

Актуальные задачи конечно-разностной миграции поля преломленных волн

© А. О. Верпаховская, 2011

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 5 июля 2011 г.

Представлено членом редколлегии В. Н. Пилипенко

З часу появи сейсмічні методи вивчення будови земних надр ґрунтувались на виділенні та слідкуванні заломлених хвиль. Подальший розвиток методу заломлених хвиль (МЗХ) був пов'язаний з розробкою методів обробки та інтерпретації спостережених на земній поверхні хвильових полів для вирішення конкретних завдань регіональної, інженерної та розвідувальної сейсміки. Розглянуто основні етапи розвитку методів обробки спостереженого хвильового поля, які ґрунтуються на кінематичних та динамічних характеристиках заломлених хвиль, визначено сучасні актуальні завдання, пов'язані з подальшим розвитком скінченно-різницевої міграції поля цих хвиль.

Since their existence seismic methods for studies of the Earth interior were based on the allocation and tracing of refracted waves. Further development of the method of refracted waves (MRW) was associated with the creation of methods for processing and interpretation of the wave fields observed on the Earth surface for solving specific problems of regional, engineering and seismic exploration. The article considers the main stages of processing methods of observed wave field based on kinematic and dynamic characteristics of refracted waves, identified current actual problems associated with further development of finite-difference refraction field migration.

Введение. Сейсмические методы основаны на регистрации волновых процессов, которые происходят в земных недрах при возбуждении колебаний. К основным типам волн, которые при этом регистрируются на дневной поверхности и по которым получают информацию о строении глубинного разреза, относятся отраженные и преломленные. Естественно, что для выбора типа волн, включаемых в обработку, необходимо проводить тщательный анализ наблюдаемого волнового поля и определять интервал слежения волн, относящихся к объекту исследований. Необходимо также учитывать, что выбор типа волн зависит от геологических условий строения района исследований и поставленных задач. Широкое применение при решении практических задач сейсморазведки получили отраженные волны, поскольку при небольших расстояниях от источника регистрируются отраженные волны от всех горизонтов. К тому же метод отраженных волн (МОВ) имеет сравнительно высокую разрешающую способность. Однако, когда в среде на границе раздела присутствует значительный скачок скорости, поле отраженных волн не может дать полноценную информацию о

строении такой границы, а тем более о толщине, находящейся под ней.

Кроме того, в случаях, когда наблюдения проводятся с нарушениями регулярности, а также плотности систем, и большими расстояниями от пункта возбуждения относительно глубины исследований, что характерно для региональной сейсморазведки методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), зарегистрированное волновое поле содержит не только отраженные волны, но и другие типы волн, которые также могут дать полезную информацию о строении среды. В таких случаях на больших расстояниях от источника колебаний среди других типов волн регистрируются преломленные, которые четко фиксируются на наблюдаемом волновом поле в первых вступлениях. В то же время обработка и интерпретация поля преломленных волн требует более сложного подхода, чем поле отраженных волн, что связано с особенностями их распространения в среде с учетом их проникания в преломляющую толщу. Именно это обстоятельство объясняет относительно слабое развитие на современном этапе, как теоретической базы, так и программной реализации подобных методов.

Большинство существующих методов обработки сейсмических данных, зарегистрированных в дальней зоне источника, сводятся к томографическим построениям скоростных разрезов, которые основаны на расчетах годографов и лучей волн, т.е. на кинематических свойствах волнового поля. В то время как учет динамических составляющих наблюдаемого волнового поля не только даст более информативный результат, но и позволит сформировать волновое изображение строения среды непосредственно по наблюдаемому сейсмическому полю. К методам, основывающимся на динамических характеристиках волнового поля, относится миграция, которая позволяет получить изображение разреза среды со всеми деталями его строения путем трансформации наблюдаемого волнового поля.

В современной сейсморазведке миграция занимает важное место в процессе обработки наблюдаемых данных. Миграция поля преломленных волн, предложенная в восьмидесятых годах прошлого века [Пилипенко, Соколовская, 1990], не только дает возможность значительно расширить интервал полезной записи волнового поля, по которому формируется изображение среды, но и является уникальным методом обработки и интерпретации данных региональной сейсморазведки. Подобного метода формирования изображения среды по полю преломленных волн, зарегистрированному на расстояниях в несколько сотен километров от источника, на данный момент не существует.

В данной статье собрана и кратко изложена информация о развитии методов обработки поля преломленных волн в прошлом и настоящем, а также намечены актуальные направления будущих исследований в рассматриваемой области, в частности, развития метода миграции поля преломленных волн.

Методы обработки и интерпретации данных МПВ. В 1919 г. немецкий ученый Минтроп запатентовал метод, основанный на первых вступлениях преломленных волн, считая, что волны не проникают в преломляющую толщу, а скользят вдоль поверхности преломляющей границы. Соответственно такие волны были названы волнами Минтропа или же в нашей литературе больше известны как головные волны. Заметим также, что в иностранной литературе иногда они также встречаются под названием «head waves» (точный перевод с английского языка – именно головные волны) [Levin, Ingram, 1962]. В 1924 г. метод Минтропа

был впервые успешно применен при сейсмической разведке соляного купола в Техасе (США) [Alen, 1980].

В 1925 г. в Государственном исследовательском нефтяном институте (ГИНИ) (г. Москва) под руководством И. М. Губкина была организована геофизическая группа. Исследованиями П. П. Лазарева, П. М. Никифорова, А. И. Заборовского и В. С. Воюцкого были заложены теоретические основы двух главных модификаций сейсморазведки — методов преломленных и отраженных волн, а также определена их потенциальная роль в разведке месторождений полезных ископаемых. Начало теоретического развития МПВ было положено благодаря исследованиям А. И. Заборовского в 1926 г. [Заборовский, 1926]. Первые практические сейсморазведочные работы методом преломленных волн были проведены под руководством П. М. Никифорова в 1927 г.

Первые публикации по МПВ за рубежом появились в 1929 г. [Heiland, 1929], а всесторонняя оценка теории и методики проведения первых наблюдений МПВ была изложена в работе, опубликованной в 1933 г. [Muskat, 1933].

В конце 30-х годов двадцатого века советскими учеными была установлена зависимость между периодом преломленной (головной) волны и глубинным положением преломляющей границы, в результате чего была создана соответствующая аппаратура для проведения исследований новым сейсмическим методом — корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), созданным под руководством Г. А. Гамбурцева. В дальнейшем методические основы КМПВ положили начало развития метода ГСЗ [Гамбурцев, 1954], занимающего и по сей день одно из ведущих мест среди методов исследований региональной сейсморазведки [Павленкова, 2006].

Преимуществом метода ГСЗ в плане уменьшения затрат на проведения исследований и в то же время его недостатком, который осложняет обработку и интерпретацию полученных данным методом записей, особенно при выделении отраженных волн, является нерегулярность систем наблюдения и значительные расстояния регистрации от источника. Поэтому при обработке данных ГСЗ необходимы нестандартные методы, основанные на волнах, которые можно выделить и проследить на волновом поле, записанном на больших удалениях от источника возбуждений колебаний. Именно данные ГСЗ, для которых методы, основанные на обработке отраженных волн, не могут дать

полноценного результата, требуют разработки новых методов для обработки и интерпретации поля преломленных волн.

С начала проведения наблюдений МПВ перед исследователями встал вопрос о геологических и геофизических задачах, которые можно решить с его помощью, а точнее о практическом его значении. Результаты успешного применения метода при решении разведочных и инженерных задач при исследованиях малых глубин (менее 100 м) были рассмотрены еще в публикации Хавкинса [Hawkins, 1963]. В тоже время более полной зарубежной оценкой прикладных возможностей метода преломленных волн, которая обобщила опыт ранних исследований, является работа под редакцией Масгрейва, изданная в 1967 г. [Seismic..., 1967]. В данной работе особый акцент сделан на применении МПВ при решении задач региональной геологии и при поиске нефти. Из советских публикаций можно отметить более позднюю работу, в которой собран накопленный опыт отечественных исследователей решения теоретических и прикладных вопросов применения МПВ [Епинатьева и др., 1990].

Интересны ранние статьи, посвященные исследованиям интерпретационных возможностей применения МПВ в условиях разных моделей строения среды. Если в покрывающем слое, имеющем значительную мощность, скорость выше, чем в преломляющем слое, вступления преломленных волн от этого слоя зарегистрированы не будут и в таких случаях информацию о строении границы преломления получить невозможно [Thralls, Mossman, 1952]. Тем не менее, если высокоскоростной слой относительно тонкий, тогда экспериментально установлено, что первые вступления преломленных волн могут быть выделены на наблюдаемом волновом поле. Это объясняется тем, что лучевая теория не строго соблюдается в случае, когда слой тонкий по сравнению с длиной волны и, согласно теории распространения волн, значительная часть энергии будет проникать сквозь тонкий слой и будет возможно ее зарегистрировать [Levin, Ingram, 1962]. Неоценимый вклад в исследования кинематических и динамических свойств волнового поля, зарегистрированного на поверхности, в особенности при изучении вопросов выделения и прослеживания разных типов волн, в том числе и преломленных, внесли советские ученые [Петрашень, 1979; Облогина, 1966; Авербух, 1975 и др.]. Именно выделение и прослеживание на зарегистрированном вол-

новом поле преломленных волн, относящихся к исследуемой границе, является решающим фактором для корректной их обработки и дальнейшей интерпретации.

Существующие методы обработки наблюдаемого поля преломленных волн основываются на кинематических или на динамических его характеристиках.

Кинематические методы. Большая часть известных методов обработки и интерпретации поля преломленных волн основывается и по сей день на его кинематических свойствах, хотя эти методы были предложены достаточно давно: прослеживание лучей (метод лучевого трассирования) [Cervený, 2005], метод временных задержек (Delaytime Method — DTM) [Bridle, 2009] и метод взаимных времен (плюс-минус метод) (Reciprocal (Plus-Minus) Method — RM) [Whiteley, Eccleston, 2006]. Основным недостатком перечисленных методов является использование теории распространения лучей и годографов головных волн, т.е. без учета проникания волн в преломляющую толщу.

В методе лучевого трассирования в условиях присутствия в разрезе большого количества блоков с сильно криволинейными границами, осложненными многочисленными структурными нарушениями, отсутствует возможность качественного описания модели среды, поскольку стандартно она представляется набором границ с определенными параметрами. Однако если отказаться от блокового представления модели среды и использовать простую параметрическую модель [Furumura et al., 1998; Saeger, Bohlen, 2004], то в результате теряется качество и точность расчетов.

Волны, строго говоря, не распространяются по лучу, более естественному их физическому распространению в среде отвечают волновые фронты. Впервые вопрос о построении диаграмм волновых фронтов был рассмотрен в 1930 г. Торнбергом [Thornburgh, 1930], но основательный теоретический базис построения волновых фронтов разработал в 40-х годах двадцатого века Ю. В. Ризниченко. Он предложил метод полей времен [Ризниченко, 1945], который представляет собой процесс восстановления изолиний временного поля в виде огибающих семейства элементарных изохрон. Метод полей времен является теоретической основой для обработки наблюдаемых волновых полей, которая наиболее близка естественному распространению волн в среде.

За рубежом идею Торнберга продолжил развивать Хагедорн в 1957 г. который разра-

ботал модификацию графического решения метода построения диаграмм волновых фронтов, названного им «плюс-минус метод», но в то время метод не получил широкого распространения, поскольку при его применении необходимо было выполнять большое количество вычислений. Принцип геометрического построения линии границы «плюс-минус методом» на самом деле косвенно рассматривался в более ранней работе, в которой был предложен «метод разностей» («the method of differences») [Edge, Laby, 1931]. В своей работе Хагедорн дал единую теорию методов кинематической миграции, основанной на применении волновых фронтов и годографов преломленных волн. Особое внимание заслуживает тот факт, что метод построения волновых фронтов способен восстанавливать нерегулярную границу, что объясняется отступлением от предположения о плоских границах между слоями. Тем самым метод приблизился к строению реальной геологической среды, что расширило его интерпретационные возможности. В дальнейшем метод взаимных времен разделили на два типа: традиционный (conventional reciprocal method), основоположником которого считается Хавкинс [Hawkins, 1963] и обобщенный (generalized reciprocal method), который был предложен Палмером [Palmer, 1981]. Анализ применения метода взаимных времен показал, что обобщенный метод имеет ряд ограничений, поэтому поддается жесткой критике со стороны интерпретаторов [Whiteley, Eccleston, 2006].

Кинематические методы обработки основаны на расчете и прослеживании годографов и лучей волн и построении на их основе скоростных моделей среды. Такие методы получили широкое применение, как у нас, так и в ближнем зарубежье [Гольдин и др., 1993; Алексеев и др., 2004 г.], и за рубежом. Одним из наиболее известных и применяемых кинематических методов обработки и интерпретации сейсмических волновых полей является сейсмическая томография. Теоретической основой томографии является прослеживание лучей для определения глубинного положения границ раздела и построение скоростной модели среды. Методы современной сейсмической томографии можно условно подразделить на два типа: построение по первым вступлениям волн (first arrival travelttime tomography or cell tomography) [Zelt et al., 2006] и послойное построение скоростной модели (deformable layer tomography) [Zhou et al., 2010]. Если в случае построения по первым вступлениям волн исполь-

зуется лишь часть волнового поля, которая их содержит, то во втором случае при обработке участвует все волновое поле, по которому послойно отстраивается скоростная модель, причем учитывается скоростная неоднородность слоев составляющих разрез. Сравнение двух типов томографии показывает, что послойная томография дает значительно лучший результат при построении скоростной модели среды [Zhou et al., 2010].

Построение двумерной скоростной модели среды возможно также с помощью метода редуцированных годографов, предложенного в 70-х годах прошлого столетия Павленковой Н. И. Метод заключается в построении временного разреза по наблюдаемым годографам, которые редуцируются с разными значениями скорости, затем трансформируются к середине расстояния источник-приемник. В настоящее время метод переименован автором в «метод $\tau(V,x)$ » [Павленкова? 2006].

Еще одним из направлений развития кинематических методов обработки волновых полей является кинематическая миграция, которая основана на продолжении временного поля путем непосредственного решения уравнения эйконала. В 70-х годах прошлого столетия был разработан метод продолжения временного поля на основе конечно-разностного решения уравнения эйконала [Пилипенко, 1979], который является теоретической основой не только кинематической миграции, но также и динамической миграции, и моделирования. При помощи кинематической миграции можно получить форму границы раздела, а также значения скорости в покрывающей и преломляющей толще. Таким образом, получают скоростную модель для двухслойной среды.

Термин «кинематическая миграция» в зарубежной литературе определяет либо простой метод прослеживания движения волн по годографам в среде с известным распределением скорости (моделирование) [Seisa, 2010], либо по заданной скоростной модели среды определение глубинного положения отражающих границ [Wang, Pann, 1995]. Решению уравнения эйконала для расчетов годографов волн (в основном отраженных волн) также уделяют много внимания. При этом рассматриваются решения для двумерной и трехмерной среды в разных системах координат: декартовой, сферической и цилиндрической (Vidale, 1990; Fowler, 1994; Van Trier, Symes, 1991). Кроме того, существует более современный «быстрый марширующий метод» (Fast Marching Method — FMM)

(Popovici, Sethian, 2002; Rawlinson, Sambridge, 2004), в котором предусмотрен постепенный расчет годографов при помощи уравнения эйконала сначала для первых вступлений, а затем для последующих вступлений волн. В статье Квин и Жанг (Qin, Zhang, 2004) при помощи уравнения эйконала рассчитывают годографы головных волн, но с целью исключения их влияния на результат применения миграции Кирхгоффа при изучении соляного тела.

Обзор современных кинематических методов обработки и интерпретации волнового поля подан в публикации 2007 года (Rawlinson et al., 2007). Необходимо отметить, что главной проблемой при разработке кинематических методов является способ задания реального распространения волн в среде, от чего зависит качество результата.

Кинематические методы обработки позволяют получить скоростную модель среды с присутствующими в ней границами раздела. В тоже время для более полного представления о глубинном строении района исследований методов интерпретации, основанных на кинематических свойствах наблюдаемого волнового поля недостаточно, необходимо вовлекать динамические характеристики зарегистрированных наблюдений. Результат восстановления изображения глубинного разреза в параметрах волновых записей более корректен, поскольку основан на преобразовании непосредственно наблюдаемого волнового поля, что гарантирует его точность и детальность.

Динамические методы. Динамические методы обработки волнового поля основаны не только на временных зависимостях прихода волн в среде, но и на изменениях других составляющих волнового поля (амплитуда, частот, фаз и т. п.). Начало развития динамических методов обработки сейсмических наблюдений связано с появлением в конце 60-х годов прошлого столетия метода сейсмической голографии, в основу которого легли исследования, проводимые под руководством В. Д. Завьялова и Ю. В. Тимошина [Завьялов, 1969; Тимошин, 1978]. В дальнейшем разработки Ю. В. Тимошина положили начало развитию метода динамической миграции Кирхгоффа, который занимает одно из лидирующих мест при производственной обработке данных сейсморазведки. За последнее время появилось огромное количество разных вариантов динамической миграции наблюдаемого волнового поля, но, к сожалению, все они основаны на выделении отраженных волн. Обзор истории развития и

существующих методов миграции поля отраженных волн за рубежом был сделан в 2005 году и был посвящен 75-летию общества SEG [Bednar, 2005]. Что касается миграции поля преломленных волн, то в заключении автор обзора говорит о том, что многие составляющие волнового поля воспринимаются исследователями как шум, в то время, как эти составляющие, в том числе и преломленные (проникающие) волны, тоже могут быть полезны при формировании миграционного изображения, но не учитываются при обработке.

В современной сейсморазведке ведутся разработки методов динамической миграции преломленных волн, но не проникающих, а головных. Кроме того, теоретические основы таких методов подобны миграции Кирхгоффа поля отраженных волн [Zhang, 2006; VanSchuyver, Hilterman, 2003], либо миграции суммарного разреза ОГТ, т. е. миграции после суммы [Franco, 2005; Телегин и др., 2003]. В тоже время привлечение к обработке проникающих преломленных волн позволит повысить информационность результата, о чем пишут сами разработчики. Кроме того, нельзя напрямую использовать теоретические основы методов, направленных на обработку отраженных волн для обработки преломленных волн, поскольку, необходимо учитывать разницу в характере распространения разных типов волн в исследуемой среде.

Конечно-разностный метод динамической миграции поля преломленных проникающих волн был предложен в середине 80-х годов прошлого века и его теоретические основы опубликованы в 1990 году [Пилипенко, 1990]. Динамическая миграция поля преломленных проникающих волн основана на конечно-разностных продолжениях временного и волнового полей. Основным отличием от миграции поля отраженных волн является использование двух отдельных скоростных моделей, характеризующих преломляющую и покрывающую толщи. Это объясняется тем, что преломленные волны распространяются в двух толщах, которые имеют разные скоростные свойства и продолжение временного поля выполняется в преломляющей толще, а продолжение волнового поля в покрывающей толще. Кроме того большое значение играет скачок скорости на преломляющей границе, чем он выше, тем более четко будет изображение [Пилипенко, Верпаховская, 2003].

Несмотря на то, что метод был предложен около тридцати лет назад, до настоящего мо-

мента он остается единственным методом динамической миграции поля преломленных проникающих волн в мировой практике.

Применение конечно-разностных кинематических и динамических методов обработки данных МПВ. К кинематическим методам обработки и интерпретации данных МПВ с использованием конечно-разностного метода относятся те, которые основаны на решении уравнения эйконала. Метод полей времен, предложенный Ризниченко Ю. В., положил начало развитию конечно-разностного продолжения временных полей [Пилипенко, 1979], которое, благодаря точности и устойчивости, нашло применение при решении широкого круга сейсморазведочных задач.

На основе конечно-разностного продолжения временного поля разработана методика кинематической миграции поля преломленных волн в двумерном варианте, которая успешно применяется при решении задачи определения зоны малых скоростей (ЗМС) по данным точечных зондирований на производстве [Верпаховская, Шиманский, 2005]. Данная методика предполагает определение скоростей в покрывающей и преломляющей толщах, глубинное положение подошвы ЗМС, а также значения временных поправок за прохождение волн в ЗМС, которые в виде таблицы передаются в дальнейшую обработку.

На рис. 1 приведен модельный пример: модель среды (а) и результат кинематической миграции (б и в). Для примера была выбрана двухслойная модель среды с наклонной границей раздела, на которой скорость меняется с 400 м/с до 1700 м/с. Было выполнено конечно-разностное моделирование волнового поля для встречных пунктов возбуждения, к которым была, в свою очередь, применена кинематическая миграция. Также показаны результаты миграции, а именно глубинное положение границы (подошвы) ЗМС (рис. 1, б) и значения скорости на границе вдоль профиля (рис. 1, в).

На рис. 2 показан практический пример, который наглядно демонстрирует необходимость расчета и введение в полевые наблюдения поправок за ЗМС. На рисунке приведены волновые поля: а — наблюдаемое волновое поле без поправок за ЗМС и б — волновое поле с введенными поправками за ЗМС. Показанные результаты позволяют говорить о том, что кинематическая миграция позволяет исправить искажения волнового поля, которые вызваны наличием в верхней части геологического разреза ЗМС.

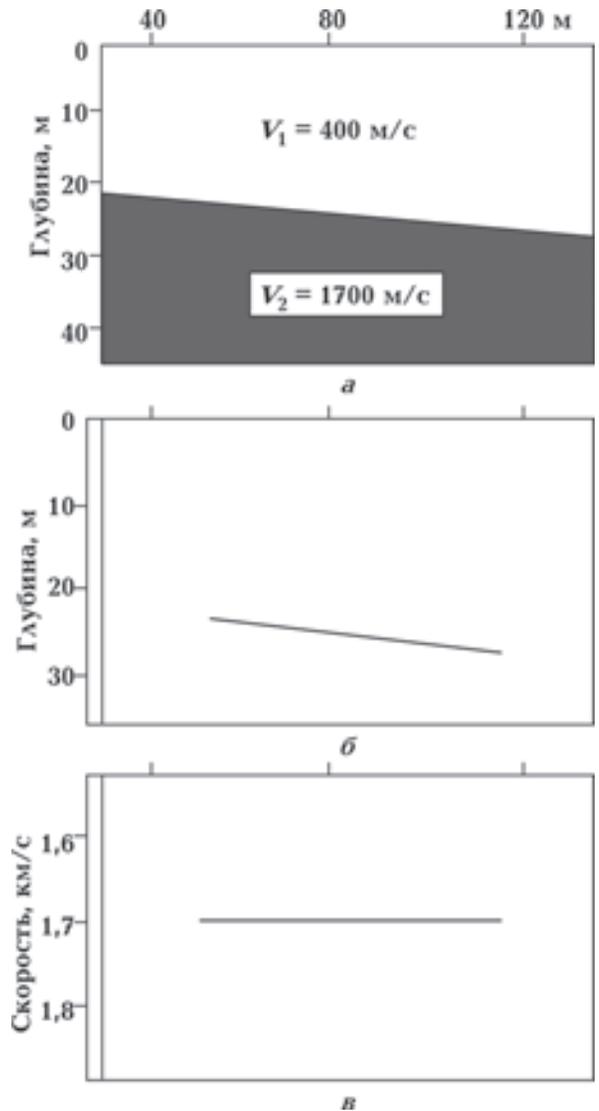


Рис. 1. Модельный пример определения поправок за ЗМС с помощью кинематической миграции: а — модель среды, б — результаты кинематической миграции: глубинное положение ЗМС, в — скорость в преломляющей толще.

Необходимо отметить, что определение поправок за ЗМС при обработке данных точечных зондирований это только одна из многих прикладных задач, для решения которой может применяться кинематическая миграция. Определение двухслойной скоростной модели может быть использовано и при динамической миграции поля преломленных волн. Поскольку именно скорости в покрывающей и в преломляющей толщах и глубинное положение преломляющей границы в области точки возбуждения являются необходимыми входными параметрами для этой процедуры. Такое комбинирование кинематической и динамической миграций позволит формировать изображение

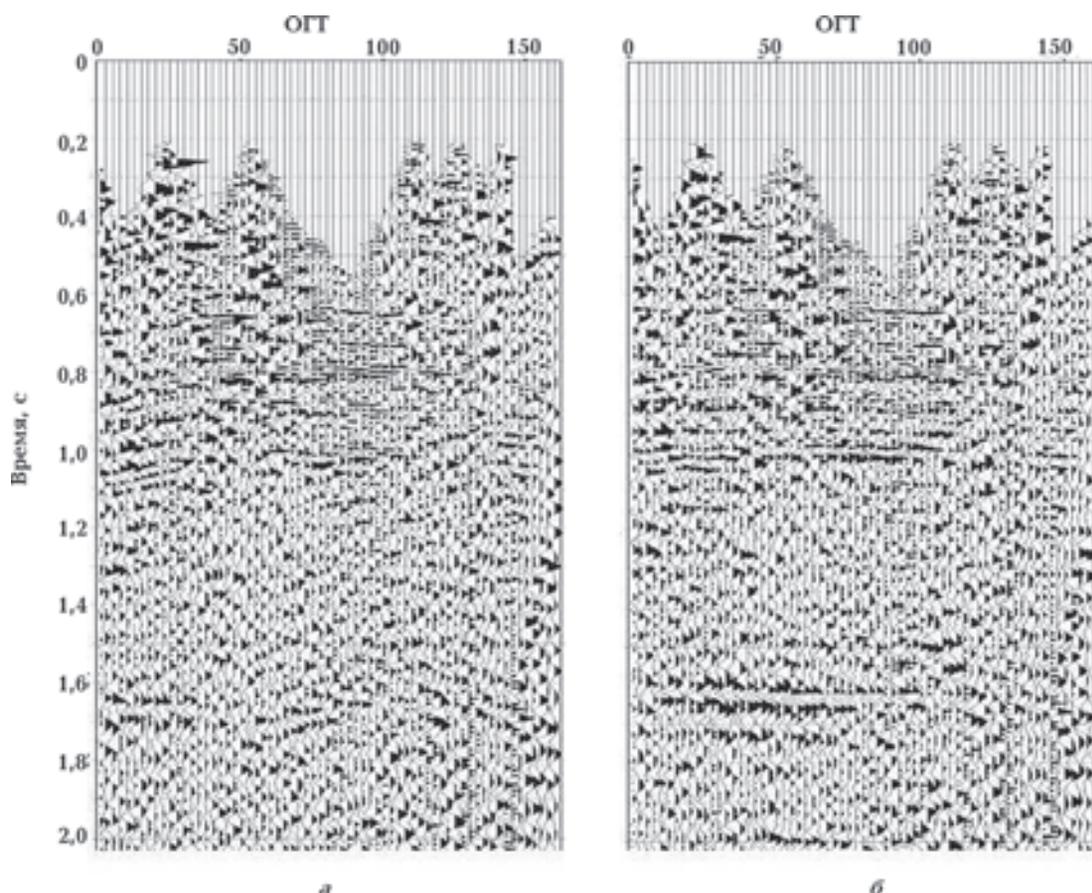


Рис. 2. Практический пример применения кинематической миграции: *а* — наблюдаемое волновое поле без введенных поправок за ЗМС; *б* — наблюдаемое волновое поле с введенными поправками за ЗМС, рассчитанными с помощью кинематической миграции.

контрастных границ геологического разреза (таких как кристаллической фундамент) без привлечения дополнительных методов обработки.

Конечно-разностная динамическая миграция поля преломленных проникающих волн основывается на выделении волн, соответствующих по своим кинематическим характеристикам, преломленным проникающим волнам. Основными составляющими процесса конечно-разностной миграции являются продолжения временного и волнового полей. При этом продолжение временного поля выполняется от источника, перенесенного в область проникания волн в преломляющую толщу и по выборке в определенный момент времени амплитуд продолженного волнового поля от приемника формируется изображение преломляющей границы. Дискретное задание скоростной модели среды в этом случае дает возможность привлекать к обработке данные, полученные в районах, где строение ослож-

нено значительными нарушениями. Такой подход к миграции обеспечивает точность и устойчивость результата, а также гарантирует возможность выделения отдельных деталей строения исследуемой границы.

На рис. 3 представлено сопоставление результатов применения моделирования лучевым трассированием (рис. 3, *а*) и миграции поля преломленных волн (рис. 3, *б*). Легко заметить, что миграция дает возможность получить не только форму границы, но и отобразить строение преломляющей толщи, что дает более полное представление о глубинном строении района исследований при интерпретации сейсмических наблюдений. Это отчетливо видно на интервале профиля 60—80 км, где на миграционном изображении в преломляющем слое четко видно синклинальное нарушение, которое не фиксируется на скоростной модели. Кроме того, разработанная миграция поля проникающих преломленных волн в случае больших расстояний источник-приемник и нерегулярной

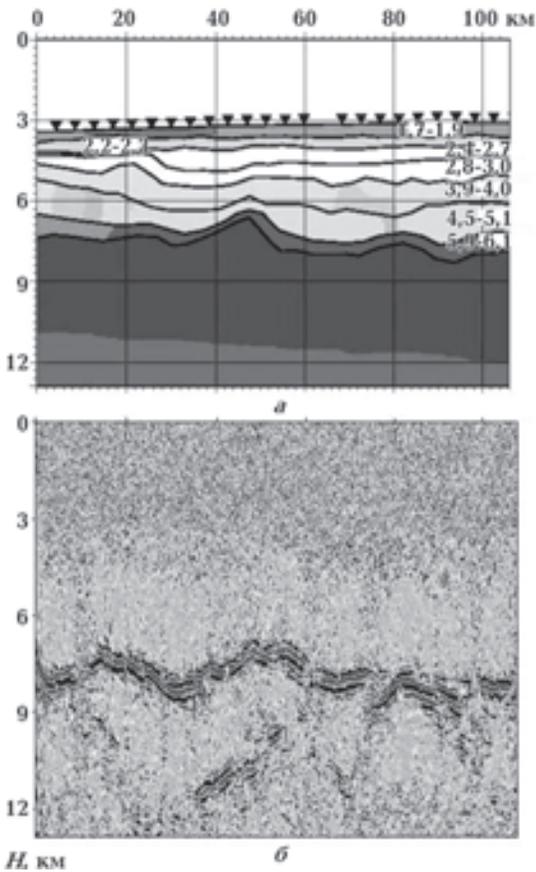


Рис. 3. Сопоставление результатов применения моделирования лучевым трассированием (а) и динамической миграции поля преломленных волн (б).

системы наблюдений является единственным методом для получения волнового изображения среды.

Необходимо отметить, что для проверки корректности того или иного разработанного метода, требуется его тщательное опробование в разных условиях строения среды. Для этой цели служит моделирование волнового поля, которое позволяет воссоздать условия наблюдений, глубинного строения района исследований и характерную для них регистрацию. При этом, в случае проверки методов обработки поля преломленных волн, следует учитывать, что они регистрируются на значительных расстояниях от источника возбуждения колебаний. Конечно-разностное моделирование волнового поля в дальней зоне источника, как в двухмерном, так и в трехмерном вариантах позволяет оценить волновые поля, регистрируемые в условиях разной степени сложности строения геологической среды, а также убедиться в интерпретационных возможностях

разработанных методов миграции при обработке сейсмического материала, полученного в этих условиях [Пилипенко, Верпаховская, 2008].

На рис. 4 показана модель среды (а), результат моделирования волнового поля дальней зоны источника (б) и результат миграции поля преломленных волн смоделированных волновых полей (в). Была выбрана трехслойная модель среды с границами раздела, на которых скорость меняется с 3,2 до 6,0 км/с (на первой границе) и с 6,8 до 8,0 км/с (на второй границе). Сверху на оси расстояний показано расположение двух пунктов возбуждения колебаний, расположенных на 20 км (SP1) и 40 км (SP2) профиля. Для выбранных пунктов возбуждения было выполнено конечно-разностное моделирование волнового поля. Целью данного примера было моделирование волнового поля и дальнейшее формирование изображения при помощи миграции только верхней (первой)

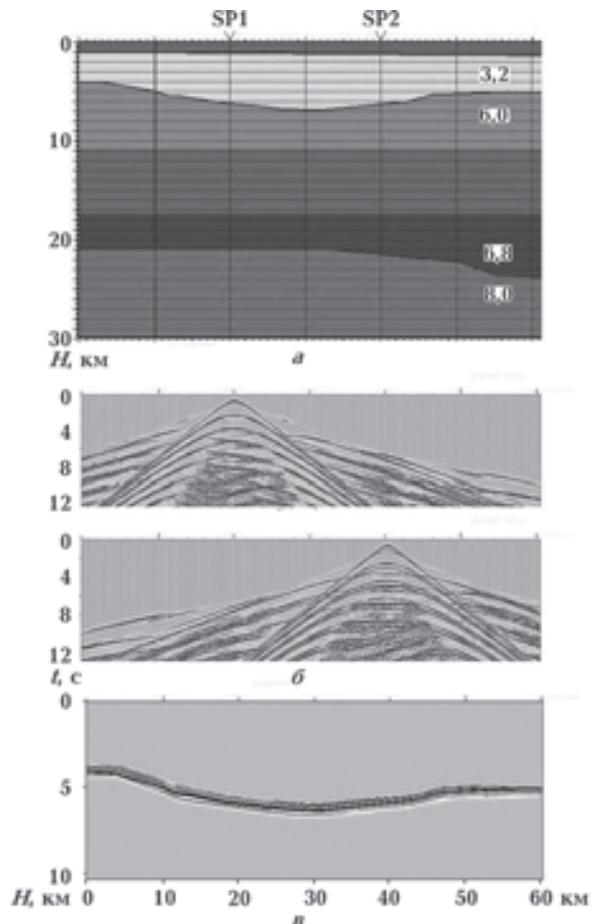


Рис. 4. Модельный пример: а — скоростная модель среды; б — смоделированные волновые поля для двух пунктов возбуждения и в — результат формирования изображения верхней границы раздела.

границы раздела, поэтому моделирование выполнялось с длинной записи по времени всего 12 с. Полученные в результате смоделированные волновые поля показаны на рис. 4, б. При этом максимальные расстояния от пункта возбуждения составляют 40 км, а общая длина профиля — 60 км. Залегание верхней границы в самой глубокой ее точке происходит на глубине 6 км.

По смоделированным волновым полям была выполнена миграция поля преломленных волн. В результате получено изображение верхней границы преломления, которое приведено на рис. 4, в. Сформированное изображение полностью соответствует строению границы, заданной на скоростной модели (рис. 4, а).

Показанные на рис. 3, 4 примеры демонстрируют, что миграция поля преломленных волн позволяет точно, со всеми деталями строения восстанавливать изображение преломляющей границы даже осложненных разного рода нарушениями. При этом можно говорить, что именно моделирование волнового поля позволяет оценить дееспособность и возможности разрабатываемого нового метода при решении конкретных задач сейсморазведки.

На современном этапе развитие методов обработки данных МПВ продолжается за счет увеличения сложности теоретической базы в соответствии с растущими требованиями, предъявляемыми к качеству и детальности интерпретации сейсмических данных. Таким образом, появляются новые методы и методики применения уже существующих методов обработки и интерпретации поля преломленных волн, которые дают возможность получить более детальную и достоверную информацию о геологическом строении изучаемого района.

В тоже время необходимо понимать, что миграция поля преломленных волн не является универсальным методом. Ее применение дает возможность уточнить результаты обработки наблюдений, а также получить изображение среды по волновому полю, зарегистрированному на значительных расстояниях по сравнению с глубиной исследований, на которых ни один другой метод миграции просто не работает.

Актуальность разработки новых методов конечно-разностных миграции и моделирования для обработки и интерпретации данных МПВ. В современной сейсморазведке накопился большой объем данных, которые были получены при региональных с редкой сетью наблюдениях и которые не могут быть обработаны традиционными методами, основанными

на выделении и прослеживании отраженных волн. Для таких данных методы обработки поля преломленных волн являются пока единственной возможностью получить информацию о строении района исследований. Принимая во внимание, что таким разработкам не уделяется должного внимания, как у нас, так и за рубежом, можно уверенно говорить об актуальности данного направления исследований.

В тоже время необходимо учитывать, что даже в районах, где проводятся стандартные наблюдения МОВ с системой многократных перекрытий для дальнейшей обработки методом ОГТ, данные МПВ могут выступать дополнительным источником информации о глубинном строении разреза. Поскольку, как правило, данные ОГТ для качественного результата должны иметь достаточно плотную систему с большой кратностью, а это требует значительных материальных вложений. Поле преломленных волн регистрируется при наблюдениях ГСЗ, которые имеют редкую систему наблюдений и расстояния, которые превышают сотни километров от источника возбуждения колебаний при глубине исследований не превышающей 70—80 км. Несмотря на такие неблагоприятные условия наблюдений, как показывает практика, обработка материалов ГСЗ с применением конечно-разностной миграции поля преломленных волн позволяет уточнить детали строения контрастных по скорости границ раздела среды, которые могут отсутствовать на результате обработки данных многократных перекрытий методом ОГТ. В связи с этим разработка как кинематических, так и динамических конечно-разностных методов миграции и моделирования поля преломленных волн будет актуальной в ближайшее время.

Немаловажным вопросом, который актуальный не одно десятилетие является определение скоростей для выполнения миграции поля преломленных волн. Одним из выходов может служить поэтапное выполнение кинематической и динамической миграций. При этом результаты кинематической миграции, а именно значения скоростей в покрывающей и преломляющей толщах и глубинное положение преломляющей границы могут быть использованы в качестве скоростной модели для динамической миграции.

В связи с переходом сейсморазведки на трехмерные системы наблюдений методы обработки и интерпретации наблюденного волнового поля требуют тщательной доработки в теории, алгоритмах и программном обеспечении.

Увеличение мерности данных ведет к значительному усложнению теоретической базы применяемых методов обработки, и, как следствие, к необходимости значительного увеличения вычислительных мощностей. Поэтому дальнейшее развитие методов обработки и интерпретации трехмерных сейсмических данных будет связано с применением новейших компьютерных разработок (кластеров и грид-систем), для которых необходима реализация специального параллельного программирования вычислений. Это новейшее направление в обработке сейсмических данных, которое позволит ускорить процесс обработки больших объемов полевых наблюдений, что особенно актуально при миграции как поля преломленных, так и поля отраженных волн.

Выводы. Представленный анализ развития методов обработки преломленных волн, позволил определить актуальные вопросы, решение которых расширит возможности обработки и интерпретации сейсмических наблюдений, получаемых в разнообразных сейсмогеологических условиях, и продолжит их дальнейшее совершенствование.

Важным этапом обработки зарегистрированного волнового поля является тщательный его анализ. Выделение и прослеживание разных типов волн, относящихся к интересующим в данном разрезе границам раздела и целевым объектам, позволит выполнить более качественную обработку и интерпретацию сейсмических данных в дальней зоне источника. В данном случае вспомогательным методом может выступать моделирование, которое дает

возможность сформировать конкретные условия наблюдений и строения среды и тем самым воссоздать волновую картину, которая может быть зарегистрирована в данных условиях. Моделирование волнового поля в дальней зоне источника особо актуально в связи с острой нехваткой реальных наблюдений. В тоже время моделирование дальней зоны источника связано с большими объемами вычислений, что особенно ощутимо при моделировании трехмерного волнового поля. Поэтому необходимо разрабатывать новые методики выполнения расчетов, которые давали бы возможности избежать существенного увеличения как временных затрат, так и объема вычислений.

Актуальным вопросом на сегодняшний момент остается обработка дальней зоны источника наблюдаемого волнового поля с применением миграции, поскольку основным интерпретационным методом таких данных в настоящее время является сейсмическая томография, результаты которой, как было показано выше, по информативности намного уступают миграционным изображениям среды.

Методика применения миграции поля преломленных волн требует тщательной разработки с тем, чтобы занять место обязательной процедуры в графе детальной обработки сейсмических данных, которая расширит возможности интерпретации наблюдаемого в дальней зоне источника волнового поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного фонда фундаментальных исследований Украины в рамках договора №Ф40/33-2011.

Список литературы

- Авербух А. Г. Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами. — Москва: Недра, 1975. — 223 с.
- Верлаховская А. О., Шиманский В. Ю. Исследование зоны малых скоростей обработкой точечных зондирований с использованием численного метода полей времен // Геофиз. журн. — 2005. — 27, № 5. — С. 895—901.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры // Проблемы прогноза землетрясений — Москва: Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1954. — № 25. — С. 124—133.
- Гольдин С. В., Киселева Л. Г., Пашков В. Г., Черняк В. С. Двумерная кинематическая интерпретация сейсмограмм в слоистых средах. — Новосибирск: Наука, 1993. — 209 с.
- Епинатьева А. М., Голошубин Г. М., Литвин А. Л., Павленкин А. Д., Петрашань Г. И., Старобинец А. Е., Шнеерсон М. Б. Метод преломленных волн. — Москва: Недра, 1990 — 297 с.
- Заборовский А. И. К теории кривых времен пробега // Журнал прикладной физики. — М.-Л., 1926. — 3, вып. 3—4. — С. 12—16.
- Завьялов В. Д. О применимости принципов голографии в сейсморазведке // Серия: Региональная, разведочная и промысловая геофизика. — Москва: ВИЗМС, 1969. — № 24—23 с.
- Облогина Т. И. Основы кинематики сейсмических лучей в неоднородных средах // Геофизические исследования. — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1966. — № 2. — С. 106—119.

- Павленкова Н. И. Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика. — 2006. — **47**, № 5. — С. 630—645.
- Петрашень Г. И. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. — Москва: Наука, 1979. — 199 с.
- Пилипенко В. Н. Численный метод полей времен для построения сейсмических границ // Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии. — Москва: Наука, 1979. — С. 124—181.
- 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. Особенности миграционного преобразования поля рефрагированных волн // Геофиз. журн. — 2003. — **25**, № 1. — С. 42—55.
- 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.
- Ризниченко Ю. В. Применение метода полей времен на практике // Прикладная геофизика. — Госпомтехиздат. — 1945. — Вып. I — 243 с.
- Телегин А. Н., Тихонова И. М., Сакулина Т. С. Обработка сейсмических записей преломленных волн на основе миграции // Докл. РАН. — 2003. — **390**, № 1. — С. 106—108.
- Тимошин Ю. В. Импульсная сейсмическая голография. — Москва: Недра 1978. — 286 с.
- Alen S. J. Seismic method // Geophysics. — 1980. — **45**. — P. 1619—1633.
- Bednar J. Bee. A brief history of seismic migration // Geophysics. — 2005. — **70**. — P. 3MJ—20MJ.
- Bridle R. Delay-time refraction methods applied to a 3D seismic block // The Leading Edge. — 2009. — **28**, № 2. — P. 228—239.
- Cerveny V. Seismic Ray Theory. — Cambridge: University Press, 2005. — 724 p.
- Edge A. B., Laby T. H. Principles and Practice of Geophysical Prospecting. — Macmillan, London, 1931. — P. 339—340.
- Fowler P. Finite-differences solutions of the 3D Eikonal equation in spherical coordinates // Annual Meeting Expanded Abstracts. — 1994. — P. 1394—1397.
- Franco R. D. Multi-refractor imaging with stacked refraction convolution section // Geophysical Prospecting. — 2005. — **53**. — P. 335—348.
- Furumura T., Kennet B., Takenara H. Parallel 3-D pseudospectral simulation of elastic wave propagation // J. Geophys. — 1998. — **63**. — P. 279—288.
- Hawkins L. V. Seismic investigations on the foundation conditions at the Royal Mint site, Canberra // Proc. R. Soc., N.S.W. — 1963. — **96**. — P. 133—139.
- Heiland C. A. Modern instruments and methods of seismic prospecting // A.I.M.E. Geophys. Prosp. — 1929. — **81**. — P. 625—653.
- Levin F. K., Ingram J. D. Head waves from a layer of finite thickness // Geophysics. — 1962. — **27**. — P. 753—765.
- Muscat M. The theory of refraction shooting // Physics. — 1933. — **4**. — P. 14—38.
- Seismic Refraction Prospecting — Society of Exploration Geophysicists / Ed. A. W. Musgrave. — Tulsa, Okla. — 1967. — 604 p.
- Palmer D. An introduction to the Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation // Geophysics. — 1981. — **46**. — P. 1508—1518.
- Popovici A. M., Sethian J. A. 3-D imaging using higher order fast marching traveltimes // Geophysics. — 2002. — **67**. — P.604—609.
- Qin F., Zhang P. Headwave suppression in traveltime computation // EAGE 66th Conference & Exhibition. — France, 2004. — Z. 99.
- Rawlinson N., Sambridge M. Wavefront evolution in strongly heterogeneous layered media using the Fast Marching Method // Geophys. J. Int. — 2004. — **156**. — P. 631—647.
- Rawlinson N., Hauser J., Sambridge M. Seismic ray tracing and wavefront tracking in laterally heterogeneous media // Advances in Geophysics. — 2007. — **49**. — P. 203—273.
- Saeger E., Bohlen T. Finite-difference modelling of viscoelastic and anisotropic wave propagation using the rotated staggered grid // Geophysics. — 2004. — **69**. — P. 583—591.
- Seisa H. H. Migration and interpretation of first arrival inflection points due to lateral variations // Near Surface Geophysics. — 2010. — **8**. — P. 55—63.
- Thralls H. M., Mossman R. W. Relation of seismic corrections to surface geology // Geophysics. — 1952. — **17**. — P. 218—228.
- Thornburgh H. Wave-front Diagrams in Seismic Inter-

- pretation// Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists. — 1930. — **14**, № 2. — P. 234—238.
- Van Trier J., Symes W.* Upwind finite-difference calculation of traveltimes // Geophysics. — 1991. — **56**. — P. 812—821.
- VanSchuyver C. J., Hilterman F. J.* 3D refraction migration for depth imaging of West Africa salt walls // 73rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2003. — **22**. — P. 1020—1022.
- Vidale J. E.* Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions // Geophysics. — 1990. — **55**. — P. 521—526.
- Wang B., Pann K.* Comparison of velocity sensitivity of kinematic migration in common-shot and common-offset domains // SEG Technical Program Expanded Abstracts. — 1995. — P. 1193—1196.
- Whiteley R. J., Eccleston P. J.* Comparison of shallow seismic refraction interpretation methods of regolith mapping // Exploration Geophysics. — 2006. — **37**. — P. 340—347.
- Zelt C. A., Azaria A., Levander A.* 3D seismic refraction traveltome tomography at a groundwater contamination site // Geophysics. — 2006. — **71**. — P. H67—H78.
- Zhang J.* Refraction migration: imaging multiple refractors automatically // SEG Annual Meeting, New Orleans, 2006. — P. 2426—2429.
- Zhou H., Li L., Bjorklund T., Thornton M.* A comparative analysis of deformable layer tomography and cell tomography along the LARSE lines in southern California // Geophys. J. Int. — 2010. — **180**, № 3. — P. 1200—1222.