учитывается. Если же рассматривать подход миграции после суммирования трасс методом общей глубинной точки (ОГТ) по преломленным волнам, то в данном случае может быть получена искаженная информация о строении среды, поскольку изначально ОГТ предполагает траекторию распространения отраженных волн. В этом случае очень сложно учесть эффект проникания волн и скачок скорости на преломляющей границе.

Конечно-разностная миграция поля преломленных волн позволяет выделять необходимые волны, соответствующие по своим кинематическим характеристикам преломлен-

ным проникающим волнам, и формировать по ним глубинное изображение среды. При этом дискретное задание скоростной модели среды дает возможность привлекать к обработке данные, полученные в районах, где строение осложнено значительными нарушениями. Такой подход обеспечивает точность и устойчивость результата, а также гарантирует возможность выделения отдельных деталей строения исследуемой границы.

Применение конечно-разностной миграции поля преломленных проникающих волн при обработке данных сейсморазведки дает возможность детально изобразить сложные структурные нарушения, которые присутствуют в строении изучаемой границы. Целью настоящей статьи является исследование особенностей и проблем применения конечно-разностной миграции поля преломленных волн при изучении сложных структурных деталей строения преломляющей толщи. Результаты исследований иллюстрируются модельными и практическими примерами.

Методика конечно-разностной миграции поля преломленных волн для изображения сложных структурных элементов. Теоретические основы конечно-разностной миграции поля преломленных волн хорошо изложены в научных публикациях [Пилипенко, Соколовская, 1990; Пилипенко, Верпаховская, 2003; 2005; 2008], поэтому в данной статье вкратце рассмотрены вопросы теории метода и больше внимания уделяется методическим вопросам применения миграции поля преломленных волн для изучения структурных особенностей сложнопостроенных сред.

Естественно, для образования преломленных волн на границе раздела двух сред должен быть скачок скорости, иначе, согласно законам физики, преломленные волны не могут существовать. Благодаря этому скоростному скачку преломленные волны хорошо фиксируются на наблюдаемом волновом поле в первых вступлениях и прослеживаются на значительных расстояниях от пункта возбуждения. При этом для учета скачка скорости при обработке лучше всего применять конечно-разностный метод, который позволяет задавать скоростные модели с изменением значений скорости в любом направлении, что связано с их дискретным представлением. Такое задание скоростей, как уже отмечалось, позволяет применять метод конечно-разностной миграции поля преломленных волн в условиях строения среды любой степени сложности.

Основной отличительной чертой миграции поля преломленных волн является необходимость учета проникания преломленных волн в толщу, имеющую скорость значительно больше, чем в покрывающем слое. В общем-то, все особенности выполнения миграции поля преломленных волн вытекают из этой необходимости. Преломленные волны от источника проходят покрывающий слой, затем на границе с большей скоростью преломляются, проходят некоторое время в преломляющем слое, вновь преломляются на границе при выходе в покрывающий слой и приходят к приемнику. Как легко заметить, при распространении преломленных волн в двуслойной среде существует две точки преломления, которые приводят к неопределенности при решении задачи формирования изображения среды. Корректность решения этой задачи может обеспечить принцип формирования изображения преломляющей границы по второй точке преломления — точке выхода преломленных волн из преломляющей толщи в покрывающую. Данный принцип был предложен после тщательного исследования влияния двух точек преломления волн на характер поведения наблюдаемого волнового поля [Пилипенко, Верпаховская, 2003]. Согласно этому принципу необходимо перенести пункт возбуждения преломленных волн с дневной поверхности на преломляющую границу в первую точку преломления, тогда относительно этого перенесенного источника остается только одна точка преломления, по которой формируется изображение — точка выхода волны в покрывающую толщу.

Для миграции поля преломленных волн необходимо иметь предварительную скоростную модель среды. Однако в отличие от миграции поля отраженных волн, при которой падающая и отраженная волна находятся с одной стороны от границы раздела и соответственно используется одна общая скоростная модель, при миграции поля преломленных проникающих волн необходимо учитывать скорость распространения волн в двух полупространствах, которые разделены преломляющей границей. Таким образом, необходимо иметь две скоростные модели, которые характеризуют поведение волн отдельно в преломляющей и покрывающей толщах, а также иметь информацию о глубинном положении преломляющей границы в окрестностях пункта возбуждения для корректного его переноса. Наличие двух отдельных скорост-

ных моделей объясняется тем, что продолжение временного поля выполняется с учетом скоростного распределения в преломляющей толще, а продолжение волнового поля происходит со скоростью в покрывающей толще. В отличие от существующих методов миграции в этих отдельных скоростных моделях истинное положение и форма преломляющей границы неизвестны, поскольку задача именно и состоит в поиске этих данных.

Таким образом, алгоритм миграции для отдельного пункта возбуждения колебаний состоит из следующих шагов: 1) перенос источника с дневной поверхности на преломляющую границу, 2) прямое продолжение временного поля от перенесенного источника в глубину с учетом скоростной модели для преломляющей толщи, 3) обратное продолжение волнового поля от приемника во времени с привлечением скоростной модели для покрывающей толщи, 4) формирование общего изображения границы.

Прямое продолжение временного поля основано на конечно-разностном решении уравнения эйконала с применением расчетной сетки, в которой в качестве осей координат выступают лучи и изохроны. Для обратного продолжения волнового поля конечно-разностным методом решается скалярное волновое уравнение на пространственно-временной сетке. Формирование изображения границы происходит путем выбора амплитуд волнового поля в момент времени, когда преломленная волна выходит из преломляющей толщи [Пилипенко, Верпаховская, 2003].

По полученным миграционным изображениям для каждого пункта возбуждения проверяется корректность заданных входных параметров путем сравнения изображений выбранного интервала границы по данным для пунктов возбуждения, которые расположены с разных сторон от этого интервала. Если глубина и наклон границы на выбранном интервале совпадают на обоих изображениях, значит заданы правильные параметры, если же не совпадают, тогда необходимо изменять параметры миграции. При изменении входной скоростной модели выполняются снова все перечисленные основные составляющие процедуры миграции поля преломленных волн. Таким образом, формирование изображения границы по полю преломленных волн может быть итерационным процессом.

Еще одной отличительной особенностью процедуры миграции поля преломленных волн

является формирование изображения отдельной границы и прилегающей к ней толщи, а не целого разреза, как это происходит при миграции поля отраженных волн. Для корректного изображения структурных элементов строения границы необходимо тщательно анализировать и сравнивать полученные по отдельным пунктам возбуждения результаты миграции и постепенно восстанавливать общую картину строения исследуемой толщи вдоль профиля. К тому же при формировании изображения отдельной детали важно иметь ее изображение с разных сторон от интервала наблюдения, поскольку, как будет показано на примерах, для ее воссоздания необходимо суммировать части изображений выбранного интервала границы именно с разных сторон. Поэтому особенно остро стоит вопрос о правильном выборе скоростной модели среды при исследовании границ, осложненных структурными нарушениями, такими как: синклинали, антиклинали, сбросы, надвиги, складки и др., поскольку значения скорости в таких условиях могут изменяться вдоль профиля как в вертикальном направлении, так и в горизонтальном.

Заключительным этапом миграции поля преломленных волн является отбор наиболее четких изображений всех интервалов границы вдоль профиля для формирования суммарного изображения границы с учетом сформированных структурных деталей. При этом динамические характеристики зарегистрированного при наблюдениях волнового поля остаются неизменными, что особенно важно для качественной интерпретации.

Важным элементом обработки сейсмических данных, полученных в районах со сложным неоднородным строением, с применением процедуры конечно-разностной миграции поля преломленных волн является моделирование. Моделирование поля преломленных волн основано на прямом продолжении волнового поля от точечного источника с учетом значительных расстояний от него [Пилипенко, Верпаховская, 2008]. Применение такого моделирования позволяет проверить точность полученного в результате миграции изображения границы, при этом воссоздав условия выполнения сейсмических наблюдений при заданной скоростной модели среды.

Совместное применение процедур миграции поля преломленных волн и моделирования может гарантировать высокую точность результата формирования изображения пре-

ломляющей границы со сложным структурным строением, что повысит эффективность и детальность процесса интерпретации сейсмических данных.

Принципы формирования отдельных деталей строения преломляющей границы будут продемонстрированы на модельных и практических примерах.

Модельные примеры формирования изображения сложных структурных элементов по полю преломленных волн. Важным методическим вопросом применения миграции поля преломленных волн является: насколько скорость распространения сейсмических волн в преломляющем слое должна отличаться от скорости в покрывающем слое, чтобы можно было сформировать изображение границы по преломленным волнам, особенно если она осложнена нарушениями, которые необходимо выделить. Еще один немаловажный вопрос при выделении преломленных волн на наблюдаемом волновом поле состоит в том, на каком расстоянии от пункта возбуждения регистрируются преломленные волны в зависимости от скоростной модели среды.

Прежде всего, необходимо сказать, что начало интервала регистрации преломленных волн зависит от глубинного положения границы раздела, скорости в покрывающем слое и в преломляющем слое, т. е. от общей скоростной модели двухслойной среды. Поэтому однозначно дать ответ на этот вопрос невозможно, но можно дать общие приблизительные значения, основываясь на формулу по расчету расстояния между точкой перелома годографа преломленной волны и источником колебаний x_H , которая в случае горизонтальной границы выглядит следующим образом [Гамбургцев, 1959]:

$$x_H = 2h \sqrt{\frac{V_{\text{прел}} + V_{\text{покр}}}{V_{\text{прел}} - V_{\text{покр}}}}, \quad (1)$$

где $V_{\text{покр}}$ и $V_{\text{прел}}$ — истинная скорость в покрывающем и преломляющем слоях, h — расстояние от источника до преломляющей границы по нормали. Результаты исследований корректности применения данной формулы продемонстрируем на примерах.

На рис. 1 приведены волновые поля, смоделированные для двухслойной модели среды с прямой границей раздела для пункта возбуждения, расположенного на 18 км модельного профиля. При этом для исследования

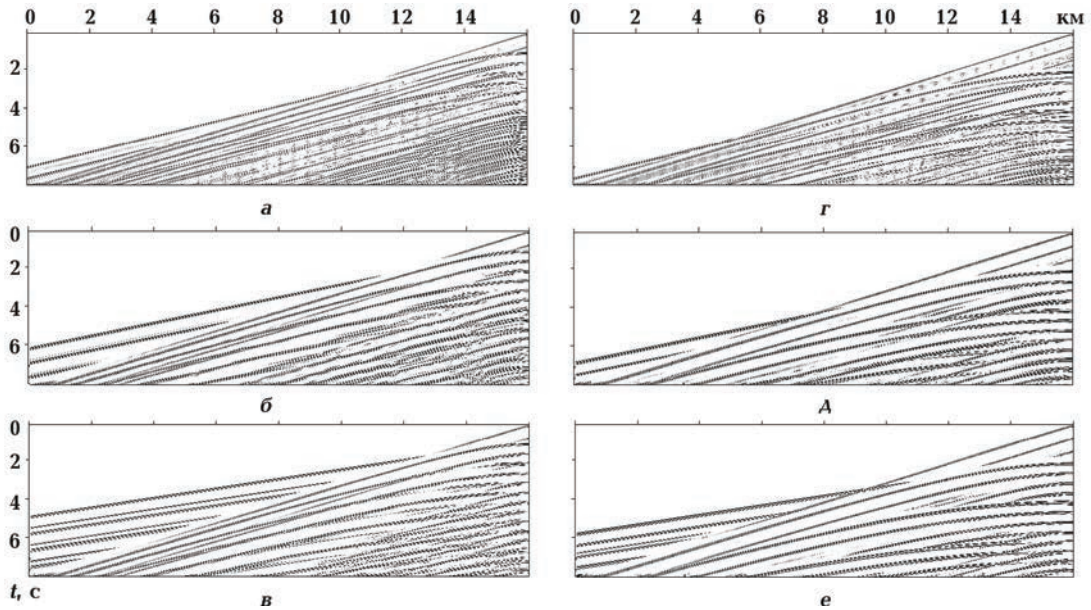


Рис. 1. Исследование влияния скачка скорости и глубинного положения исследуемой границы на характер волнового поля. Смоделированные волновые поля для простой двуслойной модели среды с глубиной границы 1 км (а—в) и 2 км (г—е) раздела со скоростью в покрывающем слое 2 км/с.

влияния величины скачка скорости на характер волнового поля изменялись глубинное положение преломляющей границы и скорость в преломляющем слое. На рис. 1, а—в представлены волновые поля, смоделированные для модели среды с границей раздела, расположенной на глубине 1 км со скоростями в преломляющей толще 2,5 км/с (а), 3,0 км/с (б) и 4,0 км/с (в) соответственно. На рис. 1, г—е — волновые поля, для модели с глубинным положением границы 2 км, скорости в преломляющей толще также 2,5 км/с (г), 3,0 км/с (д) и 4,0 км/с (е). Исследования показали, что с ростом глубины до преломляющей границы при одинаковых значениях скорости в преломляющей и покрывающей толщах преломленная волна появляется дальше, как можно заметить на рис. 1 по сопоставлению пар 1, а—г, б—д, в—е. В то же время при росте скачка скорости на преломляющей границе волна появляется на меньшем расстоянии от пункта возбуждения колебаний и более отчетливо видно ее вступление на волновом поле, как следует из сопоставления рис. 1, а—в и г—е.

Анализируя модельные волновые поля, на рис. 1 можно заметить, что при наибольшем скачке скорости вступление волны начинается на наименьшем расстоянии от пункта возбуждения при глубине границы 1 км, скорос-

ти в покрывающем слое 2 км/с и скорости в преломляющем слое 4 км/с. Согласно формуле (1) точка преломления волны находится на расстоянии 3,46 км от пункта возбуждения. При этом на рис. 1, е при тех же значениях скорости в покрывающем и преломляющем слоях, но при глубине границы 2 км, расстояние от пункта возбуждения до начала регистрации преломленной волны увеличивается и, согласно формуле (1), составляет уже 6,92 км. Легко заметить, что рассчитанные расстояния соответствуют действительным расстояниям от источников до первых вступлений преломленных волн, что дает основание говорить о правомерности использования формулы (1) при планировании систем наблюдений методом преломленных волн. Естественно, необходимо учитывать, что формула полностью корректна при горизонтальной границе преломления, но, тем не менее, для получения приблизительного расчета системы наблюдений этого достаточно.

На рис. 2 показаны скоростные модели среды и смоделированные волновые поля для двух встречных пунктов возбуждения, расположенных на -3 и 22 км профиля. В этом случае граница осложнена нарушением в виде резкой синклинали, на которой выделяется небольшая ступень. Скоростные модели отличаются скоростью в покрывающем слое: мо-

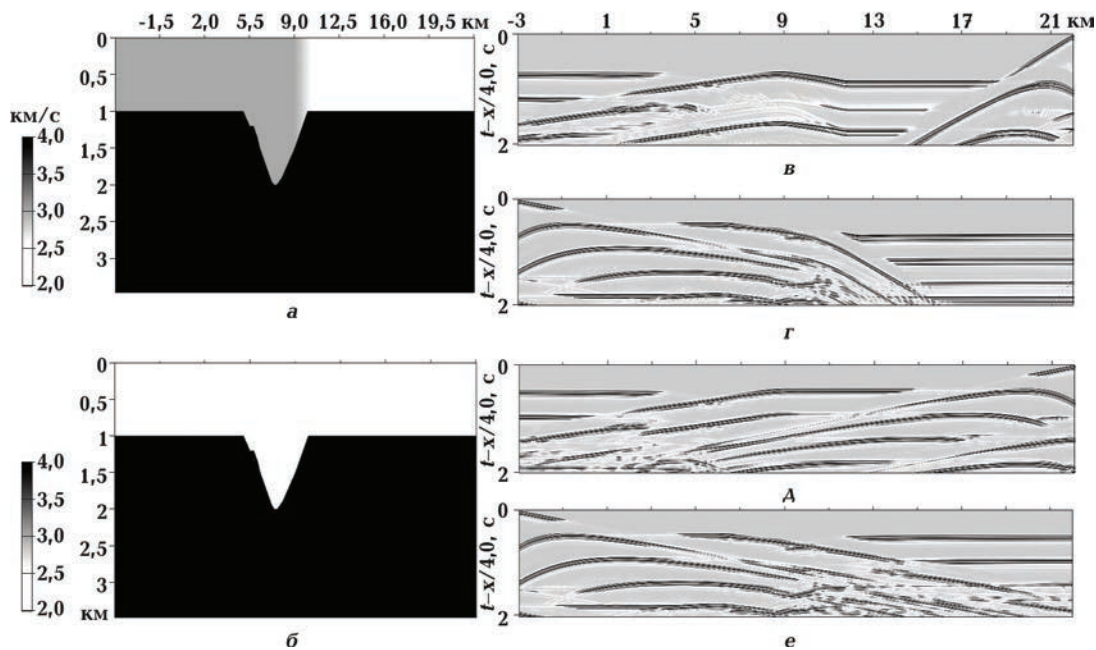


Рис. 2. Исследование влияния горизонтального градиента скорости в покрывающем слое на характер волнового поля: *а* — скоростная модель среды с горизонтальным градиентом скорости в покрывающем слое; *б* — скоростная модель среды с постоянной скоростью в покрывающем слое; смоделированные поля для встречных пунктов возбуждения, расположенных на -3 км и 22 км профиля со скоростью редукции 4 км/с: *в* и *г* — для модели *а*; *д* и *е* — для модели *б*.

дель 2, *а* имеет градиентную покрывающую среду, скорость в которой изменяется по горизонтали от $3,0$ км/с на координатах $(-3 \div 15)$ км, а затем на координатах $15-17$ км скорость изменяется с $3,0$ км/с до $2,0$ км/с и до координаты 35 км скорость остается $2,0$ км/с, а модель 2, *б* имеет постоянную скорость в покрывающем слое $3,0$ км/с. При этом скорость в преломляющей толще не изменяется и составляет $4,0$ км/с. Смоделированные волновые поля показаны с редукцией, скорость редукции $4,0$ км/с. На рис. 2, *в, г* приведены волновые поля для встречных пунктов возбуждения, которые смоделированы для скоростной модели *а*, а на рис. 2, *д, е* — волновые поля для тех же пунктов возбуждения, но для скоростной модели *б*. Сравнивая результаты моделирования, можно отметить, что градиент скорости искажает волновое поле, и это необходимо учитывать при обработке сейсмических данных.

На рис. 2, *а* наблюдается разный скачок скорости на одном профиле за счет градиента скорости по горизонтали в покрывающем слое. При этом на рис. 2, *в* при скачке скорости 2 км/с четко видны первые вступления волн на расстоянии около 3 км от источника

колебаний. В то же время на рис. 2, *г* там, где скачок скорости составляет всего 1 км/с, вступление волн размыто и начало их регистрации составляет около 5 км от источника. В общем-то эти расстояния отличаются от тех, которые для заданных параметров модели среды могут быть рассчитаны по формуле (1), но различия незначительны и могут быть связаны с наличием градиента скорости в покрывающем слое.

Исходя из проведенного анализа смоделированных волновых полей, можно однозначно сказать лишь то, что чем выше скачок скорости, тем четче и ближе к пункту возбуждения будут зарегистрированы первые вступления преломленных волн, но не ближе, чем удвоенная глубина границы преломления, а все остальное всецело зависит от сложности строения скоростной модели среды.

На рис. 3 демонстрируется результат применения миграции поля преломленных волн для моделей, представленных на рис. 2, *а* и *б*. Как видим, при однородной скоростной модели (см. рис. 2, *б*) все особенности строения границы четко фиксируются на изображении с реальным расположением по глубине (рис. 3, *а*). При этом для получения четкого изображения необходимо суммировать участки, по-

лученные по отдельным пунктам возбуждения (встречным), поскольку лучшее изображение спуска получаем при миграции данных для пункта возбуждения, расположенного со стороны спуска.

На рис. 3, б приведено изображение границы, полученное для скоростной модели среды, осложненной синклиналью, при градиентной покрывающей толще, представленной на рис. 2, а. Как видно, на рис. 3 оба изображения передают отдельную деталь строения преломляющей границы — небольшую ступень, которая расположена на 6,0 км профиля. Необходимо отметить, что при формировании изображения границы для модели среды, имеющей градиентную покрывающую толщу, желательно иметь изображения, полученные по данным как с более дальних от нарушения источников, так и с более близких. На рис. 4, а—в приведены миграционные изображения границы для трех разных источников, расположенных на 22,0 км (а), 15,0 км (б) и 3,0 км (в) профиля. Как видно из рисунка, когда скорость от источника уменьшается (рис. 4, в), то изображение фиксирует все элементы строения границы, хотя сам подъем изображен не совсем четко. В то же время, когда скорость от источника возрастает (рис. 4, а, б), то четко изображается граница на спуске, но на определенном интервале от источника, так как на подъеме изображение границы не соответствует глубинному ее положению на модели. Таким образом, необходимо иметь волновые поля от источников, расположенных на разных расстояниях и с разных сторон от нарушения, чтобы четко его изобразить на миграционном разрезе.

Естественно, что при организации процесса обработки и составлении графа обработки имеющихся сейсмических данных, необходимо выделить на волновом поле те волны, теория распространения которых будет задействована в используемых процедурах (отраженные или преломленные). Методическим приемом при решении этой задачи может быть моделирование с целью получения волнового поля, которое соответствует заданной скоростной модели среды. Это даст возможность оценить интервал волнового поля, для которого возможно выполнять обработку, а также позволит определить процедуры, которые окажут наибольший эффект для получения качественного результата. Приведенные примеры демонстрируют дееспособность такого подхода, особенно при неоднородном строении среды.

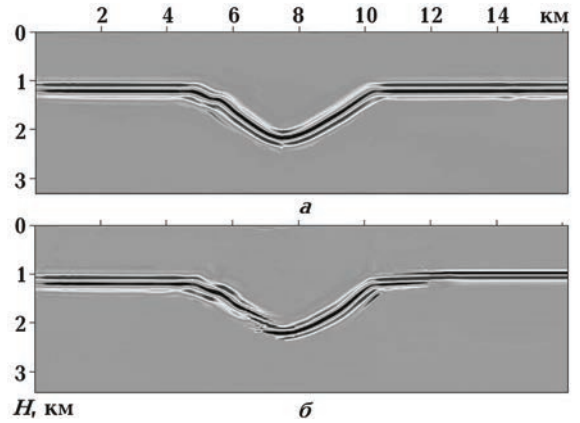


Рис. 3. Миграционные изображения преломляющей границы, полученные: а — по смоделированным волновым полям рис. 1, д, е для скоростной модели, представленной на рис. 2, а; б — по смоделированным волновым полям рис. 1, в, г для скоростной модели, представленной на рис. 2, а.

Практические примеры формирования изображения сложных структурных элементов по полю преломленных волн. Для практического примера возьмем профиль DOBRE, поскольку граница фундамента в районе Днепровско-Донецкой впадины имеет очень сложное строение и это позволит рассмотреть методические вопросы, связанные с особенностями применения конечно-разностной миграции по-

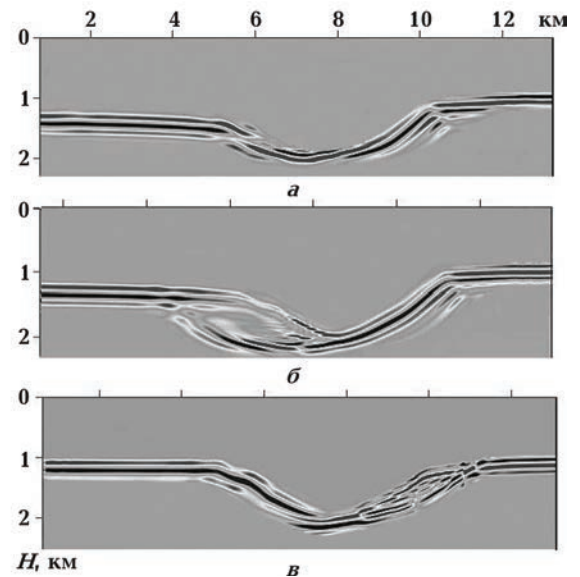


Рис. 4. Миграционные изображения преломляющей границы для скоростной модели с градиентной покрывающей толщей по отдельным пунктам возбуждения: а — ПВ = 22 км, б — ПВ = 15 км, в — ПВ = 3 км.

ля преломленных волн при изучении отдельных деталей сложнопостроенной границы. К тому же модельный пример, показанный на рис. 2, имеет границу раздела, которая по форме частично соответствует строению границы фундамента района профиля DOBRE [Grad et al., 2003].

При изображении отдельных нарушений необходимо обращать внимание на то, с какой стороны от пункта возбуждения колебаний регистрируется волновое поле для корректной передачи формы нарушения. Для примера приведем формирование детали в виде антиклинали. На рис. 5, а, б представлены миграционные изображения интервала границы, полученные для пунктов возбуждения, расположенных с разных сторон от данного интервала (рис. 5, а — изображение для пункта возбуждения, находящегося справа от выбранного интервала, а рис. 5, б — изображение для пункта возбуждения, находящегося слева от интервала). Легко заметить, что со стороны пункта возбуждения хорошо изображается поднятие, в то время как спуск просматривается значительно хуже. Поэтому для корректного изображения антиклинали необходи-

мо суммировать два изображения, что демонстрируется на рис. 5, в.

Как видно из проведенных исследований, для качественного результата необходимо анализировать как исходные волновые поля, так и мигрированные изображения для отдельных пунктов возбуждения, формировать границу в области синклинали лучше по изображениям от пунктов возбуждения, которые идут на спуск, а для антиклинали — на подъем, а для более четкого выделения отдельных элементов строения границы брать изображения от пунктов возбуждения, расположенных с разных сторон и на разных расстояниях от данного элемента.

Применение миграции поля преломленных волн в районах со сложным строением границ раздела требует особенно точного задания скоростной модели среды, поскольку от этого зависит, по каким волнам будет сформировано изображение. На рис. 6 приведено два изображения границы фундамента и соответственные скоростные модели среды, которые учитывались при миграции поля преломленных волн. В первом случае (рис. 6, б) для миграции поля преломленных волн скорость в по-

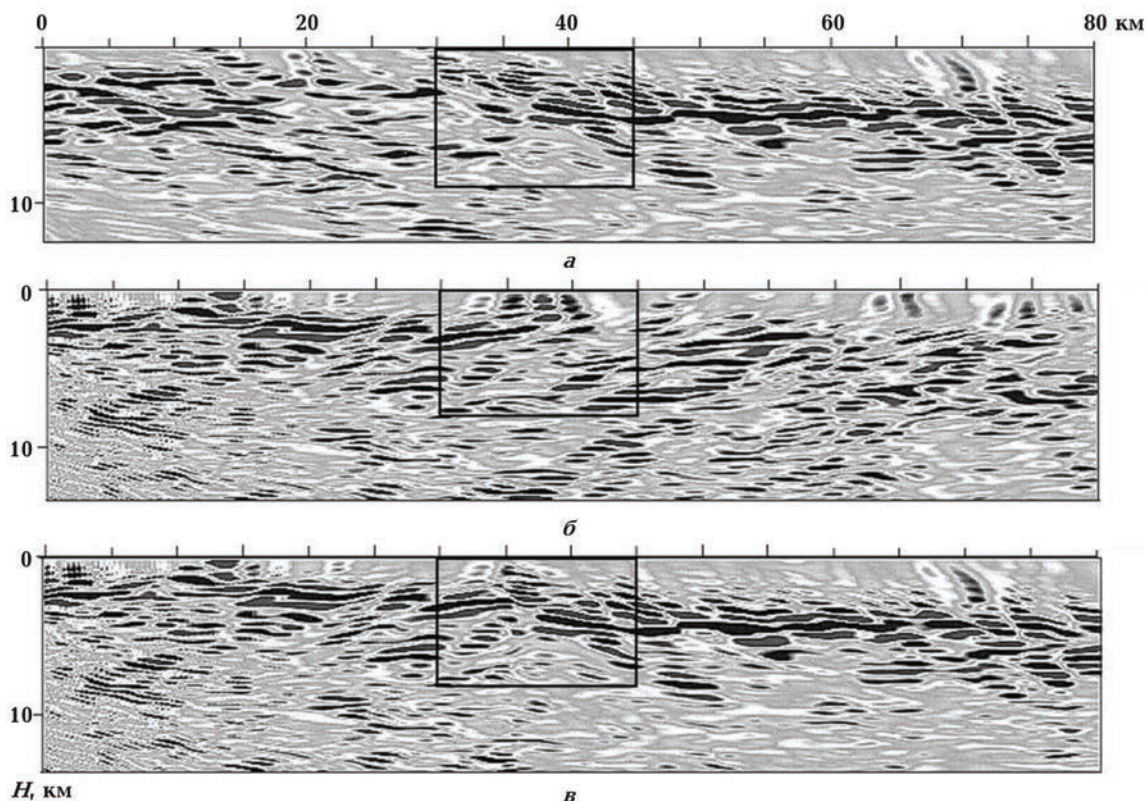


Рис. 5. Формирование изображение отдельной детали строения преломляющей границы: а и б — изображения, полученное для пункта возбуждения, расположенного справа (а) и слева (б) от нарушения; в — результирующее изображение нарушения.

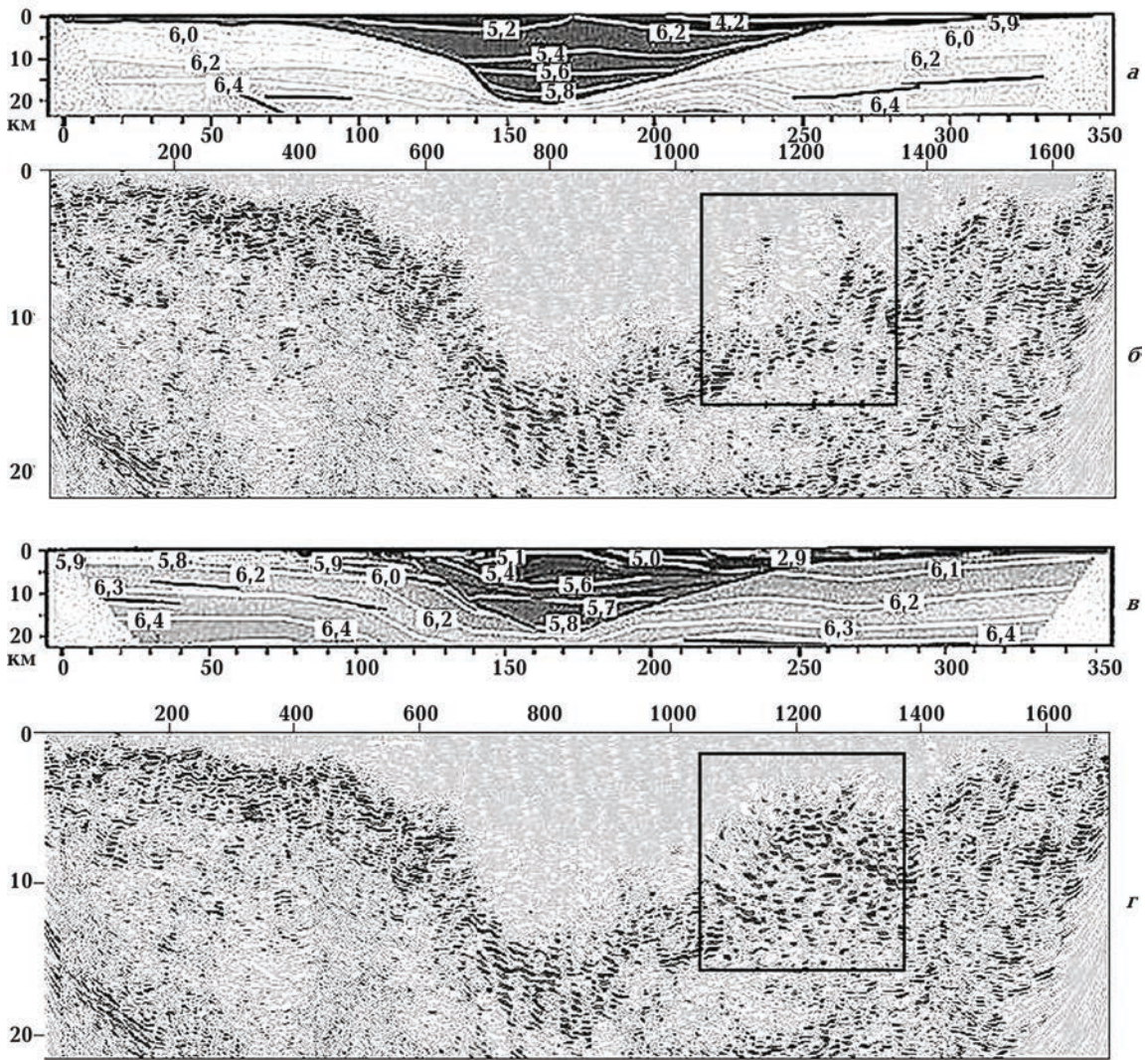


Рис. 6. Изображения границы фундамента, полученные по данным профиля DOBRE с применением моделей среды, рассчитанных разными группами исследователей [Grad et al., 2003]: *а* — скоростная модель, рассчитанная группой Института геофизики НАН Украины; *б* — изображение границы фундамента, полученное с применением скоростной модели (*а*); *в* — скоростная модель, рассчитанная группой Копенгагенского университета; *г* — новое изображение границы фундамента, полученное с применением скоростной модели (*в*).

крывающем слое бралась 4,8—5,2 км/с с вертикальным градиентом, согласно скоростной модели рис. 6, *а*, рассчитанной группой интерпретаторов Института геофизики НАН Украины. При этом граница фундамента на миграционном изображении плавно поднималась на поверхность с правой стороны профиля, что противоречило общепринятому представлению о ее форме согласно интерпретации, проведенной методами лучевого моделирования.

На рис. 6, *г* показано новое изображение границы фундамента, полученное при использовании скоростной модели, рассчитанной груп-

пой Копенгагенского университета (рис. 6, *в*). Основным отличием данной скоростной модели является значение скорости в покрывающей толще с правой стороны (в северо-восточной части) профиля около 2,9 км/с, которое ранее не учитывалось при обработке данных с применением миграции поля преломленных волн. Как видно из сопоставления двух изображений границы рис. 6, *а* и *б*, форма границы изменилась, но линия границы (рис. 6, *а*) также присутствует, хотя не так четко на рис. 6, *б*. Это свидетельствует о ее наличии в реальном глубинном разрезе и это необходимо

учитывать при интерпретации данных профиля DOBRE.

Новый результат глубинного изображения границы фундамента позволяет говорить об эффективности предложенной методики миграции поля преломленных волн при изучении строения среды со сложными структурными объектами.

Представленные результаты позволяют утверждать, что именно правильно заданная скоростная характеристика среды гарантирует получение наиболее точного результата миграции. Поэтому еще одним актуальным вопросом, который необходимо решать в ближайшее время, является поиск новых путей корректного расчета и задания скоростных характеристик среды при применении конечно-разностной миграции поля преломленных волн.

Выводы. Формирования изображения среды или миграция является средством наглядного представления разреза в динамических характеристиках исходного волнового поля. Вся информация о строении геологических объектов заключается в зарегистрированном при сейсмических наблюдениях волновом поле. Поэтому важным элементом обработки сейсмических данных является тщательный анализ исходных наблюдений. Необходимо определить интервал на волновом поле, в котором прослеживаются преломленные волны от границы, изображение которой формируется, а также проконтролировать их слежение на волновых полях всех имеющихся пунктов возбуждения.

В случае отсутствия или недостаточно четко прослеживания преломленных волн на каких-то пунктах возбуждения желательна их исключить из обработки.

Изображение сложных структурных элементов требует особого подхода при выполнении миграции поля преломленных волн. Важную роль при этом играет моделирование, поскольку дает возможность воссоздать условия наблюдений волнового поля при заданной скоростной модели среды, выделить необходимый интервал волнового поля для обработки и получить предварительный результат миграции. При планировании систем наблюдений преломленными волнами необходимо учитывать, что начало регистрации преломленных волн превышает удвоенную глубину до преломляющей границы и зависит от соотношения скоростей в преломляющем и покрывающем слоях, чем больше скачок скорости, тем четче и ближе к источнику первые вступления преломленных волн. Кроме того, для отображения на миграционном разрезе мелких деталей строения среды необходимо иметь изображения нарушений для пунктов возбуждения, расположенных с разных сторон и на разных расстояниях от него.

Представленные результаты совместного применения конечно-разностных методов моделирования и миграции поля преломленных волн свидетельствуют о высокой эффективности такого подхода при исследованиях сложных структурных элементов преломляющей толщи.

Список литературы

- Верпаховская А. О.* Актуальные задачи конечно-разностной миграции поля преломленных волн // Геофиз. журн. — 2011. — 33, № 6. — С. 96—107.
- Гамбурцев Г. А.* Основы сейсморазведки. — Москва: Гостоптехиздат, 1959. — 379 с.
- 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. — 30, № 1. — С. 84—96.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О.* Особенности миграционного преобразования поля рефрагированных волн // Геофиз. журн. — 2003. — 25, № 1. — С. 42—55.
- Пилипенко В. М., Верпаховська О. О.* Формування зображення сейсмічного середовища з використанням поля рефрагованих хвиль // Зб. наук. праць УкрДГРІ. — 2005. — № 3. — С. 64—70.
- Пилипенко В. Н., Соколовская Т. П.* Формирование изображений преломляющих границ конечно-разностным методом // Геофиз. журн. — 1990. — 12, № 5. — С. 48—54.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О., Кекух Д. А.* Интерпретация данных 3D сейсморазведки с применением конечно-разностной кинематической миграции // Геофиз. журн. — 2009. — 31, № 1. — С. 16—27.
- Телегин А. Н.* Сейсморазведка методом преломленных волн. — СПб: Изд-во СПбГУ, 2004. — 187 с.

- Franco R.D.* Multi-refractor imaging with stacked refraction convolution section // *Geophys. Prospecting*. — 2005. — **53**. — 335.
- Grad M., Gryn D., Guterch A., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngsle S.B., Omelchenko V., Starostenko V.I., Stephenson R.A., Stovba S.M., Thybo H., Tolkunov A. and DOBREFraction'99 Working Group.* "DOBREFraction'99", velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine) // *Tectonophysics*. — 2003. — **371**. — P. 81—110.
- Pilipenko V.N., Makris J.* Application of migration to the interpretation of WARP data // 67th Annual Meeting Soc. Explor. Geophys., Expanded Abstracts, 1997. — **1**. — P. 56.
- Pylypenko V., Goncharov A.* Seismic migration in near vertical and wide-angle reflection and refraction studies: Towards a unified approach // *Explor. Geophys.* — 2000. — **31**. — P. 461—468.
- VanSchuyver C.J., Hilterman F.J.* 3D refraction migration for depth imaging of West Africa salt walls // *SEG Expanded Abstracts*. — 2003. — **22**, MIG 5. — P. 1020—1022.
- Zhang J.* Refraction migration: imaging multiple refractors automatically // *SEG Ann. Meeting, New Orleans*. — 2006. — P. 2426—2429.