#### Федеральное агентство по образованию

# РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ НЕФТИ и ГАЗА им. И.М.ГУБКИНА

Кафедра разведочной геофизики и компьютерных систем

## Ю.Н. ВОСКРЕСЕНСКИЙ

## ПОСТРОЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

Рекомендовано Учёным советом факультета геологии и геофизики нефти и газа в качестве **учебного пособия** для студентов по дисциплине «**Разведочная (полевая) геофизика**» (направление 130300 "Прикладная геология", специальность 130304 "Геология нефти и газа" и направление 130200 "Технологии геологической разведки" специальность 130202 "Геофизические исследования скважин").

#### УДК.553.98.012:550.834.05

Воскресенский Ю.Н. Построение сейсмических изображений. Учебное пособие для вузов. – М.: РГУ нефти и газа, 2006, 116 с.

Достаточно простое и доступное описание основ построения сейсмических изображений в методе отраженных волн. Рассматривается кинематика различных волн на сейсмограммах ОПВ и ОСТ, метод общей средней точки, миграция разрезов ОСТ, а также временная и глубинная миграция сейсмограмм, в том числе с учетом анизотропии скоростей. Основное изложение, ведущееся применительно к 2D сейсморазведке, дополняется сведениями о построении сейсмических изображений в 3D сейсморазведке.

Пособие предназначено для студентов *геологической* специальности нефтегазовых вузов. Оно может быть полезным для слушателей учебных центров при этих вузах, а также для специалистов смежных нефтегазовых областей, проявляющих интерес к более детальному ознакомлению с возможностями сейсморазведки.

Рецензенты: А.К. Урупов, д-р геол.-мин. наук, профессор (РГУ нефти и газа), А.Н. Иноземцев, канд. техн. наук (Московское представительство компании *Paradigm Geophysical*).

© Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, 2006

В данную электронную версию внесены некоторые исправления по сравнению с опубликованной версией учебного пособия

# СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. МОДЕЛИ СРЕДЫ И РАЗМЕРНОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ	
ИССЛЕДОВАНИЙ	6
2. КИНЕМАТИКА ВОЛН В 2D СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ	8
2.1 КИНЕМАТИКА РАЗЛИЧНЫХ ВОЛН НА СЕЙСМОГРАММАХ	
ОПВ И ОСТ	11
2.2 ОСНОВЫ МЕТОДА ОБЩЕЙ СРЕДНЕЙ ТОЧКИ	20
3. СЕЙСМИЧЕСКАЯ МИГРАЦИЯ	28
3.1 МИГРАЦИЯ РАЗРЕЗОВ ОСТ И ПОПРАВКИ ЗА НАКЛОН	
ГРАНИЦ	28
3.2 МИГРАЦИЯ СЕЙСМОГРАММ	46
3.2.1. Временная миграция сейсмограмм	47
3.2.2. Глубинная миграция сейсмограмм	55
4. ОСОБЕННОСТИ ПОСТРОЕНИЯ ИЗОБРАЖЕНИЙ В 3D	
СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ	77
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	88
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	89
ПРИЛОЖЕНИЕ А. О проблемах глубинной миграции	90
ПРИЛОЖЕНИЕ Б. О томографии отражений 1	00
ПРИЛОЖЕНИЕ В. Об учете анизотропии скоростей при построе-	
нии изображений 1	04

#### введение

Задача предлагаемого учебного пособия дать доступное и понятное изложение способов построения сейсмических изображений (разрезов, кубов данных и пр.) для студентов-геологов нефтегазовой отрасли. В отличие от геологов других отраслей, исследующих небольшие глубины, эти геологи ведут поиски и разведку объектов, скрытых мощной толщей осадочных пород. Весь объем знаний о таких объектах может быть получен, основываясь на двух «китах» - скважинных исследованиях и данных методов полевой геофизики, основным из которых является сейсморазведка. Можно утверждать, что незнание этих «китов», в том числе и основ сейсморазведки может свидетельствовать не только о геофизической неграмотности геолога, но и о его геологической неграмотности.

Уже длительный опыт автора, преподающего сейсморазведку студентамгеологам, указывает на трудности восприятия этого предмета. Автор считает, что эти трудности можно объяснить, а затем и устранить, учитывая следующее. В отличие от знаний, получаемых из скважинных данных, в полевой геофизике информация извлекается из геофизических полей, регистрируемых на поверхности вдали от изучаемых объектов (залежей нефти и газа). Геологов интересует только непосредственно залежь и окружающие ее породы. Геофизики для получения достоверного изображения объекта должны детально изучать всю покрывающую объект толщу. Если говорить о сейсморазведке, то поскольку источники и приемники колебаний находятся на поверхности, упругие отраженные волны должны дважды пройти большой путь через покрывающую искомый объект толщу, которая, как правило, является сильно неоднородной средой. Следовательно, для учета неоднородностей среды и во избежание искажений изображения объекта, как мы увидим ниже, необходимо затратить основные усилия на предварительное изучение свойств покрывающей толщи. Такое отвлечение от непосредственного изучения объектов и может вызывать у обучающихся сомнения по поводу целесообразности затрат больших усилий на изучение свойств мощных толщ, непосредственно не связанных с интересующими объектами. Тем не менее, если мы хотим получить неискаженные представления о таких объектах, то без этих необходимых «издержек» не обойтись, что и должно быть осознано в процессе ознакомления с данным пособием.

Сейсморазведка является основным методом нефтегазовой разведочной геофизики, поскольку дает самое детальное изображение осадочной толщи. Метод отраженных волн (МОВ) играет в сейсморазведке основную роль, а способы построения сейсмических изображений этим методом должны интересовать не только геофизиков, но и геологов, поскольку именно они заинте-

ресованы в точности и надежности получаемой информации. Данное учебное пособие касается в основном кинематических особенностей регистрируемых в МОВ волн (времен прихода и их скоростей распространения). Динамические особенности волн (амплитуды, частоты и т.п.) подробно не рассматриваются, хотя разделить кинематику и динамику волн, если это касается обработки сейсмической информации, практически невозможно.

В учебное пособие не входят основополагающие представления о кинематике сейсмических волн. Эти сведения можно найти в учебниках по сейсморазведке. Изложение касается только тех особенностей кинематики, которые связаны непосредственно с построением сейсмических изображений. Это касается, прежде всего, поведения на сейсмограммах различных типов волн, регистрируемых в МОВ, основ метода ОСТ и различных подходов к миграции сейсмических разрезов ОСТ и сейсмограмм. Показывается, в чем состоит преимущество 3D сейсморазведки по сравнению с 2D. В связи с этим, приводятся основные отличия, которые возникают при построении изображений в 3D сейсморазведке по сравнению с 2D сейсморазведкой. Всё это невозможно освоить, если не иметь представления о видах сейсмограмм используемых в сейсморазведке и о способах их получения. Эти сведения также очень кратко приводятся в учебном пособии. Более сложные вопросы вынесены в Приложения.

Пособие построено так, что в нем было легко выделить вопросы разного уровня. Для начального уровня достаточно рассмотреть кинематику волн на различных сейсмограммах, основы метода ОСТ в 2D и 3D вариантах, включая миграцию. Второй, повышенный уровень, предусматривает изучение кинематики за наклон границ, временной и глубинной миграции сейсмограмм, третий уровень – ознакомление с Приложениями. Желающие более глубоко познакомиться с вопросами построения сейсмических изображений могут рассматривать это учебное пособие, как введение в проблему.

Автор благодарен профессорам А.К. Урупову, Б.Р. Завалишину и доценту Е.Б. Варову за просмотр рукописи и сделанные замечания. Особенно важна для автора была их оценка работы с точки зрения того, чтобы простота изложения не была в ущерб правильности изложения затронутых вопросов. Автор также благодарит сотрудников Московского представительства компании *Paradigm Geophysical* (и особенно, А.Н. Иноземцева), контакты с которыми дали возможность более осознанно коснуться вопросов практической реализации сейсмической миграции. И, наконец, автор надеется, что данное пособие может быть полезно не только студентам геологической специальности, но и специалистам нефтегазовой отрасли, работающим в смежных с сейсморазведкой областях и проявляющим интерес к более глубокому ознакомлению с ее реальными возможностями.

#### 1. МОДЕЛИ СРЕДЫ И РАЗМЕРНОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для построения сейсмических изображений необходимо знать распределение скоростей в среде, которое определяется моделью среды. Наиболее простыми являются три модели слоистой среды, характеризующиеся постоянным значением скоростей  $v_i$  в каждом слое, но различной конфигурацией слоев. Объемные изображения таких моделей приведены на рис. 1.1.

Первая модель (рис. 1.1а) - горизонтально-слоистая модель, ось симметрии которой совпадает с координатой Z. На первый взгляд эта модель не реальна, поскольку идеально горизонтально-слоистых геологических сред не существует. Однако мы еще пользуемся ею, как при сейсмических построениях, так и, не задумываясь об этом, при увязке сейсмических материалов со скважинными данными.



Рис. 1.1. Простейшие сейсмогеологические модели слоистых сред, в предположении о которых работает сейсморазведка.

Вторая модель (рис. 1.1б) является более сложной моделью, которая характеризуется плоскостью симметрии XZ. Можно сказать, что такая модель в реальности тоже маловероятна. Однако в сейсморазведке с самого начала ее возникновения и еще вплоть до сегодняшних дней использует эту модель среды. Сейсморазведка, удовлетворяющая такой модели и проводящаяся по отдельным профилям, получила название 2D сейсморазведки. Обращаясь к рис. 1.1б можно утверждать, что правильное изображение среды получается только в одном случае – если сейсмические профили будут проложены строго вкрест простирания слоев (в направлении X). Ниже показано, что любое другое направление профилей приводит к искажению результатов.

Третья модель (рис. 1.1в) с полным отсутствием симметрии является наиболее реальной, когда глубины и конфигурации слоев ведут себя произвольно в любом из трех направлений. Поскольку при такой модели нельзя проложить ни одного профиля точно вкрест простирания слоев, можно сделать вывод, что для этого случая 2D сейсморазведка вообще неприемлема. Поэтому на смену 2D сейсморазведке пришла более совершенная методика,

получившая название *3D сейсморазведки*. При 3D сейсморазведке проводят не профильные, а площадные наблюдения и вся собранная с площади информация обрабатывается совместно.

Проиллюстрируем преимущество 3D сейсморазведки по сравнению с 2D сейсморазведкой на следующем примере. Представим модель среды в виде плоской горизонтальной границы, осложненной антиклинальной складкой, простирающейся вдоль оси *Y*. Проложим сейсмический профиль вкрест простирания складки (рис. 1.2а). Допустим, для простоты, что источник и приемник колебаний совмещены на профиле в точке М. В этом случае отражение от



Рис. 1.2. Модель складки: а – на линии профиля вкрест простирания складки регистрируются отражения только от точек пересечения вертикальной плоскости и модели складки (пунктир); б – на профиле не вкрест простирания складки регистрируются боковые отражения от точек, лежащих вне пунктирной линии пересечения плоскостей.

границы будет происходить по нормали к границе в точке М', лежащей на линии пересечения вертикальной и горизонтальной плоскостей. При этом лучи падающей и отраженной волн будут совпадать и полностью находиться в проходящей через профиль вертикальной плоскости. Поэтому можно быть уверенным, что вся полученная отраженная информация будет после обработки отображать разрез точно в вертикальной плоскости профиля. Теперь направим профиль под некоторым углом к оси X, т.е. не вкрест простирания складки (рис. 1.26). В этом случае нормальный луч, исходящей из точки М на профиле будет отражаться в точке М,' не лежащей на пересечении вертикаль-

ной и горизонтальной плоскостей. Это значит, что информация, регистрируемая в точке М, будет приходить сбоку от вертикальной плоскости профиля. Более того, если выбрать точку N' нормального отражения на линии пересечения плоскостей, то отражение от нее можно будет наблюдать только в точке N, находящейся в стороне от линии профиля. Таким образом, на профиле могут быть зарегистрированы волны, распространяющиеся не в вертикальной плоскости – это так называемые боковые отраженные волны. Поскольку при 2D сейсморазведке нет возможности определить азимуты прихода волн к линии профиля, то, обрабатывая информацию в предположении, что волны распространяются только в вертикальной плоскости, можно получить искаженные результаты.

Основное преимущество 3D сейсморазведки заключается в том, что информация, приходящая к поверхности по различным азимутам, регистрируется и обрабатывается совместно, что дает возможность правильно восстановить пространственное положение отражающих границ и получить объемную картину исследуемого объекта, невозможную при профильных наблюдениях. Никакая 2D сейсморазведка не может заменить 3D сейсморазведку, как бы часто ни располагались отдельные сейсмические профили. То, что вся сейсморазведка должна быть только 3D, было ясно уже давно, однако ее промышленное использование началось только в средине 80-х годов. Это вызвано тем, что, наряду с теоретическими основами, отсутствовали современные технологии регистрации и компьютерной обработки информации 3D, количество и плотность которой намного порядков больше информации сейсморазведки 2D.

Ниже рассматривается кинематика волн и построение изображений в 2D сейсморазведке, а затем основные понятия этой кинематики распространяются на случай 3D сейсморазведки.

## 2. КИНЕМАТИКА ВОЛН В 2D СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ

Классификация сейсмограмм. Запись сейсмических волн, зарегистрированная сейсмоприемником в одной точке на поверхности при неизменном положении источника колебаний, представляет сейсмическую трассу. Фактически, сейсмическая трасса является зависимостью амплитуды регистрируемых волн от времени, т.е. A(t). Совокупность зарегистрированных сейсмических трасс, сгруппированных по определенному признаку, называется сейсмограммой. Пример сейсмограммы с указанием основных зарегистрированных на ней волн дан на рис. 2.1. При полевых наблюдениях, обычно получают сейсмограммы по признаку общего пункта (точки) возбуждения - ОПВ (ОТВ). Геометрия такой расстановки приемников в пунктах приема (ПП) G<sub>1</sub>, G<sub>2</sub>, G<sub>3</sub>,... для одного пункта возбуждения (ПВ) S дана на рис. 2.2а. Расстояние между приемником и источником l=G-S называется удалением.

Следовательно, сейсмограмма может быть представлена, как зависимость амплитуды от времени и удаления A(t,l). Удаления могут быть положительными или отрицательными, в зависимости от взаимного расположения источника и приемников.



Рис. 2.1. 2D сейсмограмма ОПВ с отмеченными основными типами волн: 1 – продольные отраженные волны, 2 – поверхностные (релеевские) волны.

Кроме сейсмограмм ОПВ в сейсморазведке используются представления о других расстановках источников и приемников, а именно: сейсмограммах общего пункта (точки) приема – ОПП (ОТП), общей средней (глубиннной) точки - ОСТ (ОГТ) и общих удалений - ОУ (рис. 2.26, в, г). Сейсмограммы ОУ часто называют разрезами ОУ.

Заметим, что все сейсмограммы, кроме сейсмограмм ОПВ, не регистрируются в поле, они получаются исключительно сортировкой трасс из последовательных сейсмограмм ОПВ. Рис. 2.3 позволяет представить, как из полученных по профилю полевых сейсмограмм ОПВ можно получить последовательность сейсмограмм ОСТ. Мы видим, что отражения в общих глубинных точках (ОГТ) могут наблюдаться много раз при различных величинах удалений *l*. Количество наблюдений каждой ОГТ определяет *кратность наблюдений (перекрытий)* этой точки границы, а саму методику таких наблюдений часто называют *методикой многократных перекрытий* (ММП). Заметим, что процедура перехода от одного вида сейсмограмм к другому полностью обратима, т.е., например, от набора сейсмограмм ОСТ можно вернуться к любому другому виду сейсмограмм, соответствующих расстановкам, показанным на рис. 2.2.



Рис. 2.2. Траектории лучей падающих и отраженных от границы *R* волн для сейсмограмм: а - общего пункта возбуждения; б - общего пункта приема; в - общей средней точки М (М'- общая глубинная точка); г - общих удалений.



Рис. 2.3. Принцип формирования сейсмограмм ОСТ из сейсмограмм ОПВ. 1 - 4 – последовательные положения перемещающихся вдоль профиля x расстановок, соответствующих сейсмограммам ОПВ. По-казаны падающие н отраженные лучи для искусственно сформированных сейсмограмм ОСТ в точках  $M_1$ ,  $M_2$  и  $M_3$ ; 1, 2 и 3 - общие глубинные точки.

Вертикальные координаты – глубина и время. На сейсмических изображениях (сейсмограммах, разрезах и др.) имеют дело со временами прихода волн, отраженных от границ, а не с глубинами границ. Для сред, близких к горизонтально-слоистым, координаты времен и глубин связаны простым переводным коэффициентом – скоростью. Обычно скорость постепенно растет с глубиной, что соответствует плавному изменению коэффициента при переходе от глубинной к временной вертикальной оси. Часто бывает, что скорости точно неизвестны и поэтому изображения оставляют по вертикали во временном масштабе. К этому быстро привыкают геологи и даже переводят скважинные данные во временной масштаб для сопоставления с данными сейсморазведки. Уже затем, если появляются уточненные данные о скоростях, сейсмические изображения переводят обратно в масштаб глубин. Учитывая эти обстоятельства, на рисунках по вертикали откладывается, как глубина, так и время.

## 2.1. КИНЕМАТИКА РАЗЛИЧНЫХ ВОЛН НА СЕЙСМОГРАММАХ ОПВ И ОСТ

Основными волнами, регистрируемыми сейсморазведкой МОВ, являются однократно-отраженные волны и дифрагированные волны, которые относятся к полезным волнам, а также кратно-отраженные волны, являющиеся волнами-помехами. Сейсмические волны проявляются на сейсмограммах в виде последовательности сейсмических импульсов, регистрирующихся от трассе к трассе. Совокупности таких импульсов на последовательных трассах называют *осями синфазностии* волн. Принадлежащие к одной оси синфазности импульсы должны обладать одинаковой или плавно изменяющейся формой и амплитудой. Кроме того, временной сдвиг между импульсами на соседних трассах должен быть малым (не больше четверти периода волны), что обеспечивается выбором расстояний между приемниками. Если эти условия не выполняются, то волна может быть не замечена. Волны с протяженными осями синфазности называются *регулярными*. К ним относятся все указанные выше волны.

Первые вступления (начала) импульсов, входящих в ось синфазности располагаются на сейсмограммах в координатах удаление-время (l,t) вдоль некоторых кривых (*годографов*). Определение формы годографов различных волн является одной из основных кинематических задач сейсморазведки, позволяющих ослабить (или даже подавить) волны помехи и построить сейсмические изображения. В этом разделе сравниваются основные кинематические особенности упомянутых волн для двухслойной среды на наиболее часто используемых сейсмограммах ОПВ и ОСТ. Согласно принципу взаимности кинематика всех волн на сейсмограммах ОПВ и ОПП идентична, поэтому сейсмограммы ОПП отдельно не рассматриваются.

Отраженная волна на сейсмограмме ОПВ. Допустим, на поверхности имеется пункт возбуждения S (начало координат) и ряд приемников справа и слева от источника (рис. 2.4). Зададим под углом  $\varphi$  отражающую наклонную границу R, скорость над которой v. Из источника, находящегося в начале координат, опустим нормаль  $h_S$  на границу и удвоим ее длину, получив положение мнимого источника S\*, который соединим прямой с одним из приемников G, имеющим удаление l. Эта прямая пересекает границу в точке отраже-

ния Р. Таким образом, мы заменяем реальную траекторию отраженной волны SP+PG на S\*G. Для тупоугольного треугольника SS\*G можно записать:

$$(S*G)^2 = (vt)^2 = l^2 + 4 h_S^2 - 4l h_S \cos(\varphi + \pi/2) = l^2 + 4 h_S^2 + 4l h_S \sin \varphi ,$$

откуда

$$t_{\Pi,B}(l) = \frac{1}{v} \sqrt{l^2 + 4h_S^2 \pm 4lh_S \sin\varphi} \quad , \tag{2.1}$$

где время ( $t_{II}$ ) по падению, или ( $t_B$ ) по восстанию границы соответствует знакам "+" или "-". Вводя *v* под корень и обозначая ( $2h_S$ )<sup>2</sup>/ $v^2 = t_0^2$ , можно переписать (2.1) в виде:

$$t_{\Pi,B}(l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{v^2} \pm 2t_0 \frac{l\sin\varphi}{v}} \quad . \tag{2.2}$$



Рис. 2.4. Отраженная волна на сейсмограмме ОПВ: внизу – модель среды с плоской наклонной границей *R* и схема лучей; вверху – проходящий через первые вступления отраженных импульсов гиперболический годограф на сейсмограмме ОПВ, вершина которого всегда смещена в сторону восстания (подъема) границы, а положение вершины в плоскости *t*(*l*) зависит от наклона границы.

Для установления вида зависимости (2.1) и (2.2), положим  $\varphi = 0$ , тогда

)

И

$$t(l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{v^2}}$$
(2.3)

Последнее выражение показывает, что годограф отраженной волны на сейсмограмме ОПВ является гиперболой t(l). Абсцисса  $l_{min}$  - мнимого источника S\* и  $t_{min}=z/v$  определяют координаты вершины (минимума) годографа отраженной волны, причем величина  $l_{min}$  зависит от угла наклона границы  $\varphi$ . Очевидно, что вершина годографа на сейсмограмме ОПВ смещается относительно источника S в сторону восстания (подъема) границы.

 $\frac{t^2(l)}{t_0^2} - \frac{l^2}{v^2 t_0^2} = 1 \quad .$ 

Двойное время пробега отраженной волны от поверхности по нормали к границе, т.е. время при совмещении положений источника и приемника на поверхности, имеет в сейсморазведке нарицательное название «*t нулевое*» (в приведенном случае, это  $t_0=2h_s/v$ ).

Отраженная волна на сейсмограмме ОСТ. Зададим, как и выше, модель с плоской наклонной границей R под углом  $\varphi$ , а начало координат отнесем к общей средней точке M, симметрично которой поместим источник S и



Рис. 2.5. Отраженная волна на сейсмограмме ОСТ: внизу - модель среды с плоской наклонной границей и схема лучей; вверху – годограф отраженной волны на сейсмограмме ОСТ. Горизонтальная координата вершины гиперболического годографа всегда совпадает с общей средней точкой М независимо от наклона границы, а кривизна зависит от скорости Voct.

приемник G (рис. 2.5). Затем, пользуясь понятием мнимого источника S<sup>\*</sup>, построим падающий и отраженный луч, приходящий к приемнику G. Кроме нормали  $h_S$  из источника S, опустим на границу еще одну нормаль  $h_0$  из точки M. Тогда, двойные времена пробега волны по направлениям нормалей  $h_S$  и  $h_0$ будут соответственно равны  $t_S=2h_S/v$  и  $t_0=2h_0/v$ , а соотношение между этими временами, как видно из рисунка будет:

$$t_s = t_0 \mp \frac{l\sin\varphi}{2v} \quad , \tag{2.4}$$

где знаки  $\mp$  зависят от знака угла наклона границы и соответствуют формуле (2.2), в которую для перевода начала координат из точки S в точку M мы и подставляем выражение (2.4) для  $t_s^{*}$ . Тогда получим:

$$t_{OCT}(l) = \sqrt{t_0^2 + l^2 / v^2 - (l^2 \sin^2 \varphi) / v^2}$$
(2.5)

или окончательно

$$t_{OCT}(l) = \sqrt{t_0^2 + (l^2 \cos^2 \varphi) / v^2} \quad . \tag{2.6}$$

Формула (2.6) показывает, что годограф отраженной волны на сейсмограмме ОСТ имеет форму гиперболы, симметричной относительно средней точки М независимо от угла наклона границы; время  $t_0$  соответствует вершине этой гиперболы.

Выражение (2.6) записывают и в другом виде:

$$t_{OCT}(l) = \sqrt{t_0^2 + (l^2 / V_{OCT}^2)} , \qquad (2.7)$$

где

$$V_{OCT} = v/\cos\varphi \tag{2.8}$$

называется скоростью OCT. Хотя скорость и угол наклона не связаны друг с другом, удобство использования комплексного фиктивного параметра  $V_{OCT}$  состоит лишь в том, что входящие в него величины v и  $\varphi$ , в соответствии с формулой (2.7), характеризуют кривизну гиперболического годографа отраженной волны. При увеличении  $V_{OCT}$  (или угла наклона границы) кривизна гиперболы уменьшается, а при уменьшении  $V_{OCT}$  (или угла наклона) – увеличивается. Это обстоятельство, как будет показано ниже, используется в методе ОСТ.

<sup>\*)</sup> Рекомендуем это сделать самостоятельно.

Дифрагированная волна на сейсмограмме ОПВ. Дифрагированная волна отличается от отраженной тем, что энергия падающей волны возвращается от точки дифракции к поверхности не подчиняясь закону отражения, требующему, что угол отражения должен быть равен углу падения. Из расположенного в начале координат источника S в точку приема G дифрагированная волна от точки D, находящейся на глубине h, придет по пути SDG (рис. 2.6) и уравнение годографа волны с учетом горизонтальной координаты точки дифракции  $l_D$  можно записать в виде:

$$t(l) = \frac{1}{v}\sqrt{h^2 + l_D^2} + \frac{1}{v}\sqrt{h^2 + (l - l_D)^2} , \quad (2.9)$$

или, обозначив  $t_h = h/v$ ,

$$t(l) = \sqrt{t_h^2 + l_D^2 / v^2} + \sqrt{t_h^2 + (l - l_D)^2 / v^2} \quad (2.10)$$

Если первый член правой части выражения (2.10), определяющий постоянное расстояние от источника S до точки D обозначим через  $t'_D$ , то



Рис. 2.6. Дифрагированная волна на сейсмограмме ОПВ: внизу – модель среды с точкой дифракции *D* и ход лучей; вверху – дифракционная гипербола на сейсмограмме ОПВ, положение ее вершины всегда совпадает с горизонтальной координатой точки дифракции.

$$t(l) - t'_D = \sqrt{t_h^2 + (l - l_D)^2 / v^2} \quad . \tag{2.11}$$

Возведя обе части равенства (2.11) в квадрат и разделив на  $t_h^2$ 

$$\frac{\left[t(l) - t'_D\right]^2}{t_h^2} - \frac{\left(l - l_D\right)^2}{v^2 t_h^2} = 1 \quad , \tag{2.12}$$

получим уравнение гиперболического годографа, определяющего дифрагированную волну на сейсмограмме ОПВ. Положение вершины такой дифракционной гиперболы на сейсмограмме ОПВ всегда совпадает с проекцией  $l_D$  точки дифракции на поверхность, а время в вершине гиперболы определяется как

$$t_{\min} = t_h + \sqrt{t_h^2 + l_D^2 / v^2} \quad . \tag{2.13}$$

Дифрагированная волна на сейсмограмме ОСТ. Согласно рис. 2.7 запишем уравнение дифрагированной волны от точки *D*<sub>1</sub> относительно начала координат в средней точке M в следующем виде:

$$t_{OCT}(l) = \frac{1}{v}\sqrt{h^2 + (l/2 + l_D)^2} + \frac{1}{v}\sqrt{h^2 + (l/2 - l_D)^2} . \quad (2.14)$$



Рис. 2.7. Дифрагированная волна на сейсмограмме ОСТ: внизу – модель среды с точкой дифракции  $D_1$  и схема лучей; вверху – годографы дифрагированных волн всегда имеют вершины в точке ОСТ и изменяют кривизну от положения точки дифракции. Годографы при  $h_0$ =const: 1 - точка дифракции  $D_1$  находится в произвольном месте, 2 - точка дифракции  $D_2$  под ОСТ, 3 - точка дифракции  $D_3$  на поверхности.

Рассмотрим два крайних случая:

1. Точка дифракции находится в положении  $D_2$  точно под общей средней точкой M, т.е.  $l_D=0$ . Так как при этом  $h=h_0$  и  $t_0=2h_0/v$ , то получаем гиперболический годограф (кривая 2 на рис. 2.7)

$$t_{OCT}(l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{v^2}}$$

точно такой же, как и для однократного отражения от горизонтальной ( $\phi = 0$ ) границы (2.6) на сейсмограмме ОСТ.

2. Точка дифракции находится в положении  $D_3$  на поверхности (h=0), тогда  $t_{OCT}(l)=l/v$  и, полагая  $l=h_0$ , мы получаем  $t_D=2h_0/v=t_0=const$ , т.е. годограф дифрагированной волны будет горизонтальной линией (3 на рис. 2.7).

В общем случае, если точка дифракции находится в произвольном  $(D_I)$  месте на том же самом времени  $t_0$ , то годограф дифракции будет занимать промежуточное положение 1. Согласно формуле (2.14) эта кривая также симметрична относительно точки М, но она не является точной гиперболой, хотя и близка к ней и может быть описана параболой высокой степени. Как показывают расчеты, заметное различие между годографами дифрагированной и отраженной волн наблюдается лишь на малых временах ( $t_0 < 1c$ ) и при небольших скоростях в покрывающей толще.

Таким образом, пределы изменения формы дифракционных годографов, имеющих одинаковое время  $t_0$  на сейсмограмме ОСТ, ограничиваются с одной стороны гиперболой максимальной кривизны для горизонтальной отражающей границы, проходящей через точку дифракции с координатой ОСТ, а с другой - горизонтальной прямой, когда точка дифракции расположена на поверхности. Отметим, что кинематика для точки дифракции на поверхности полностью совпадает с кинематикой отражения от вертикальной границы, проходящей через точку дифракции.

Кратно-отраженные волны на сейсмограмме ОПВ. Рассмотрим простейший случай двукратной отраженной волны, распространяющейся между плоской наклонной (под углом  $\varphi$ ) отражающей границей *OR* и поверхностью. Из рис. 2.8 видно, что лучи двукратной волны можно заменить лучами однократной волны, отраженной от фиктивной границы *OR*<sub>1</sub> и идущей под углом  $2\varphi$ . Это значит, что двукратную волну от границы *OR* можно рассматривать как однократно отраженную волну от границы *OR*<sub>1</sub>.

При увеличении кратности *m* волн, эхо-глубины для реальной и фиктивных границ можно определить из очевидных соотношений:

$$OS = h/\sin\varphi = h_1/\sin^2\varphi = \dots = h_m/\sin(m\varphi), \qquad (2.15)$$

откуда

$$h_m = h \sin(m\varphi) / \sin\varphi$$
 . (2.16)

В общем случае, уравнение годографа *m* кратной волны на сейсмограмме ОПВ можно записать, подставив в уравнение годографа для однократной волны (2.1) угол наклона  $m\varphi$  и выражение (2.16) для глубины  $h_m$ :



Рис. 2.8. Кратная волна на сейсмограмме ОПВ: внизу - траектория лучей двукратной волны от плоской наклонной (под углом  $\varphi$ ) границы *OR* и эквивалентная ей схема распространения однократной волны от фиктивной границы *OR*<sup>1</sup> под углом  $2\varphi$ ; вверху – годографы однократной (1) и двукратной (2) отраженных волн от границы *OR*. С увеличением кратности волн вершины гипербол смещаются в сторону восстания границы.

Анализ этого уравнения показывает, что годографы полнократных волн имеют форму гипербол, вершины которых находятся над мнимыми источниками S\* и S<sub>1</sub>\* и смещаются по восстанию границы с увеличением кратности. Скоростными параметрами гипербол являются независимо от порядка кратности одни и те же значения скорости v в среде выше кратнообразующей границы. Эту особенность можно использовать для выделения кратных волн на фоне глубоких однократных волн, характеризующихся более высокими скоростями.

Кратно-отраженные волны на сейсмограмме ОСТ. Кинематику кратной волны на сейсмограмме ОСТ можно определить, используя уравнение (2.6) годографа однократной волны. Для этого, аналогично соотношению (2.16) можно записать  $h_{0m} = h_0 \sin(m\varphi)/\sin\varphi$ , где  $h_0 - 3x_0$ -глубина в общей средней точке. Теперь первый член  $t_0$  правой части уравнения (2.6) можно заменить на

$$t_{0m} = \frac{2h_{0m}}{v} = \frac{2h_0}{v} \frac{\sin(m\varphi)}{\sin\varphi} \quad .$$

а во второй член вместо  $\varphi$  подставить  $\varphi_m = m \varphi$ . Тогда окончательное уравнение годографа кратной волны на сейсмограмме ОСТ будет иметь вид:

$$t_{mOCT} = \sqrt{t_{0m}^2 + \frac{l^2 \cos^2(m\varphi)}{v^2}} \quad . \tag{2.18}$$

Это уравнение показывает, что годографы кратно-отраженных волн имеют форму гипербол, вершины которых расположены в точке ОСТ, а кривизна определятся параметром

$$V_{mOCT} = v/\cos(m\varphi)$$
.

Отсюда следует, что кривизны годографов однократных и кратных волн на одних и тех же временах регистрации могут существенно отличаться. Ниже мы увидим, что это обстоятельство используется в методе ОСТ для подавления кратных волн.

**Выводы**. Поведение осей синфазности различных типов воли на сейсмограммах ОПВ и ОСТ при модели среды с постоянной скоростью приводит к следующим выводам:

- На сейсмограмме ОПВ годографы однократных, кратных отраженных и дифрагированных волн проявляются в виде гипербол, вершины которых на плоскости сейсмограммы (l,t) меняют место в зависимости от наклона границ или положения горизонтальных координат точек дифракции.
- На сейсмограммах ОСТ годографы этих волн проявляются также в виде гипербол (или близких к ним кривых), но все эти кривые симметричны относительно общей средней точки. Это является замечательным свойством сейсмограмм ОСТ.
- Кривизны гиперболических годографов (или близких кривых) на сейсмограммах ОСТ различны. Годографы кратных волн, как правило, имеют большие кривизны, чем годографы однократно отраженных волн. Годографы дифрагированных волн имеют близкие кривизны с годографами однократных отраженных волн, а в некоторых частных случаях (при совпадении горизонтальной координаты точки дифракции с ОСТ или, если точка дифракции находится на поверхности) годографы дифрагированных и отраженных волн полностью совпадают.

Отмеченное выше показывает, что только на сейсмограммах ОСТ все рассмотренные волны имеют годографы (в основном, гиперболы) симмет-

ричные относительно ОСТ. Различие волн на сейсмограммах ОСТ выражается только в разной кривизне их годографов.

## 2.2. ОСНОВЫ МЕТОДА ОБЩЕЙ СРЕДНЕЙ ТОЧКИ

Основная идея метода ОСТ<sup>\*)</sup>. В предыдущем разделе мы показали, что все типы глубинных волн – однократно-отраженные, кратно-отраженные и дифрагированные проявляются на сейсмограммах ОСТ в виде гипербол, симметричных относительно ОСТ. Отличие этих волн состоит в том, что соответствующие им гиперболы имеют различную кривизну. Используя эти обстоятельства можно ослабить волны - помехи (в основном, регулярные кратные волны и случайные шумы) и усилить полезные однократные и дифрагированные волны. Для этого в трассы сейсмограмм ОСТ вводятся временные сдвиги (кинематическими поправки), соответствующие однократным отраженным и близким к ним дифрагированным волнам, так чтобы гиперболические оси синфазности этих волн на каждой из сейсмограмм выпрямились и стали горизонтальными, при этом оси синфазности кратных волн, обладающие большей кривизной, недоспрямляются. Затем трассы каждой из сейсмограмм суммируются (накапливаются) в одну суммарную трассу, относящуюся к соответствующей точке ОСТ. В процессе суммирования импульсы однократных отраженных и дифрагированных волн, складываясь в фазе, усиливаются, а импульсы волн, оси синфазности которых после ввода кинематических поправок остались криволинейными, суммируются не в фазе и ослабляются. Поскольку последнее обстоятельство относится, в основном, к кратным волнам, оказывается, что метод ОСТ является мощным средством борьбы с кратными волнами-помехами. Совокупность суммарных трасс, образованных из последовательно расположенных по профилю сейсмограмм ОСТ называется временным разрезом ОСТ (ОГТ).

Рассмотрим более подробно вопросы, связанные с вводом в трассы кинематических поправок и с получением временных разрезов.

Кинематические поправки и мьютинг. На рис. 2.9 изображен гиперболический годограф  $t_{OCT}(l)$  отраженной волны на сейсмограмме ОСТ. Сущность кинематической поправки состоит в том, чтобы трансформировать эту гиперболу в горизонтальную линию. Такая трансформация соответствует введению во времена пробега волн кинематических поправок, равных временам пробега вдоль каждой из пар изображенных на рисунке одинаковых отрезков. Вводя кинематические поправки, т.е. вычитая эти времена, мы приводим все времена прихода волн, независимо от расстояния источник-

<sup>&</sup>lt;sup>\*)</sup> Устаревшее название этого метода – метод общей глубинной точки (МОГТ).

приемник, ко времени  $t_0 = 2h_0/v$ . Тогда с учетом формулы (2.6) можно записать, что кинематическая поправка равна

$$\Delta t_k = t_{OCT}(l) - t_0 = \sqrt{t_0^2 + l^2 \cos^2 \varphi / v^2} - t_0 \quad , \qquad (2.19)$$

откуда

$$(t_0 + \Delta t_k)^2 = t_0^2 + \frac{l^2 \cos^2 \varphi}{v^2}$$
.

Возводя левую часть уравнения в квадрат, и приняв, что  $\Delta t_k^2 \ll \Delta t_k$ , получим приближенное параболическое значение кинематической поправки, справедливое для небольших удалений



Рис. 2.9. Пояснение сущности кинематической поправки. Кинематические поправки устраняют различия времен прихода волн при изменяющихся удалениях источник-приемник, приводя их ко времени  $t_0$ . Дуга (пунктир) радиусом  $MM'=h_0$  отсекает пары одинаковых отрезков, времена прохождения волной которых компенсируются вводом кинематических поправок.

Отсюда следует, что кинематическая поправка увеличивается с удалением l и уменьшается с увеличением  $V_{OCT}$ . Учитывая, что  $V_{OCT}=v/\cos\varphi$ , получаем, что чем больше угол наклона границы, тем меньше должна быть кинематическая поправка. Поправка в случае горизонтальной границы ( $\varphi=0$ ) равна

$$\Delta t_k = \sqrt{t_0^2 + l^2 / v^2} - t_0 \tag{2.21}$$

и называется нормальной кинематической поправкой (по-английски, NMO – Normal Move Out).

И, наконец, значение поправки зависит от  $t_0$ , при увеличении которого она уменьшается. Отсюда, кстати, и название поправки – кинематическая, т.е. для одной и той же трассы она различна на разных временах. Следовательно, после ввода кинематических поправок трассы сейсмограммы ОСТ деформируются. Наибольшие деформации испытывают трассы на малых временах и с большими удалениями. Это вызывает искажение формы волновых импульсов, а именно - растяжение их во времени или, что то же самое, понижение исходной частоты импульсов f до  $f_k$ , которая после ввода поправки может быть определена для каждого момента времени t как:

$$f_k = ft_0/t$$
,

где t и  $t_0$  - соответственно, времена до и после кинематической коррекции.



Рис. 2.10. Влияние на сейсмограмму кинематических поправок и мьютинга: а – исходная сейсмограмма ОСТ, б – сейсмограмма после ввода кинематических поправок: оси отраженных волн выпрямились, но возникли искажения трасс на малых временах, в – сейсмограмма (б) после мьютинга: обнулены верхние части трасс, где искажения были наибольшими.

Хотя амплитуды импульсов после ввода кинематических поправок не изменяются, искажение формы волны снижает эффект последующего суммирования трасс сейсмограмм ОСТ. Поэтому начальные участки трасс с большими удалениями, где деформации трасс превышают допустимые пределы, исключают, используя операцию *мьютинга* (обнуления трасс) Границы мьютинга определяются также с учетом того, что на малых временах присутству-

ют доминирующие волны-помехи в виде прямых и преломленных волн, амплитуды которых превышают амплитуды однократных отражений.

Мы предполагаем, что покрывающая границу среда является однородной, и, значит, лучи являются прямыми линиями. Если же покрывающая среда является слоистой, то лучи не будут прямыми линиями и оси синфазности отраженных волн будут негиперболическими. Поэтому считается, что реально формулы (2.1) и (2.6), рассчитанные на гиперболичность отражений, справедливы для удалений, не превышающих глубину границы. Негиперболичность осей, особенно сильно проявляющаяся на малых временах, приводит к тому, что отражения на этих временах полностью не спрямляются из-за искаженных значений кинематических поправок. Применение мьютинга позволяет избежать чрезмерного влияния и этого эффекта на малых временах. На рис. 2.10 приведен пример сейсмограммы ОСТ и ее трансформаций, по которым можно судить о величине растяжения трасс на малых временах после ввода кинематических поправок и результатах действия последующего мьютинга.

Скоростной анализ. Правильность временных разрезов ОСТ зависит от того, насколько точно мы определим и введем в трассы сейсмограмм кинематические поправки, соответствующие однократным волнам. В свою очередь, кинематические поправки связаны с кривизнами гипербол через  $V_{OCT}$ .

Процедура скоростного анализа состоит из двух этапов:

- 1. Получения по сейсмограммам ОСТ скоростей *V*<sub>OCT</sub> для всех зарегистрированных волн (однократных и кратных отраженных, дифрагированных);
- 2. Выбора максимальных значений  $V_{OCT}$ , характерных, как правило, для однократных отраженных волн, и построения графика  $V_{OCT}(t_0)$ , используемого для ввода кинематических поправок.

На первом этапе необходимо порознь разрешить зарегистрированные на сейсмограмме волны в пространстве параметров V<sub>OCT</sub>, t<sub>0</sub>. Поэтому для каждого момента времени t<sub>0</sub> реализуется суммирование амплитуд трасс сейсмограмм ОСТ вдоль вычисляемых по формуле (2.7) гиперболических траекторий в заранее выбранном диапазоне кривизн этих траекторий (определяемых  $V_{OCT}$ ) и с заданным шагом  $\Delta V_{OCT}$ . При совпадении теоретической траектории с гиперболической осью синфазности волны, относящаяся к вершине гиперболы на времени t<sub>0</sub> амплитуда суммарного сигнала достигает максимума, что свидетельствует о наличии волны, V<sub>OCT</sub> для которой совпадает с известным значением V<sub>OCT</sub> теоретической гиперболы. Амплитуду суммарного сигнала представляют в виде ее зависимости от V<sub>OCT</sub> для каждого момента времени t<sub>0</sub>. Подобные изображения получили название вертикальных спектров скоростей. На рис. 2.11а показана модельная сейсмограмма ОСТ и рассчитанный по ней вертикальный спектр скоростей. На сейсмограмме видно уменьшение кривизн гипербол с увеличением времени, что на спектре соответствует увеличению значений V<sub>OCT</sub>, определяемых по максимумам кривых.





Для устойчивости определения  $V_{OCT}$  по реальным сейсмограммам используются способы измерения регулярности (когерентности) волн в пределах перемещающихся по  $t_0$  и перекрывающихся временных окон небольшой длительности, расположенных вдоль расчетных гиперболических траекторий. Скорость  $V_{OCT}$  определяется по максимуму энергии (мере когерентности) при совпадении теоретического гиперболического окна с осью синфазности волны. Такое изображение вертикального спектра когерентности для определения  $V_{OCT}$  по реальной сейсмограмме приведено на рис. 2.11б.

На втором этапе осуществляется интерпретация скоростных спектров когерентности путем определения значений  $V_{OCT}$ , оптимальных для последующего синфазного суммирования однократно-отраженных волн. Для этого на вертикальных спектрах по максимумам когерентности выбирают соответствующие однократным волнам наибольшие значения скоростей  $V_{OCT}$  на каждом времени, по которым строятся графики  $V_{OCT}(t_0)$ , применяемые затем для расчета кинематических поправок. Считается, что максимумы когерентности, соответствующие меньшим значениям  $V_{OCT}$ , вызваны кратными волнами.

Кроме вертикальных спектров часто используют *горизонтальные спектры* когерентности, которые показывают изменение  $V_{OCT}$  вдоль заранее выделенных отражающих горизонтов.

Статические поправки. При регистрации сейсмических волн возникают неизбежные искажения времен их прихода, вызванные пересеченным рельефом и приповерхностными скоростными неоднородностями геологического разреза. Скорости распространения сейсмических волн в верхней части разреза, как правило, значительно меньше скоростей распространения в коренных подстилающих породах и они резко изменяются по горизонтали из-за слабой консолидированности пород. В результате время прохождения пришедших из глубины волн в верхней части разреза оказывается значительным и может резко изменяться по горизонтали. Поэтому гиперболические оси синфазности оказываются искаженными. Пример искажений гиперболических осей, вызванных изменениями в верхней части разреза, можно видеть в правой части сейсмограммы, приведенной на рис. 2.1. Для устранения этих искажений вводят специальные поправки, которые называют статическим поправками. Величина статической поправки не зависит от времени регистрации волны и она постоянна для всей сейсмической трассы, в отличие от кинематической поправки. Статическими поправками времена регистрируемых волн приводят к горизонтальной поверхности (линии приведения), которую обычно располагают ниже поверхности земли. Статические поправки рассчитывают по наблюдениям в неглубоких скважинах или используя метод преломленных волн. В процессе дальнейшей обработки сейсмической информации они могут неоднократно корректироваться. Введение статических поправок позволяет избавиться от локальных искажений гиперболических осей синфазности.

Суммирование ОСТ. В трассы каждой из сейсмограмм ОСТ вводятся кинематические поправки, соответствующие однократным волнам, и статические поправки. Затем трассы каждой из последовательно расположенных по профилю сейсмограмм ОСТ суммируются. Эту операцию часто также называют горизонтальным накапливанием. Если обозначить через  $a_i(t)$  значения амплитудных отсчетов *i*-ой трассы сейсмограммы, то формула для суммирования ОСТ будет иметь вид:

$$A(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} a_i(t),$$

где A(t) - суммарная амплитуда, N - нормирующий множитель, который в принципе должен быть равен числу суммируемых трасс сейсмограммы или кратности суммирования. Поскольку в реальности части подвергнутых мьютингу трасс исключаются, то число суммируемых трасс и кратность накапливания в пределах каждой сейсмограммы меняется, обычно на меньших временах кратность накапливания меньше, а на больших она увеличивается.

Набор таких нормированных суммарных трасс, относящийся к последовательным ОСТ на профиле и будет представлять временной разрез ОСТ. Разрез определяется по горизонтали - координатами точек ОСТ, а по вертикали  $t_0$  - временами отражения от границ по нормальным лучам. Это соответствует совмещению источников и приемников в общих средних точках или, что то же самое, разрезу нулевых удалений. Ниже, однако, мы увидим, что последнее утверждение справедливо только для горизонтальных границ.

*Различные классы волн на разрезах ОСТ*. Рассмотрим, как проявляются различные волны на временных разрезах ОСТ.

Однократно отраженные волны. Качество временного разреза ОСТ определяется, прежде всего, возможностью прослеживания на нем однократных отражений, а при соответствующих амплитудных регулировках требования к разрезу ужесточаются – амплитуды отраженных волн должны быть пропорциональны коэффициентам отражения.

Выполнение этих требований, прежде всего, зависит от точности определения кинематических поправок, которые в свою очередь зависят от знания скоростей  $V_{OCT}$ . Если значения  $V_{OCT}$  выбраны неправильно, то гиперболические оси синфазности однократных волн на сейсмограммах ОСТ недоспрямляются или переспрямляются, как это показано на рис. 2.12. В этом случае отраженные волны суммируются не оптимально, ослабляются и даже могут вообще исчезнуть с разреза. Чтобы этого не произошло, производят определение значений  $V_{OCT}$  оптимальных для суммирования однократных отраженных волн (скоростной анализ).

*Дифрагированные волны*. Чтобы ответить на вопрос, что представляют дифрагированные волны на разрезе ОСТ, нужно представить, что  $t_0$  для точки

дифракции определяются расстоянием между этой точкой и ОСТ. Отсюда ясно, что дифрагированная волна будет на разрезе проявляться в виде дифракционной гиперболы с минимумом в точке ОСТ, находящейся над точкой дифракции. Другой не менее важный вопрос, как распределяются амплитуды волн вдоль такой гиперболы. Ведь используются кинематические поправки для оптимального суммирования однократно отраженных волн, а не дифрагированных. Обратившись к тому, как проявляются дифрагированные волны



Рис. 2.12. Изменение кривизны годографа отраженной волны при различных значениях  $V_{OCT}$ : 1 - исходная гипербола; 2 -  $V_{OCT}$  велико, гипербола недоспрямилась; 3 - правильное значение  $V_{OCT}$  - гипербола трансформировалась в прямую линию; 4 -  $V_{OCT}$  мало, гипербола переспрямилась.

на сейсмограмме ОСТ (рис. 2.7), можно утверждать, что на трассах разреза ОСТ над точкой дифракции амплитуды дифракционной гиперболы не искажаются, т. к. кинематические поправки в этом случае для горизонтальной отражающей границы и точки дифракции совпадают. При удалении ОСТ от точки дифракции, кривизна дифракционной кривой уменьшается, и ввод кинематических поправок для отраженных волн может привести к некоторому переспрямлению дифракционных кривых и последующему несинфазному суммированию импульсов дифрагированных волн, т.е. их ослаблению на временном разрезе ОСТ. Таким образом, распределение амплитуд вдоль дифракционных гипербол может быть искажено, что является недостатком временного разреза ОСТ, поскольку информация о дифрагированных волнах является полезной.

Кратные отраженные волны. Для большинства геологических разрезов скорости в пластах с глубиной растут, то кратные волны большую часть своего пути проходят в более низкоскоростных верхних слоях, чем однократно отраженные волны на тех же временах. Это значит, что кратным волнам должны соответствовать большие значения кинематических поправок (и, следовательно, меньшие значения  $V_{OCT}$ ), чем однократным волнам. Поэтому, если задать скорости  $V_{OCT}$ , присущие однократным волнам, то оси синфазности кратных волн будут недоспрямляться и процедура последующего суммирования ОСТ приведет к эффекту несинфазного суммирования и подавлению кратных волн. На практике, к счастью, чаще всего имеет место ситуация, когда скорости растут с глубиной, хотя иногда бывают и исключения, например, в случае малого вертикального градиента скорости или ее инверсии с глубиной. Следовательно, эффективность суммирования ОСТ и качество временного разреза полностью определяется различием скоростей  $V_{OCT}$  одно-

кратных и кратных волн. Часто в качестве дополнительных мер для подавления кратных волн используются такие процедуры, как вычитание кратных волн на сейсмограммах ОСТ, двумерная фильтрация сейсмограмм, деконволюция трасс и т.п.

В общем, считается, что кратные волны на разрезах ОСТ должны отсутствовать – в этом и состоит одно из основных достоинств метода ОСТ. Однако, невозможно утверждать, что во всех случаях кратные волны могут быть подавлены полностью.

## 3. СЕЙСМИЧЕСКАЯ МИГРАЦИЯ

#### 3.1. МИГРАЦИЯ РАЗРЕЗОВ ОСТ И ПОПРАВКИ ЗА НАКЛОН ГРАНИЦ

Недостатки временного разреза ОСТ. На рис. 3.1 показаны характерные признаки искажения изображений среды на временных разрезах ОСТ. Прежде всего, это касается наклонных границ. Из-за того, что времена отражения по нормали откладываются на разрезе ОСТ по вертикали, угол наклона границ на нем становится меньше, а сами границы удлиняются по горизонтали. Значит, изображение границ на разрезе ОСТ будет точным, только если они горизонтальны. Изображения узких синклинальных структур, таких, например, как межсоляно-купольные впадины, будут искажаться тем, что отражения от крыльев структуры будут пересекаться, а нижняя вогнутая часть складки будет отображаться в виде петли. Точки дифракции, как уже отмечалось, отображаются на разрезе в виде так называемых дифракционных гипербол. Это означает, что неоднородности и разрывные нарушения, вызывающие дифракцию, проявляются на разрезах ОСТ в виде не отображающих действительность дифракционных гипербол. Поэтому возникает возможность ошибочных геологических представлений, если такие гиперболы принять за отраженные волны.



Рис. 3.1. Искажение изображения среды на временном сейсмическом разрезе ОСТ в случаях: а - наклонной границы; б - узкой синклинальной складки; в - точки дифракции. 1 – истинное положение в разрезе, 2 – положение на разрезе ОСТ.

Из сказанного следует, что временной разрез ОСТ можно применять для геологической интерпретации только к том случае, если среда горизонтально слоистая или близка к ней. При обычно встречающихся сложных средах (наклонные границы, разрывные нарушения и пр.) разрезы ОСТ использовать нельзя и их необходимо подвергнуть дополнительной обработке – миграции. В более общем смысле *сейсмическую миграцию* (или учет *сейсмического сноса*) можно определить, как некоторую процедуру преобразования сейсмической информации (в том числе и временного сейсмического разреза ОСТ) для получения правильного изображения и положения в пространстве отражающих границ и дифрагирующих объектов.

Простейшее понятие о миграции. Возьмем короткий участок границы на разрезе ОСТ - площадку, имеющую координаты центра ( $x_0, t_0$ ) и временной сдвиг между ее концами  $\Delta t$  (рис. 3.2). Горизонтальную проекцию площадки в координатах разреза обозначим  $\Delta x$ . Необходимо определить наклон мигрированной площадки, координаты ее центра и длину.

Угол выхода  $\varphi$  волны на поверхность, равный истинному углу наклона площадки при скорости *v=const*, определяется как

$$\sin \varphi = v \Delta t / \Delta x \quad . \tag{3.1}$$

Тогда координаты центра мигрированной площадки на глубинном разрезе будут равны:

$$x_{M} = x_{0} \pm (v t_{0} \sin \varphi)/2$$
 и  $z_{M} = (v t_{0} \cos \varphi)/2$ , (3.2)

где знаки  $\pm$  зависят от знака угла  $\varphi$ . Длина мигрированной площадки равна  $\Delta x \cos \varphi$ .



Рис. 3.2. Прямолинейный участок границы (площадка) на разрезе ОСТ и его миграция: 1 – положение площадки до миграции, 2 – положение после миграции.

Соотношение между углом наклона  $\varphi$  площадки на мигрированном глубинном разрезе и ее углом наклона  $\alpha$  на немигрированном разрезе можно записать в следующем виде:

$$\sin \varphi = \operatorname{tg} \alpha \quad . \tag{3.3}$$

Если представить результат миграции в области времен, то вместо  $z_{M}$  для временной координаты центра площадки  $t_{M}$  будем иметь:

$$t_{\rm M} = t_0 \cos \varphi \quad . \tag{3.4}$$

И, наконец, временной сдвиг между концами площадки на мигрированном временном разрезе:

$$\Delta t' = (\Delta x \cos \varphi \sin \varphi) / v = \Delta t \cos \varphi \quad . \tag{3.5}$$

Таким образом, можно получать мигрированные разрезы, как в глубинной, так и временной областях.

Если основываются на кусочно-линейной аппроксимации отражающих границ и дифракционных гипербол на временном разрезе ОСТ, то соотношения (3.1)...(3.4) могут быть использованы для миграции<sup>\*)</sup>. Эти же формулы могут быть применены для оперативной оценки вручную по временному разрезу ОСТ положения центра участка границы и ее угла наклона после миграции.

**Миграция Кирхгофа**. Приведенный выше простейший способ осуществления миграции является частным случаем более общего подхода, получившего название миграции Кирхгофа. Существующие способы сейсмической миграции можно подразделить на интегральные, конечно-разностные и спектральные. Мы остановимся только на миграции Кирхгофа, как на наиболее физически понятном интегральном способе, а другие способы рассматривать здесь не будем.

Допустим, что мы имеем разрез ОСТ с одной наклонной отражающей границей R (рис. 3.3а). На этом разрезе времена  $t_0$ , соответствующие отражениям от границы по нормалям, отложены по вертикальному направлению. Это является причиной того, что положение границы в пространстве на разрезе ОСТ искажено. Задача миграции – правильно восстановить изображение и положение сейсмических границ в пространстве – эквивалентна правильному восстановлению в пространстве нормальных к границам лучей. Для этого воспользуемся представлением об огибающих изохрон или волновых фронтов, т.е. принципом Гюйгенса-Френеля. С целью миграции границы R

- 30 -

<sup>&</sup>lt;sup>\*)</sup> Подобная миграция использовалась в методе регулируемого направленного приема (РНП).

предположим, что в каждой общей средней точке М на поверхности находятся источники сферических волн, поскольку скорость в среде постоянна. Тогда соответствующие наклонной границе фронты волн будут представлять полуокружности (дуги) с изменяющимися радиусами  $t_0$  во временной области или  $vt_0/2$  в глубинной области, а реальная граница *R* получит новое правильное (мигрированное) положение, которое будет определяться огибающей всех изохрон (рис.3.3б) или волновых фронтов. При этом времена  $t_0$  будут соответствовать нормалям к отражающей границе, выходящим из общих средних точек на поверхности, а сами точки отражения будут соответствовать вертикальным временам  $t_6$ , относящимся на поверхности к точкам, смещенным в сторону подъема границы относительно средних точек  $M_1...M_6$ .



Рис. 3.3. Разрез ОСТ с наклонной отражающей границей R (а) и её миграция с помощью сферических изохрон (б). Каждая из изохрон в отдельности не показывает истинного положения точек отражения на границе, однако огибающая (касательная) к изохронам определяет эти точки, переводя границу в правильное мигрированное положение R.

Можно показать, что способ фактического распределения отраженного сигнала вдоль миграционных изохрон аналогичен переносу сигналов вдоль дифракционных гипербол в их вершины, которые лежат на изохронах. Если время прихода отраженного импульса на трассе временного разреза в точке М равно  $t_0$ , то этот импульс может находиться на мигрированном разрезе в любой точке полуокружности (изохроны) с радиусом  $t_0$  (рис. 3.4). Таким образом, при миграции мы вправе распределить отраженный импульс вдоль этой изохроны.

Поместим в каждую точку нашей изохроны вершины дифракционных гипербол, геометрия которых обусловлена лучами, распространяющимися из этих точек к поверхности, а именно:



Рис. 3.4. Идентичность процедур развертки сигнала по изохроне и переноса его вдоль дифракционных гипербол. Все вершины гипербол, проходящих через точку М', находятся в точках 1,2,3..., лежащих на изохроне.

где  $x_D$  и x – отсчитываемые относительно точки М горизонтальные координаты вершин гипербол и текущие координаты гипербол, соответственно;  $\tau$  – двойное время для вершины гиперболы. Вдоль каждой из гипербол будем собирать значения амплитуд, суммировать их и сумму помещать в точки, соответствующие вершинам гипербол. Легко показать, что все эти гиперболы будут пересекаться в одной точке, лежащей на изохроне. Действительно, для точки М', находящейся под М справедливо, что x=0, поэтому время в точке М' для всех дифракционных гипербол будет одинаковым и равным

$$t(0) = \sqrt{\tau^2 + \frac{4x_D^2}{v^2}} = t_0$$

т.е. все дифракционные гиперболы проходят через точку М'. И если на трассе временного разреза имеется единственный импульс в точке М', то, перенося его в точки вершин дифракционных гипербол, мы получим ту же самую изохрону, имеющую вид полуокружности. Таким образом, *распределение амплитуд отраженных сигналов с временного разреза вдоль изохрон полностью* адекватно переносу этих сигналов вдоль дифракционных гипербол в их вершины, которые лежат на изохронах.

Миграция Кирхгофа, основанная на суммировании «размазанных» сейсмических сигналов вдоль миграционных изохрон или суммировании сигналов по дифракционным гиперболам, является наиболее понятной с физической точки зрения и чаще реализуется на практике во втором варианте, который получил у нас название дифракционного преобразования (Д-преобразования). Точке дифракции на плоскости временного разреза соответствует дифракционная гипербола. Если каждую точку среды считать источником вторичной (дифрагированной) волны, то отвечающий этой среде временной разрез ОСТ можно представить, как суперпозицию (результат наложения) дифрагированных волн, возникающих в этих точках. Сущность решения задачи миграции состоит в том, что миграцию можно представить как процесс противоположный дифракции. Это значит, что миграция должна осуществлять обратный процесс - стягивать информацию, расположенную вдоль дифракционной гиперболы на временном разрезе в точку, соответствующую вершине гиперболы. Другими словами, если просуммировать значения амплитуд трасс разреза ОСТ в точках их пересечения с вычисленной по формуле (3.6) гиперболой и суммарную амплитуду, нормированную по числу трасс, поместить в вершину гиперболы, то можно получить правильное изображение среды в этой точке (рис. 3.5).

Значит, повторяя операцию суммирования по дифракционным гиперболам для всех точек матрицы разреза ОСТ (расположенных по вертикали с шагом дискретизации по времени, а по горизонтали - с шагом трасс ОСТ), можно получить изображение среды - мигрированный разрез, как совокупность неоднородностей, являющихся точками дифракции. При этом должны выделяться как отдельные локальные неоднородности, вызывающие рассеяние сейсмических волн (различные включения, зоны разрывных нарушений и пр.), так и упорядоченные неоднородности - сейсмические границы, каждую из которых можно рассматривать как непрерывный ряд дифрагирующих элементов, самостоятельные изображения которых сливаются в гладкую непрерывную границу.



Рис. 3.5. Фрагмент временного разреза ОСТ с вычисленной по формуле (3.6) дифракционной гиперболой. Сумма значений амплитуд трасс в точках их пересечения с гиперболой, помещенная в вершину гиперболы *D*, дает правильное значение амплитуды в этой точке (мигрированное изображение в точке *D*).

Поскольку в реальных условиях, скорости изменяются с глубиной (со временем), то формула (27) для вычисления дифракционных гипербол трансформируется к следующему виду:

$$t(x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{4(x - x_D)^2}{v^2(t_0)}} , \qquad (3.7)$$

где  $x_D, t_0$  – координаты вершин гипербол, x – текущие координаты гипербол, а  $v(t_0)$  – задаваемый скоростной закон. Следовательно, из-за изменения скорости кривизна вычисляемых для миграции дифракционных гипербол не остается постоянной – она изменяется во времени, уменьшаясь с его увеличением.

Критическими моментами при выполнении миграции является выбор правильных кривизн дифракционных гипербол и определение участков разреза, для которых рассчитываются дифракционные гиперболы.

Кривизна гиперболы зависит от значения скорости, задаваемой в формулах (3.6) или (3.7) и называемой *миграционной* скоростью. Эта скорость должна обеспечивать наилучшее по качеству и точности изображение среды, поэтому результат миграции чувствителен к выбору миграционных скоростей. Обычно модель среды считают горизонтально слоистой, для которой характерен эффект преломления на промежуточных границах изотропных слоев, в каждом из которых луч является прямым. Однако, в этом случае, как отмечалось выше, оси синфазности волн могут быть негиперболическими и тогда теряет смысл суммирование вдоль гипербол, предусмотренное миграцией Кирхгофа. Поэтому для обеспечения суммирования вдоль гипербол переходят к определению так называемых *предельных* скоростей, получаемых по осям синфазности отражений при малых удалениях. В качестве предельной скорости обычно служит так называемая *среднеквадратическая* скорость  $V_{RMS}$  (*Root-Mean-Square velocity*):

$$V_{RMS} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} v_i^2 t_i / \sum_{i=1}^{n} t_i} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} v_i^2 t_i / t_0} \quad , \qquad (3.8)$$

определяемая, как корень из взвешенной суммы квадратов скоростей  $v_i$  в слоях, где в качестве весов фигурируют временные мощности слоев  $t_i=2h_i/v_i$ . Здесь  $h_i$  – мощности слоев. Использование  $V_{RMS}$  предполагает, что лучи от точки дифракции до поверхности являются прямолинейными и следовательно рассчитанные дифракционные кривые будут являться миграционными гиперболами.

На практике скорости  $V_{RMS}(t_0)$  по формуле (3.8) не рассчитывают, считая, что они в первом приближении равны  $V_{OCT}(t_0)$  для горизонтально слоистой среды, т.е.  $V_{NMO}(t_0)$ . Таким образом, одни и те же скорости используются как для ввода кинематических поправок, так и в качестве миграционных скоростей. Ниже упоминается о специальных способах анализа миграционных скоростей, основанных на оценке качества фокусировки амплитудной информации в процессе миграции. Участок разреза, с которого собирается информация вдоль дифракционной гиперболы, называется *апертурой*. При неоптимальном выборе размеров и положения апертуры могут возникать нежелательные эффекты. Так, если апертура слишком мала, то на мигрированном разрезе могут пропадать наклонные отражающие границы. Наоборот, если апертура велика, информация может собираться вдоль гиперболы с тех мест разреза ОСТ, где отражения от данной точки имеют незначительную или даже нулевую энергию и это может привести к возникновению нежелательных шумов на мигрированных изображениях, вызываемых попаданием в указанную точку информации из других частей разреза ОСТ.

Эффективность миграции Кирхгофа можно показать путем сравнения временного разреза ОСТ (рис. 3.6а) и результата его миграции во временной (рис. 3.6б), а затем и глубинной областях (рис. 3.7). Отметим, что пересчет временного мигрированного разреза в глубинный осуществляется путем нелинейной трансформации каждой трассы разреза в соответствии с заданной кривой  $v(t_6)$ . В качестве последней часто используют *среднюю* скорость в горизонтально-слоистой среде, характеризующую эту среду в вертикальном направлении:

$$V_{cp}(t_{g}) = \sum_{i=0}^{n} v_{i}t_{i} / \sum_{i=0}^{n} t_{i} = \sum_{i=0}^{n} v_{i}t_{i} / t_{g} .$$
(3.9)

При пользовании средней скоростью предполагают, что лучи в среде являются прямолинейными. Обычно средняя скорость на несколько процентов меньше, чем среднеквадратическая скорость для той же горизонтально слоистой среды.

Нелинейное возрастание средней скорости с глубиной приводит к тому, что верхняя часть глубинного разреза как бы сжимается по сравнению с временным мигрированным разрезом, а нижняя, наоборот, растягивается.

Возможные причины искажений результатов миграции разрезов OCT. Во-первых, как отмечалось выше, при накапливании по OCT, отражения от наклонных под углом  $\varphi$  границ суммируются синфазно при кинематических поправках, определяемых не действительной скоростью v, а скоростью  $V_{OCT}=v/\cos\varphi$ . Если одновременно регистрируются две или более однократно отраженных волн от границ с разными углами наклона, а такие случаи нередки в районах со сложной тектоникой, то эти волны характеризуются разными значениями  $V_{OCT}$ . В этом случае обеспечить оптимальное суммирование каждого из этих отражений в отдельности невозможно, поскольку для каждого значения времени  $t_0$  мы можем задать в данной точке профиля  $x_{OCT}$  только одно значение скорости  $V_{OCT}$ . Это обстоятельство, называемое иногда в литературе «конфликтом углов», не обеспечивает правильности изображения границ с различными наклонами на мигрированных разрезах.



Рис. 3.6. Временной разрез ОСТ (а) и результат его миграции (б) во временном масштабе. Прямоугольниками отмечены изображения узкой межкупольной синклинали до (в виде «петли») и после миграции (см. рис. 3.1б).


Рис. 3.7. Результат пересчета мигрированного разреза (рис. 3.6б) в глубинный масштаб.

Во-вторых, принцип общей глубинной точки для разных удалений соблюдается только в случае горизонтальной границы. При наклонной границе (рис. 3.8) точка отражения не остается на одном месте и при увеличении удаления *l* перемещается по границе в сторону ее подъема, вдоль некоторого интервала  $\Delta L$ . Это приводит к несовпадению выходов N нормалей к границе на поверхность с общей средней точкой M и изменению времен  $t_0$  для каждой из этих нормалей. По этой причине процесс накапливания по принципу ОСТ при наклонных границах является некорректным и приводит к несинхронному суммированию импульсов отраженных волн, что снижает горизонтальную разрешающую способность сейсмических разрезов и искажает кинематические и динамические особенности отражений.

В-третьих, уже отмечалось, что оси синфазности дифрагированных волн на сейсмограммах ОСТ, в общем случае, не являются гиперболическими. Это значит, что амплитуды колебаний вдоль дифракционных гипербол на временных разрезах могут быть искажены, что, в свою очередь, скажется на правильности изображения дифрагирующих объектов на мигрированных разрезах.



Рис. 3.8. В случае наклонной отражающей границы принцип общей глубинной точки не соблюдается, и точки отражения располагаются на границе вдоль некоторой площадки  $\Delta L$ . При этом нормали к границе в точках отражения не проходят через общую среднюю точку M.

Таким образом, результат миграции разреза ОСТ не является идеалом. Чтобы избежать искажений изображений крутопадающих границ и дифрагирующих объектов используют два способа. Первый из них, остающийся в рамках миграции разрезов ОСТ, включает в себя дополнительную процедуру, называемую частичной миграцией перед суммированием или коррекцией за наклон границы (по-английски, DMO – Dip Move Out), второй - выходит за рамки метода ОСТ и основывается на миграции исходных сейсмограмм. Теоретически показано, что эти два способа в случае несложных скоростных сред могут давать практически близкие результаты.

Коррекция за наклон границы. Поправку за наклон легко выделить, если переписать уравнение годографа отраженной волны на сейсмограмме ОСТ в следующем виде:

$$t(l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{v^2} - \frac{l^2 \sin^2 \varphi}{v^2}}$$
(3.10)

В нем второй член подкоренного выражения правой части ассоциируется с нормальной кинематикой (кинематикой для горизонтальной границы), а третий - с поправкой за угол наклона  $\varphi$  границы. Несмотря на простой вид, выражение (3.10) не удовлетворяет требованиям к поправкам за наклон, хотя бы потому, что оно не предусматривает смещения точек отражения в горизонтальном направлении, что необходимо для сведения точек отражения (рис. 3.8), располагающихся вдоль границы, в общую точку отражения.

Рассматривая коррекцию за наклон, еще раз обратимся к рис. 3.8 и учтем следующие обстоятельства. Во-первых, для временной коррекции за наклон необходим переход от времени отражения для ненулевого удаления  $t_0$ , т.е. времени распространения волны по нормали к границе. Во-вторых, для устранения эффекта «размазывания»  $\Delta L$  общей глубинной точки и точного восстановления положения каждой из точек отражения на наклонной границе, необходимо знать длину нормалей (или время  $t_0$  для этих нормалей) и координаты точек N выхода нормалей на поверхность. Поскольку все эти величины зависят от удаления источник-приемник, предварительно следует определить, что представляют изохроны отражений, если положение источника и приемника не совпадает ( $l \neq 0$ ).

Если расположенные на поверхности точки возбуждения колебаний S и их приема G не совмещены, то можно описать некоторую совокупность точек нижнего полупространства, пути распространения отраженных (или дифрагированных) волн от которых будут одинаковы. Эти точки находятся на эллипсе с фокусами в источнике S и приемнике G:

$$\frac{x^2}{(l/2)^2 + h_0^2} + \frac{z^2}{h_0^2} = 1 , \qquad (3.11)$$

где l/2 – половина удаления (расстояния между фокусами эллипса),  $h_0$  – вертикаль, опущенная из средней точки М, в которой находится начало отсчета координат, до пересечения с эллипсом (малая полуось эллипса). Вертикаль  $h_0$  будет одновременно являться нормалью к горизонтальной границе. В этом случае мы рассматриваем эллипс в (x, z) области.

В предположении, что скорость в среде v постоянна, легко записать уравнение аналога этого эллипса в области (x,  $\tau$ ), когда эллипс будет представлять совокупность отражающих (дифрагирующих) точек в пространстве, времена прихода волн от которых к приемнику будут одинаковы (т.е. уравнение изохроны):

$$\frac{x^2}{(l/2)^2 + h_0^2} + \frac{\tau_0^2}{t_0^2} = 1 , \qquad (3.12)$$

где  $t_0 = 2h_0/v$  – время, исправленное за нормальную кинематику.

На рис. 3.9 показан эллипс (3.11), соответствующий находящимся на удалении l источнику S и приемнику G и касательная к эллипсу наклонная отражающая граница. Нормаль  $h_{\tau} = v\tau_0$  к границе в точке отражения R смещается на  $\Delta L$  относительно нормали  $h_0 = vt_0$ , опущенной на границу из средней точки M. Величина разброса  $\Delta L$  точек отражения вдоль границы зависит от угла наклона границы  $\varphi$ . Для нахождения зависимости  $\Delta L(\varphi)$  опустим две нормали на границу: из источника - SS<sub>R</sub> и приемника - GG<sub>R</sub>. Принимая во внимание подобие треугольников SRS<sub>R</sub> и GRG<sub>R</sub>, можно записать:

$$\frac{\frac{l}{2}\cos\varphi + \Delta L}{\frac{l}{2}\cos\varphi - \Delta L} = \frac{h_0 + \frac{l}{2}\sin\varphi}{h_0 - \frac{l}{2}\sin\varphi}$$

Откуда искомая зависимость имеет вид:

$$\Delta L = \frac{(l/2)^2}{h_0} \sin \varphi \cos \varphi \,. \tag{3.13}$$

Смещение  $\Delta l$  точки N выхода нормали RN на поверхность относительно M будет:



Рис. 3.9. К определению смещения  $\Delta L$  точек отражения вдоль границы в зависимости от ее угла наклона.

Для коррекции за наклон необходимо найти связь между смещением нормали  $\Delta l$  и соответствующим ему значением времени  $\tau_0$ . Это эквивалентно рассмотрению того, как трансформируется эллиптическая изохрона (3.12) при переходе от плоскости ненулевых удалений к плоскости временного разреза (разреза нулевых удалений). Обращаясь к рис. 3.10, где показаны нормали (пунктир) к эллиптической изохроне ненулевого удаления для любых точек отражения R от касательных к эллипсу границ, можно представить, что возможные места выхода N этих нормалей на поверхность ограничиваются расстоянием между фокусами эллипса. Следовательно, с учетом того, что нормали должны занять вертикальное положение, исходная изохрона (3.12) будет трансформирована на плоскости временного разреза в новую эллиптическую изохрону с горизонтальной полуосью l/2:

$$\frac{x^2}{(l/2)^2} + \frac{\tau_0^2}{t_0^2} = 1 . (3.15)$$

Изохрона (3.15) будет представлять эллипс (эллипс DMO – Dip Move Out), проходящий с учетом ввода нормальной кинематики (NMO) через значение времени  $t_0$  и координаты источника S и приемника G. Это значит, что если поместить сейсмический сигнал после ввода нормальной кинематики в точку М' и распределить его вдоль эллипса DMO, то он, попадая на соседние трассы для нулевых удалений, будет иметь на них время, исправленное за наклон границы<sup>\*)</sup>, равное:

$$\tau_0 = t_0 \sqrt{1 - \left(\frac{\Delta l}{l/2}\right)^2} , \qquad (3.16)$$

где  $x = \Delta l$ .

Учитывая, что возможные углы наклона отражающих границ находятся в пределах  $-90^{\circ} \le \varphi \le 90^{\circ}$ , исходя из выражения (3.14), можно определить начальные горизонтальные координаты А и В реальной части эллипса DMO (*называемой еще оператором DMO*) относительно его центра - точки М:

$$\pm x_{\mu} = \pm \Delta l_{\max} = \pm (l/2)^2 / h_0$$
, (3.17)

а подставив выражение (3.17) для координат  $\pm x_{\mu}$  в формулу (3.16) получить начальную временную координату реальной части эллипса DMO:

$$\tau_{0H} = t_0 \sqrt{1 - \frac{(l/2)^2}{h_0^2}} \; .$$

<sup>&</sup>lt;sup>\*)</sup> Подобная операция в нашей литературе получила название эллиптической развертки отражений (ЭРО).

Таким образом в формировании изображения участвует не весь эллипс (точнее полуэллипс) DMO, а ограниченная координатами  $-x_{H}$ ,  $\tau_{0H}$  и  $x_{H}$ ,  $\tau_{0H}$  его часть, представляющая дугу между точками A и B, показанную на рис. 3.10 жирной кривой.



Рис. 3.10. К определению эллипса DMO. Изохрона отражения (3.12) для ненулевого удаления представляет эллипс с фокусами в S и G и вертикальной полуосью  $t_0$ . Точки N – выходы на поверхность нормалей (пунктир) для касательных к изохроне границ R с различными углами наклона. Если нормали перевести в вертикальное положение, то концы этих нормалей образуют эллипс DMO. Часть эллипса DMO, реально участвующая в формировании изображения, отмечена жирной дугой.

Анализируя формулы (3.10), (3.14), (3.16) и (3.17) можно определить свойства поправок за наклон (эллипса DMO):

1. Коррекция за наклон, в соответствии с третьим членом подкоренного выражения (3.10), при любых углах наклона не оказывает влияния на данные при нулевых удалениях (*l*=0);

2. Чем круче граница, тем больше величина коррекции за наклон;

3. Область эллипса  $2x_{\mu}$ , участвующая в формировании изображения, согласно формуле (3.17) возрастает с увеличением удаления источникприемник и уменьшением глубины (или времени). Значит, те области сейсмограмм, которые соответствуют большим удалениям и малым временам должны подвергаться наибольшей коррекции за наклон;

4. Согласно формулам (3.14) и (3.16) коррекция за наклон явно не зависит от скорости. Это допущение приемлемо при малых вертикальных градиентах скоростей. Поскольку глубина связана со скоростью, то при больших градиентах скоростей эллипс DMO деформируется, сжимаясь по горизонтали.

Миграция разрезов ОСТ с коррекцией за наклон границ (poststack migration). Рассмотрим принципиальную схему осуществления миграции с использованием коррекции за наклон. Допустим, на трассе сейсмограммы ОСТ существует отражение от находящейся на наклонной границе точки R (рис. 3.11). Соответствующее лучу SRG время отражения *t*, на котором зарегистрирована волна, будет одинаковым для всех точек, лежащих на исходной

изохроне, представляющей эллипс с фокусами в источнике S и приемнике G. Наша задача – использовать принципы методики ОСТ, чтобы получить на изображении правильное положение точки отражения R.

Эта задача решается в следующем порядке. Сначала, в предположении, что граница горизонтальна, во время t вводится нормальная кинематическая поправка (NMO), приводящая ко времени  $t_0$ , которое соответствует на трассе ОСТ двойному времени пробега вдоль луча MR<sub>2</sub>, т.е. действительная точка отражения R оказывается в точке R<sub>2</sub>. Затем делается коррекция за наклон. Для этого точка  $R_2$  переносится в точку  $R_1$  вдоль эллипса DMO на другую трассу, с горизонтальной координатой в точке N. Скорректированное за наклон время в точке R<sub>1</sub>, обозначенное  $\tau_0$ , будет равно времени пробега волны по нормали NR к реальной границе в точке R. Значит, коррекция за наклон приводит к тому, что изображение точки R<sub>1</sub> оказывается на трассе смещенной по отношению к общей средней точке М в направлении восстания (подъема) границы и мы имеем дело с трассой разреза, уже расположенной не точно посредине между источником S и приемником G. Последним шагом является миграция Кирхгофа, согласно которой точка R<sub>1</sub> переносится вдоль миграционной изохроны, являющейся полуокружностью с центром в точке N и радиусом  $\tau_0$ , в правильное положение точки R.



Рис. 3.11. Схема миграции с использованием коррекции за наклон. После поправки NMO точка отражения находится на исходной изохроне ненулевого удаления в положении  $R_2$ , затем перемещается вдоль эллипса DMO в положение  $R_1$  и далее переносится вдоль миграционной изохроны в виде полуокружности в действительную точку отражения R. 1 – исходная изохрона, 2 – эллипс DMO, 3 – миграционная изохрона.

Схему миграции с использованием коррекции за наклон можно представить и другим образом. Используя выражения эллиптической изохроны (3.12) для не совмещенных источника S и приемника G и эллипса DMO (3.15), а также формулу (2.10) для вычисления дифракционных гипербол, можно показать, что эллипс DMO получается как огибающая гипербол, вершины которых располагаются на эллиптической изохроне (рис. 3.12). А это значит, что если отраженный сигнал после ввода нормальной кинематики находится в точке М', то распределив его вдоль эллипса DMO, а затем переместив вдоль соответствующей касательной к эллипсу гиперболы в точку ее вершины, мы получим отраженный сигнал в действительной точке отражения. Заметим отличие миграции трасс ненулевого удаления от миграции трасс нулевого удаления, когда при изохроне в виде окружности соответствующие гиперболы пересекаются в одной точке М' (рис. 3.4).



Рис. 3.12. Взаимоотношение между эллиптической изохроной с фокусами в источнике S и приемнике G и эллипсом DMO. Эллипс DMO образуется дифракционными гиперболами на сейсмограмме OПB, вершины которых находятся на изохроне.

На практике для коррекции за наклон используются разрезы общих удалений (ОУ) после предварительного введения в них поправок NMO. Процесс коррекции за наклон иллюстрируется на рис. 3.13. Исходные трассы разреза ОУ после поправок NMO находятся в средних точках  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$ ,... и для отражающей границы имеют времена  $t_{0i}$ . Построим согласно (3.15) эллипсы DMO с центром в каждой из точек M с вертикальными полуосями  $t_{0i}$  и для заданного удаления *l*. Если также как и в случае миграции Кирхгофа, провести касательную к эллипсам, эта касательная и будет отражающей границей R после ввода поправок за наклон. Заметим, что сигналы, первоначально находящиеся на трассах средних точек M на временах  $t_{0i}$ , перемещаются вверх в сторону подъема границы на соседние трассы, занимающие положения  $N_1$ ,  $N_2$ ,  $N_3$ ,... Соответствующие точки касания границы с эллипсами имеют меньшие времена, равные  $\tau_{0i}$ .

Таким образом, если ввод кинематических поправок, в том числе и нормальной кинематики (NMO) – процесс, который оперирует с индивидуальными трассами сейсмограмм, двигая отражения по времени вдоль этих трасс, то при DMO коррекции информация с одной сейсмограммы переносится на трассы соседних сейсмограмм в сторону подъема границ. Поэтому DMO - похожий на миграцию предварительный процесс переноса информации на другие трассы перед окончательной миграцией - иногда и называют *частичной миграцией*.

Коррекцией за наклон каждый из разрезов ОУ полностью приводится к разрезу нулевого удаления. Значит, появляется возможность сложить все трансформированные к нулевым удалениям разрезы ОУ, а затем суммарный разрез, представляющий собой действительный разрез нулевых удалений, мигрировать как обычно, используя, например, миграцию Кирхгофа.



Рис. 3.13. Коррекция за наклон разреза ОУ. В средних точках  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$ ,... помещаются центры эллипсов DMO, вертикальные полуоси которых  $t_{0i}$ , а горизонтальные - одинаковы и равны l/2. Огибающая эллипсов, касающаяся их в точках с координатами  $N_1$ ,  $N_2$ ,  $N_3$ ,..., определяет положение границы R после коррекции за наклон.

Другим альтернативным направлением является пересортировка откорректированных за наклон разрезов ОУ в сейсмограммы, относящиеся к последовательным точкам ОСТ по профилю. Поскольку изображения границ на всех разрезах ОУ одинаковы, то получаемые после DMO коррекции *оси синфазности отражений на сейсмограммах связаны только с общими точками отражения (ОТО)*, находящимися в местах нормального падения волны на каждую из границ. Поэтому на таких сейсмограммах, получивших название *сейсмограмм ОТО*, разброс точек отражения вдоль наклонных границ, свойственный сейсмограммам ОСТ (рис. 3.8), полностью исключается. Данные, получаемые в виде сейсмограмм ОТО, имеют и другие преимущества. Они дают возможность провести повторный скоростной анализ, при котором зависимость скорости от наклона границ уже устранена, и создать условия для синфазного суммирования отраженных волн. При этом исчезает двойственность интерпретации скоростных спектров, вызванная описанным выше «конфликтом углов» от наклонных границ и уточняются первоначальные скорости, полученные до DMO коррекции. Для извлечения уточненных скоростей в сейсмограммы ОТО вводятся поправки NMO, обратные тем, которые вводились до коррекции за наклон. Затем проводится повторный скоростной анализ и полученные новые скорости используются для повторного ввода NMO кинематики перед окончательным суммированием трасс сейсмограмм ОТО, а также как уточненные миграционные скорости.

Таким образом, действительное приведение сейсмической информации к нулевому удалению для любых углов наклона границ осуществляется не одной операцией ввода кинематических поправок, а последовательным применением двух операций NMO и DMO. Поэтому эти две процедуры иногда объединяют под общим названием *миграции к нулевому удалению* – MZO (*migration to zero offset*):

MZO = NMO + DMO.

В обобщенном виде окончательная трансформация сейсмограмм в рамках метода ОСТ с учетом коррекции за наклон (для получения соответствующих геологии мигрированных сейсмических разрезов) может быть представлена в таком порядке:

Сейсмограммы OCT  $\rightarrow$  NMO  $\rightarrow$  DMO  $\rightarrow$  Суммирование OTO  $\rightarrow$  Миграция

Однако, если рассматривать этот процесс более подробно, включая скоростной анализ, то он может быть осуществлен в следующем варианте:

Сейсмограммы OCT  $\rightarrow$  Скоростной анализ 1  $\rightarrow$  NMO<sub>1</sub>  $\rightarrow$  Разрезы OV  $\rightarrow$  $\rightarrow$  DMO  $\rightarrow$  Сейсмограммы OTO  $\rightarrow$  NMO<sub>-1</sub>  $\rightarrow$  Скоростной анализ 2  $\rightarrow$  $\rightarrow$  NMO<sub>2</sub>  $\rightarrow$  Суммирование OTO  $\rightarrow$  Миграция

Здесь индексы относятся к номерам скоростных анализов, а NMO<sub>-1</sub> – процедура исключения нормальных кинематических поправок (обратная NMO<sub>1</sub> коррекция).

## 3.2. МИГРАЦИЯ СЕЙСМОГРАММ

Другим, более современным подходом является непосредственное использование для целей миграции исходных сейсмических данных – сейсмограмм. Это означает, что в противоположность рассмотренному выше процессу *миграции после суммирования (poststack migration)*, миграция сейсмограмм предшествует суммированию трасс. Поэтому миграция сейсмограмм имеет еще и другое название – *миграция до суммирования (prestack migration*), которое мы также будем употреблять. Преимущества миграции сейсмограмм состоит в том, что она, унаследовав все положительные стороны метода ОСТ и последующей миграции его данных – скоростной анализ, кинематическую коррекцию, суммирование трасс сейсмограмм, позволяет более тщательно и детально учитывать скоростную модель среды. При этом, помехи, в том числе и кратные волны, также как и в методе ОСТ, подавляются как при суммировании трасс мигрированных сейсмограмм, так еще и на предварительной стадии обработки, используя различные методы пространственно-временной фильтрации.

При рассмотрении миграции разрезов ОСТ используются простые закономерности поведения миграционных скоростей – скорости считаются постоянными или характерными для горизонтально-слоистой среды. В последнем случае, применяя среднеквадратические ( $V_{RMS}$ ) скорости, говорят лишь о возможности учета вертикального градиента скоростей. Простейший вариант, называемый *временной миграцией сейсмограмм*, основан на аналогичных возможностях учета только вертикального градиента скоростей. Преимущества временной миграции сейсмограмм до суммирования перед временной миграцией после суммирования заключается в том, что первая основана на более локальном определении миграционных скоростей, что приводит к лучшей фокусировке изображений.

Однако в реальности, мощности геологических слоев и скорости в них меняются по горизонтали, что делает необходимым учитывать не только вертикальный, но и горизонтальный градиент скоростей. Как будет показано ниже, все способы временной миграции – после суммирования или до суммирования, основанные на учете только вертикального градиента скоростей, в условиях горизонтальных градиентов скоростей не могут дать правильных результатов. Миграция, основанная на учете не только вертикального, но и горизонтального градиента скоростей, называется *глубинной миграцией*. Ниже, применительно к миграции сейсмограмм, рассматриваются по отдельности оба указанных способа - временной и глубинной миграции.

## 3.2.1. Временная миграция сейсмограмм

Временная миграция до суммирования может выполняться по сейсмограммам с сортировкой трасс по различным признакам. Мы остановимся на принципах миграции сейсмограмм применительно к случаю ОПВ, затем рассмотрим практические реализации миграции до суммирования, в основу которых положены сейсмограммы (разрезы) ОУ.

Миграция сейсмограммы ОПВ. Для миграции сейсмограмм ОПВ, как и разрезов ОСТ, применим дифракционный подход, основанный на принципе Кирхгофа. Точка дифракции отображается на сейсмограмме в виде дифракционной гиперболы. Поскольку каждую точку границы можно считать источником вторичной (дифрагированной) волны, то мы можем представить соответствующую этой среде сейсмограмму, как суперпозицию (результат наложения) дифракционных гипербол. Следовательно, процесс миграции

сейсмограммы должен осуществлять обратный процесс - стягивать дифракционные гиперболы в точки. Если просуммировать значения амплитуд трасс сейсмограммы ОПВ в местах их пересечения с вычисленной дифракционной гиперболой и суммарную амплитуду поместить в вершину гиперболы, то можно получить правильное изображение среды в этой точке. Значит, повторяя операцию суммирования по дифракционным гиперболам для всех точек матрицы сейсмограммы ОПВ, (расположенных по вертикали с шагом дискретизации по времени, а по горизонтали с шагом трасс сейсмограммы), мы получим изображение среды в виде мигрированной сейсмограммы, как совокупности неоднородностей, являющихся точками дифракции. При этом должны отображаться как отдельные локальные неоднородности, вызывающие рассеяние сейсмических волн (различные включения, зоны разрывных нарушений и пр.), так и упорядоченные неоднородности - сейсмические границы, каждую из которых можно рассматривать как последовательность дифрагирующих объектов, изображения которых сливаются в гладкую непрерывную границу.

Основой для расчета дифракционной гиперболы на сейсмограмме ОПВ служит уравнение (2.10), в котором в качестве скорости v используют  $V_{RMS}$ . Это уравнение в задачах миграции получило название *«уравнения двойного квадратного корня»*. Отметим физический (геометрический) смысл каждого из членов уравнения (2.10). Первый член определяет время распространения волны от источника S до точки дифракции D, второй – непосредственно форму дифракционной кривой. Заметим также, что оба члена, как и их сумма, описывают гиперболические кривые.

Рассмотрим, как можно представить миграцию отражения, зафиксированного на сейсмограмме ОПВ. На рис. 3.14 приведена лучевая схема отражения от наклонной границы R и соответствующий ему гиперболический годограф t(l) для этой сейсмограммы. Рассмотрим совпадающие с границей точки дифракции, например точки 1..11, расположенные в местах отражения лучей от границы. Рассчитанные по формуле (2.10) дифракционные гиперболы с вершинами, расположенными над этими точками, касаются годографа отраженной волны, как это показано на рис. 3.14. Соберем вдоль каждой из дифракционных гипербол амплитуды с трасс сейсмограммы, просуммируем амплитуды и соответствующие суммы отнесем к вершинам этих гипербол. Заметим, что в вершины гипербол будет собираться амплитудная информация, свойственная годографу отражения t(l), только из области его касания с дифракционными гиперболами, так как в остальных местах амплитуды на трассах сейсмограммы равны нулю. Поскольку вершины дифракционных гипербол также лежат на гиперболе (отмеченной пунктиром), соответствующей первому члену выражения (2.10), то для получения изображения границы в виде последовательности точек дифракции необходимо исключение этого члена. Это легко сделать путем кинематической коррекции, поскольку известны удаления  $l_D$  от источника S и глубины h точек дифракции (рис. 2.6), по которым можно рассчитать время прихода волны от источника к каждой точке дифракции и вычесть его из времени для вершины соответствующей гиперболы. В результате будет получено изображение мигрированной границы R во временной области, показанное на рис. 3.14, как  $R_1$ .



Рис. 3.14. Кинематическая схема миграции наклонной отражающей границы на сейсмограмме ОПВ. Вершины дифракционных кривых, касающихся годографа t(l) отраженной волны, находятся над точками дифракции 1...11, расположенными в местах отражения лучей от границы *R*. Через вершины дифракционных гипербол проходит гипербола (пунктир), кинематическая коррекция которой позволяет получить мигрированное изображение границы  $R_1$ .

Выше отмечено, что суммирование сигналов вдоль дифракционных гипербол эквивалентно распределению отраженных сигналов вдоль изохрон. Покажем, как можно построить границу R по сейсмограмме ОПВ при помощи изохрон. В данном случае изохронами будут не окружности, а эллипсы, описываемые уравнением (3.12), поскольку координаты источника и приемников не совпадают. Одним из фокусов каждого из эллипсов (изохрон) является координата источника S, вторым фокусом - координата приемника G. В точках приема будем последовательно отсчитывать времена по годографу отраженной волны t(l) (например, на рис. 3.14) и строить соответствующие изохроны с фокусами в точке S и в каждой из координат приема G (рис. 3.15). В результате получим семейство изохрон, касательная (огибающая) к которым и будет представлять во временном масштабе построенное по сейсмограмме ОПВ изображение искомой границы  $R_1$ .



Рис. 3.15. Кинематическая схема миграции наклонной отражающей границы по сейсмограмме ОПВ с использованием эллиптических изохрон с фокусами в источнике S и в пунктах приема G.

**Миграция разрезов одинаковых удалений**. Практическую реализацию временной миграции до суммирования очень часто осуществляют в варианте миграции разрезов общих удалений (ОУ). Как отмечалось выше, разрезы ОУ могут быть получены путем пересортировки трасс сейсмограмм ОСТ, по которым сделан предварительный скоростной анализ. Миграция Кирхгофа каждого из разрезов ОУ осуществляется с учетом того, что форма дифракционных кривых на этих разрезах зависит от величины удаления. Применительно к разрезу ОУ уравнение дифракционной кривой от точки D, находящейся на глубине  $h_0 = v\tau/2$  (рис. 3.16а), можно записать в форме «уравнения двойного квадратного корня» следующего вида:

$$t(x_G) = \frac{1}{v}\sqrt{x_G^2 + h_0^2} + \frac{1}{v}\sqrt{(x_G + l)^2 + h_0^2} , \qquad (3.18)$$

где  $x_G$  – координата приемника G на разрезе ОУ, относительно проекции  $x_0$  точки дифракции на поверхность и l – величина удаления приемника G от источника S. Чтобы лучше проследить характер изменения дифракционных кривых в зависимости от величины удаления, представим поверхность, объединяющую эти вычисленные по формуле (3.18) и соответствующие различным значениям l кривые (рис. 3.16б). Эта поверхность получила в литературе название «пирамиды Хеопса». Она является симметричной относительно своей вершины, а ее основание имеет квадратную форму. Жирными линиями вдоль оси x показаны дифракционные кривые для четырех дискретных значений удалений l. Только одна из дифракционных кривых для l=0 (оставим обозначение  $x_G$  за координатой совмещенных приемника и источника) является гиперболой, которая определяется формулой:

$$t(x_G) = \frac{2}{v} \sqrt{x_G^2 + h_0^2} \quad . \tag{3.19}$$

Дифракционные кривые для удалений *l*≠0 симметричны, но гиперболами не являются.

В принципе для получения мигрированного изображения в точке *D* необходимо собрать амплитудную информацию вдоль всей поверхности пирамиды и поместить суммарную амплитуду в вершину пирамиды с координатой  $(x_0, l=0)$ . Из-за дискретности величин удалений задача сбора амплитудной информации в вершину пирамиды решается в два шага. Сначала с учетом предварительного скоростного анализа проводится миграция разрезов ОУ, в процессе которой амплитудная информация собирается вдоль каждой из дифракционных кривых (3.18), вычисляемых по отдельности для разрезов ОУ различных удалений, суммируется, и соответствующие результаты суммирования помещаются в точки вершин каждой из этих кривых. В свою очередь, эти точки вершин располагаются на ортогональной к указанным дифракционным кривым гиперболе, находящейся в вертикальной плоскости, проходящей через  $x_0$ . Поэтому на втором шаге амплитудная информация собирается в точку вершины удалений, суммируется и результат помещается в точку вершины этой гиперболы, находящуюся на разрезе нулевых удалений и совпадающую с вершиной пирамиды.



Рис. 3.16. Поведение дифракционных кривых, используемых для миграции Кирхгофа разрезов общих удалений (ОУ): а – схема лучей для вывода уравнения (3.18) при постоянном значении удаления *l*; б – поверхность («пирамида Xeonca»), описывающая изменение дифракционных кривых для разрезов равных удалений. Жирными линиями показаны дифракционные кривые для разрезов четырех удалений и ортогональная гипербола, проходящая через вершины этих кривых.

На практике описанные выше операции осуществляются следующим образом. На первом этапе получают мигрированные разрезы ОУ для разных удалений, которые затем пересортировываются в сейсмограммы, относящиеся к координатам общих средних точек сейсмического профиля. Такие сейсмограммы получили название *мигрированных сейсмограмм*. Основной особенностью мигрированной сейсмограммы является то, что на ней зафиксированы отражения от последовательности общих точек отражения, расположенных на одной вертикали, относящейся к координате ОСТ. Этим мигрированные сейсмограммы отличаются от сейсмограмм ОТО, информация на которых хотя и относится к общим точкам отражения для каждой из границ, но эти общие точки отражения из-за различия в наклонах границ реально могут соответствовать на профиле различным горизонтальным координатам ОСТ.

На втором этапе необходимо произвести NMO коррекцию мигрированных сейсмограмм. Повторному определению скоростей для получения NMO поправок способствует то, что скорости вычисляются по гиперболической кривой, выражение для которой можно определить. Действительно, из-за симметрии пирамиды и, следовательно, одинаковости двух ортогональных гипербол, расположенных в вертикальных плоскостях, проходящих через координаты  $x_0$  и l=0 (рис. 3.16б), можно использовать формулу (3.19) первой из гипербол и получить выражение для искомой второй гиперболы. Для этого нужно перейти от глубины  $h_0$  к двойному времени  $\tau=2h_0/v$  по вертикали и заменить  $x_G$  на l. Тогда окончательно для второй гиперболы, находящейся в вертикальной плоскости проходящей через  $x_0$ , получим:

$$t(l) = \sqrt{\tau^2 + \frac{4l^2}{v^2}} \quad . \tag{3.20}$$

Это формула дифракционной гиперболы является основой для проведения скоростного анализа по мигрированным сейсмограммам и уточнения поля миграционных скоростей v, которые фактически являются среднеквадратическими (V<sub>RMS</sub>) скоростями. Преимущество такого скоростного анализа в том, что его проведению не мешает дифракционная энергия, которая предварительно уже стянута в точки в процессе миграции разрезов ОУ. Результаты скоростного анализа позволяют, во-первых, скорректировать форму дифракционных кривых, вычисляемых по формуле (3.18), т.е. повторить операцию трансформации каждого из разрезов ОУ в мигрированные разрезы ОУ и, вовторых, провести последующую кинематическую коррекцию NMO мигрированных сейсмограмм ОСТ. Коррекция NMO с уточненными скоростями приводит к тому, что оси отраженных волн на мигрированных сейсмограммах выполаживаются (становятся горизонтальными). Другими словами, если скоростная модель среды подобрана правильно, то оси отраженных волн на мигрированных сейсмограммах должны быть горизонтальными. На заключительном этапе необходимо просуммировать трассы каждой из последовательно расположенных по профилю мигрированных сейсмограмм. Тогда совокупность суммарных трасс, относящихся к общим средним точкам профиля, будет представлять окончательный мигрированный разрез, т.е. результат временной миграции до суммирования.

Основным достоинством временной миграции до суммирования является возможность получения более точных миграционных скоростей. Это объясняется отмеченным выше различием между сейсмограммами ОТО и мигрированными сейсмограммами. Поскольку на сейсмограммах ОТО собрана информация о точках отражения, расположенных в некотором пространстве, определенные по сейсмограммам ОТО скорости, используемые в качестве миграционных, характеризуют лишь некоторые осредненные значения скоростей в пределах этого пространства. Скорости, определяемые по мигрированным сейсмограммам, характеризуют пространство непосредственно под каждой ОСТ, Это дает возможность локального определения миграционных скоростей для каждого отражения в его мигрированном положении. Таким образом, скоростной анализ мигрированных сейсмограмм позволяет более детально корректировать миграционные скорости и тем самым получать лучше сфокусированные, а значит более качественные изображения.

Окончательная трансформация сейсмограмм в рамках описанного варианта миграции до суммирования может быть представлена в следующей последовательности:

Сейсмограммы ОСТ  $\rightarrow$  Скоростной анализ 1  $\rightarrow$  Разрезы ОУ  $\rightarrow$  $\rightarrow$  Миграция разрезов ОУ<sub>1</sub>  $\rightarrow$  Сейсмограммы ОСТ<sub>1</sub> (мигрированные)  $\rightarrow$  $\rightarrow$  Скоростной анализ 2  $\rightarrow$  Миграция разрезов ОУ<sub>2</sub>  $\rightarrow$ 

 $\rightarrow$  Сейсмограммы OCT<sub>2</sub> (мигрированные)  $\rightarrow$  NMO<sub>2</sub>  $\rightarrow$  Суммирование

Здесь, как и ранее, в качестве индексов используются номера скоростных анализов, необходимых для выполнения соответствующих процедур.

Миграция сейсмограмм и DMO. Выше понятие DMO рассматривалось только применительно к получению сейсмограмм ОТО и в предположении, что эти сейсмограммы должны быть затем просуммированы, а окончательная миграция применена к суммарному разрезу. Это случай миграции после суммирования. Однако рисунки 3.11 и 3.12 показывают, что операция ввода поправок NMO и DMO и последующая миграция для нулевого удаления (вдоль изохроны в виде окружности или соответствующей дифракционной гиперболы) эквивалентна непосредственной миграции вдоль эллиптической изохроны. А это значит, что эти сходные процедуры могут использоваться совместно в общей последовательности процедур обработки.

Наиболее частый вариант сочетания DMO и миграции до суммирования заключается в применении этой процедуры к разрезам ОУ, как показано на рис. 3.13. Ниже приводится вариант последовательности процедур при миграции до суммирования, включающий DMO:

Сейсмограммы ОСТ  $\rightarrow$  Скоростной анализ 1  $\rightarrow$  NMO<sub>1</sub>  $\rightarrow$  Разрезы ОУ  $\rightarrow$  $\rightarrow$  DMO  $\rightarrow$  Миграция разрезов ОУ<sub>1</sub>  $\rightarrow$  Сейсмограммы ОСТ (мигрированные)  $\rightarrow$  NMO<sub>-1</sub>  $\rightarrow$  Скоростной анализ 2  $\rightarrow$  NMO<sub>2</sub>  $\rightarrow$  Суммирование  $\rightarrow$  Демиграция<sub>1</sub>  $\rightarrow$  Миграция<sub>2</sub>

В этой последовательности следует пояснить необходимость процедур демиграции и окончательной миграции. Мигрированный разрез после процедуры ввода кинематики NMO<sub>2</sub> и суммирования трасс мигрированных сейсмограмм уже имеется, но он получен со скоростями первого скоростного анализа. Если в процессе второго скоростного анализа скорости уточнены, то разрез нужно перемигрировать с новыми скоростями. Перемиграцию можно выполнить в два шага. Сначала осуществляется демиграция, физический смысл которой противоположен миграции Кирхгофа. Вершины вычисленных по данным первого скоростного анализа дифракционных гипербол последовательно размещаются в каждой точке мигрированного разреза. Амплитуды разреза, соответствующие вершинам каждый раз «размазываются» вдоль дифракционных гипербол, что противоположно, «стягиванию» амплитудной информации вдоль гипербол к их вершинам при миграции. При этом амплитуды в вершинах, попадающие на каждую из трасс уменьшаются пропорционально числу трасс, пересекаемых гиперболой. Полученный таким образом немигрированный временной разрез, являющийся промежуточным результатом, на последующем шаге повторно мигрируется с использованием данных обновленного второго скоростного анализа для получения окончательного результата.

Временная миграция и распределение скоростей. Вопросы, связанные с результатами миграции разрезов ОСТ и результатами миграции сейсмограмм, рассматривались выше в предположении, что скорость в среде постоянна. При постоянстве скорости можно предположить, что все способы временной миграции - миграция после суммирования, миграция до суммирования с применением DMO - будут на выходе давать одинаковые результаты. Ситуация меняется при наличии вертикального градиента скоростей.

Выше мы отмечали, что поправка DMO не зависит от скорости. Однако, влияние вертикального градиента скоростей на DMO оказывается очень сильным. Как только скорость становится зависимой от глубины, эллипс DMO начинает сжиматься по горизонтали, что приводит к искажению результатов. Следовательно, как в процессе временной миграции после суммирования, так и до суммирования, применение DMO считается допустимым, если только вертикальный градиент скоростей невелик. Отсюда следует, что в условиях достаточно сильных вертикальных градиентов скоростей преимущество имеют способы миграции до суммирования, в которых процедура DMO отсутствует.

И, наконец, сравнивая временную миграцию после суммирования и до суммирования, можно констатировать, что основным достоинством последней по сравнению с использованием DMO является возможность более детальной и точной корректировки миграционных скоростей, а это позволяет получать лучше сфокусированные и значит более качественные изображения сравнению с временной миграцией после суммирования.

## 3.2.2. Глубинная миграция сейсмограмм

Рассмотренная выше временная миграция основана на применении среднеквадратических ( $V_{RMS}$ ) скоростей, использование которых предполагает, что среда горизонтально-слоистая. Другими словами, можно сказать, что временная миграция дает возможность учитывать только вертикальный градиент скоростей. Такая, принятая для временной миграции модель, является внутренне противоречивой и парадокс состоит в том, что в случае горизонтальнослоистой среды миграция вообще не нужна.

Реальные геологические среды, как правило, далеки от горизонтальнослоистых сред. Они представлены несогласно залегающими толщами, мощности и скорости в которых изменяются по горизонтали. Наиболее представительными в этом отношении являются области разрывной тектоники и надвигов, а также области солянокупольной тектоники. В этом случае при миграции должен учитываться не только вертикальный, но и горизонтальный градиент скоростей. Способы миграции, позволяющие учитывать горизонтальный градиент скоростей, получили название глубинной миграции.

В основе глубинной миграции лежит использование глубинноскоростной макромодели или, что, то же самое, толсто-слоистой скоростной модели среды. Эта модель характеризует изменение так называемых интервальных скоростей в горизонтальном и вертикальном направлениях, т.е.  $V_{uhm}(x,z)$ . Фактически, глубинно-скоростная модель определяется двумя наборами параметров – интервальными скоростями в слоях и конфигурацией границ между слоями.

Формально, интервальная скорость  $V_{uhm}$  – это осредненное значение скорости распространения волны в некотором глубинном интервале необязательно одновозрастных или однотипных по литологии пород. Поскольку модель толсто-слоистая, то реальная мощность таких интервалов может достигать нескольких сот метров, поэтому эти интервалы иногда удобно называть толщами. Интервальная скорость в этом случае, определяется между кровлей и подошвой толщи, которые выделяются обычно, как хорошо прослеживающиеся сейсмические горизонты. Однако это не исключает, что в пределах толщи скорости могут иметь вертикальный градиент, который изменяется по горизонтали.

Фундаментальное отличие между временной и глубинной миграцией может быть лучше объяснено, используя миграцию Кирхгофа, основанную на суммировании по дифракционной кривой. При такой миграции, суммируются амплитуды снятые вдоль дифракционных кривых, и результаты суммирования относятся к вершинам этих кривых. Эта процедура, если применять временную миграцию, использует скорости  $V_{RMS}$  для каждой точки среды и предполагает дифракционную кривую гиперболической. Если реальная скоростная модель изменяется по горизонтали, то, как показано на рис. 3.17а, основанная на  $V_{RMS}$  скоростная модель не пригодна для точного описания геометрии дифракционной кривой, поскольку она игнорирует преломление лу-

чей на сейсмических границах. В противоположность временной миграции, глубинная миграция не связана с любым из гиперболических предположений. Она использует глубинно-скоростную модель для трассирования лучей от точки дифракции до поверхности, учитывая преломление лучей на промежуточных границах (рис. 3.17б), и предполагает, что дифракционная кривая для каждой точки среды рассчитывается точно. В этом случае, согласно миграции Кирхгофа, можно просуммировать амплитуды, снятые вдоль этих вычисленных дифракционных кривых и отнести результат к точке дифракции.



Рис. 3.17. Различия в расчете лучей от точки дифракции *D*: а - для RMS модели, принимаемой при временной миграции, лучи прямолинейны; б - для модели интервальных скоростей - лучи преломляются на промежуточных границах.

В случае, если глубинно-скоростная модель правильна, лучшее результирующее изображение достигается при глубинной миграции по сравнению с временной. Результаты временной и глубинной миграции могут отличаться различным положением осей синфазности по горизонтали и качеством изображения. Преимущества глубинной миграции можно показать на следующем примере. На рис. 3.18,а показана двухслойная глубинно-скоростная модель среды с наклонной границей между слоями. Лучи, исходящие из точки дифракции D, находящейся во второй среде, преломляются на границе и соответствуют дифракционной кривой на поверхности, не являющейся гиперболой. Среди лучей выделим один луч, который выходит по нормали к поверхности. Это самый «быстрый» луч, время пробега вдоль которого является минимальным. Этот луч называется лучом изображения и он используется при глубинной миграции для получения правильных координат точек дифракции. Во всех случаях, когда лучи изображения отклоняются от вертикали, границы при временной миграции смещаются по горизонтали от правильного положения. Это отклонение вызвано тем, что при временной миграции преломление луча изображения на промежуточной границе не учитывается и координаты точки дифракции определяются по вертикали под вершиной дифракционной кривой. В результате изображение точки дифракции D смещается по горизонтали в неправильное положение  $D_I$  (рис. 3.18б). Погрешности позиционирования отражений возрастают пропорционально наклону границ и контрастам скоростей на границах. Так, оценки для областей солянокупольной тектоники, где наклоны превышают 70 градусов, показывают, что ошибки позиционирования по горизонтали могут превышать 200 м, а это может повлиять на выбор положения скважин и определение потенциала резервуаров. Кроме того, поскольку при временной миграции суммирование ведется по гиперболической дифракционной кривой, отличающейся от реальной, то изображение точки дифракции  $D_I$  оказывается недостаточно сфокусированным. Таким образом, поведение луча изображения и качество фокусировки определяют, какая из миграций - временная или глубинная - должна быть выполнена, а оценка горизонтального сдвига между точками D и  $D_I$  указывает на величину горизонтального градиента скоростей. Однако из рис. 3.18 ясно, что отмеченные недостатки временной миграции должны исключаться при замене ее глубинной миграцией.



Рис. 3.18. Искажения положения и фокусировки точки дифракции при временной миграции: а - глубинно-скоростная модель, лучи из точки D и дифракционная кривая. Луч изображения показан жирной линией; б горизонтальная координата изображения точки дифракции  $D_1$  при временной миграции не совпадает с истинным положением точки D, а ее изображение расфокусируется.

Использование лучей изображения позволяет частично компенсировать отмеченные недостатки позиционирования, преобразовывая результаты временной миграции, в каком бы варианте она не выполнялась - в виде миграции после суммирования или миграции до суммирования - в глубинные разрезы, путем осуществления глубинной миграции. Глубинная миграция таких разрезов, получившая название *глубинной миграции после суммирования*, заключается в их коррекции путем растяжения и искривления трасс мигрированного временного разреза вдоль лучей изображения, перпендикулярных к поверхности наблюдений. Используя глубинно-скоростную модель, эти лучи трассируются вниз, преломляясь на границах глубинно-скоростной модели с учетом закона Снеллиуса. В силу их вертикальности в верхнем слое, лучи изображения от точек дифракции, относящихся к разным границам, совпадают друг с другом и для построения этих точек достаточно протрассировать единственный луч, выходящий вертикально из каждой точки на поверхности вплоть до максимальной глубины. При этом амплитуды трасс наносятся вдоль рассчитанных лучей, и в результате получается глубинный разрез.

Результат глубинной миграции после суммирования обладает двумя недостатками. Во-первых, те ошибки, которые возникли на этапе временной миграции, связанные с отклонением реальной кинематики от гиперболической, уже невозможно компенсировать последующей глубинной миграцией. Во-вторых, результат любой глубинной миграции весьма чувствителен к заданию глубинно-скоростной модели. А в процессе выполнения глубинной миграции после суммирования возможности контроля правильности задаваемой модели отсутствуют, особенно в сложных в структурном отношении областях, где такой контроль наиболее необходим. Поэтому глубинную миграцию после суммирования практически не используют. Основным вариантом глубинной миграции является глубинная миграция сейсмограмм (*глубинная миграция до суммирования*), которая не связана с гиперболической кинематикой и сама позволяет в процессе выполнения процедуры миграции получить глубинно-скоростную модель среды.

**Принципы глубинной миграции сейсмограмм**. Обсуждая глубинную миграцию до суммирования, будем, как и ранее, руководствоваться принципами миграции Кирхгофа, хотя это не единственный способ ее осуществления. Несмотря на внешнюю схожесть, основы временной и глубинной миграций сейсмограмм существенно отличаются по двум причинам:

• При временной миграции сейсмограмм лучи, исходящие из точек дифракции, принимаются прямолинейными и суммирование амплитуд трасс происходит вдоль дифракционных гипербол. Глубинная миграция рассматривает более сложную глубинно-скоростную модель и использует не прямолинейные, а реальные с учетом преломления криволинейные лучи от источника к точке дифракции и от этой точки до приемника. Следовательно, рассчитываются реальные времена прихода волн из каждого источника к приемнику для каждой точки среды, которая находится в пределах мигрированного изображения. Поэтому выполнение глубинной миграции сейсмограмм гораздо более сложно и ёмко с точки зрения объемов вычислений.

• При временной миграции накапливание амплитуд производится во временной области, при глубинной миграции процедура накапливания осуществляется в глубинной области.

Рассмотрим глубинную миграцию сейсмограмм, также как и временную, в двух вариантах - миграции сейсмограмм ОПВ и миграции разрезов ОУ.

Допустим при источнике в точке S, приемниками G(l) зафиксирована сейсмограмма ОПВ над глубинно-скоростной моделью, представленной на рис. 3.19а. Целью является получение изображения точки D, т.е. определение амплитуды в этой точке на мигрированной сейсмограмме. На рис. 3.19а показаны также лучи, протрассированные с учетом преломления на границах модели. Падающий луч из источника S в точку D соответствует общему для всех трасс сейсмограммы времени  $t_S$ , а уходящие вверх от точки D к приемникам G(l) лучи соответствуют индивидуальным временам  $t_G(l)$ . Полное время распространения волны вдоль лучей от источника S к точке D и далее от этой точки к приемникам G(l) будет равно  $t_S + t_G(l)$  и оно будет определять изображенную вверху дифракционную кривую от точки D. Эта кривая не является гиперболой и горизонтальная координата B минимума кривой не совпадает с точкой D.

Глубинная миграция до суммирования Кирхгофа осуществляется в глубинной области. Это значит, что амплитуды, соответствующие на различных трассах сейсмограммы временам, определяемым дифракционной кривой, суммируются в глубинной точке D. Другими словами, для каждой трассы, зарегистрированной в точке G(l) от источника S, вычисляются времена  $t_S + t_G(l)$ , соответствующие дифракционной кривой от точки D, и затем снятые на этих временах значения амплитуд переносятся в эту точку. Таким образом, в точке D будет суммироваться N амплитудных значений, равных числу трасс сейсмограммы находящихся в пределах заданной апертуры. При этом каждое из этих значений амплитуд будет соответствовать своему удалению l от источника.

Очевидно, что если лучи и соответствующие им времена  $t_S + t_G(l)$  вычислены правильно, то амплитуды, попадающие в точку D, будут определены точно и их сумма даст оптимальное мигрированное изображение этой точки. Если времена  $t_S + t_G(l)$  вычислены неправильно, то в точку D попадут амплитуды, соответствующие энергии отражений от других точек глубинного разреза и изображение точки D после суммирования амплитуд будет искаженным. Основной причиной вычисления неправильных времен прихода и появления соответствующих амплитудных искажений мигрированного изображения служат ошибки задания глубинно-скоростной модели, а также возможные погрешности лучевого трассирования.

Далее положим, что вдоль некоторой вертикали глубинного разреза (совпадающей с положением приемника, чтобы не изменять положения трасс сейсмограммы ОПВ после ее миграции) задан набор точек дифракции с шагом  $\Delta z$  по глубине (например, 4 м). Повторим описанные выше операции для каждой из этих точек. Вычислим лучи из каждой точки на вертикали к источнику и к каждому из находящихся в пределах апертуры приемников. Определим суммарные времена прихода волны вдоль лучей из источника к каждой из этих точек и от них к приемникам и в соответствии с этими временами отнесем к каждой глубинной точке амплитуды с соответствующих сейсмических трасс. Тогда в результате суммирования амплитуд, относящихся к последовательным точкам вертикали, будет сформирована одна трасса глубинной мигрированной сейсмограммы с шагом дискретизации 4 м, находящаяся на удалении *l* от источника.



Рис. 3.19. К глубинной миграции сейсмограмм. Трассирование лучей от точки дифракции *D* к источнику и приемникам через трехслойную глубинноскоростную модель и соответствующая негиперболическая дифракционная кривая времен прихода: а – для сейсмограммы ОПВ, б – для разреза ОУ.

Если точки дифракции с таким же шагом  $\Delta z$  располагать по вертикали под каждым приемником сейсмограммы ОПВ и выполнить для каждой из них все описанные выше операции, то мы получим набор трасс, представляющий сейсмограмму ОПВ после глубинной миграции. Вертикальным масштабом этой сейсмограммы является глубина, а по горизонтали, как обычно, распределены трассы, характеризующиеся удалениями *l*. Таким образом, обычная временная сейсмограмма ОПВ A(t,l) трансформируется в глубинную мигрированную сейсмограмму ОПВ A(z,l). Затем глубинные мигрированные сейсмограммы ОПВ пересортировываются в глубинные мигрированные сейсмограммы ОПП. Такие сейсмограммы называются сейсмограммами общей точки изображения (или упрощенно - сейсмограммами изображения). Так как трассы различных глубинных сейсмограмм ОПВ, относящиеся к общему приемнику, должны быть идентичными, то все оси синфазности отражений на сейсмограмме изображения должны быть горизонтальными. Если оси синфазности негоризонтальны, то это свидетельствует о задании неправильной глубинно-скоростной модели среды. Степень негоризонтальности осей синфазности на сейсмограммах изображения, как показано ниже, может служить для оценки правильности глубинно-скоростной модели с целью ее последующего уточнения.

Принципы глубинной миграции разрезов ОУ практически мало отличаются от миграции сейсмограмм ОПВ. На рис. 3.196 показаны лучи, один - из источника S к точке дифракции D и другой - восходящий из точки D к приемнику G, находящемуся на удалении l от источника. Этот случай соответствует разрезу ОУ. Заметим, что точка дифракции расположена под средней точкой M. Определяя время распространения вдоль лучей и выделяя на этом времени амплитуду на трассе G, мы помещаем ее в глубинную точку D. Аналогичные операции мы повторяем, осуществляя лучевое трассирование и определяя времена прихода волны для каждой точки вертикали, расположенной под точкой M, и в результате получаем относящуюся к вертикали глубинную трассу разреза ОУ, соответствующую одному удалению от источника.

Вертикальные глубинные трассы, расположенные в общих средних точках получают из каждого разреза ОУ для всех представленных удалений. Таким образом, осуществляется глубинная миграция разрезов ОУ. Затем трассы разрезов ОУ пересортировываются в глубинные мигрированные сейсмограммы, относящиеся к общим средним точкам. Эти сейсмограммы также являются сейсмограммами изображения. Результаты обоих вариантов глубинной миграции - миграции сейсмограмм ОПВ или миграции разрезов ОУ в принципе тождественны и различаются только положением точек на поверхности, к которым относятся сейсмограммы изображения: точкам приема при миграции сейсмограмм ОПВ или общим средним точкам при миграции разрезов ОУ.

На заключительном этапе, если оси синфазности на сейсмограммах изображения горизонтальны, т.е. глубинно-скоростная модель правильна, необходимо просуммировать трассы каждой из последовательно расположенных по профилю сейсмограмм изображения. Тогда совокупность суммарных трасс, относящихся к последовательным ОПП или ОСТ профиля, будут представлять окончательный мигрированный разрез – результат глубинной миграции до суммирования.

**Проблемы определения времен прихода**. При реализации глубинной миграции Кирхгофа обычно используют два метода вычисления времен прихода волны или, что то же самое, определения дифракционной кривой от глубинной точки, в которой рассчитывается изображение:

- Лучевое трассирование,
- Численное решение уравнения эйконала (математического выражения принципа Гюйгенса).

Окончательной целью первого метода - лучевого трассирования - является вычисление времен прихода вдоль лучей, проходящих через глубинноскоростную модель. Непосредственно процесс оценки времен прихода определяется, прежде всего, способом задания лучей, процедурой трассирования лучей через глубинно-скоростную модель и расчетом времен прихода волн вдоль лучей. Задание для трассирования лучей можно осуществлять двумя способами. Первый способ - трассирование через глубинно-скоростную модель луча между двумя задаваемыми точками, находящимися в начале и конце луча. Этими точками могут быть положение источника на поверхности и точка дифракции в среде или точка дифракции в среде и положение приемника на поверхности. Второй способ задания – трассирование лучей из заданной точки и для заданного начального угла выхода луча. Такими точками, в которых можно оценить направления лучей, могут быть положения источника или приемника на поверхности, где начальное направление лучей определяется известными лучевыми параметрами, или точки дифракции в среде, когда пучок лучей задается от каждой из них вверх к поверхности с одинаковым шагом по углам между соседними лучами.

Наиболее часто используемый способ вычисления времен прихода, основанный на лучевом трассировании, предполагает, что два луча, соединяющие глубинную точку отдельно с источником и приемником, строятся индивидуально. Каждый из этих лучей трассируется через глубинно-скоростную модель с учетом его изгибов, вызванных изменениями скоростного градиента и преломления на границах модели. Точки пересечения луча с границами модели ограничивают его сегменты, длины которых, деленные на соответствующие скорости в слоях модели, суммируются и определяют время распространения вдоль луча. Общее время прихода вычисляется последующим суммированиям времен вдоль двух лучей – падающего луча от источника к глубинной точке и восходящего луча от глубинной точки к приемнику.

Одной из модификаций лучевого трассирования является использование принципа Ферма, определяющего, что время прихода вдоль луча от одной точки до другой имеет экстремальное значение, которое для большинства физических проблем является минимальным. Луч определяет направление потока энергии, и принцип Ферма может применяться для того, чтобы среди пучка лучей от одной точки до другой выбрать только один луч, который соответствует минимальному времени распространения между этими точками. Упрощенным аналогом использования принципа Ферма можно считать подход, основанный на вычислении *наикратчайшего пути* между источником или приемником на поверхности и точкой в среде. Подобные практические концепции также используются, как один из вариантов вычисления времен вступлений при глубинной миграции Кирхгофа до суммирования.

При простой глубинно-скоростной модели, если скорости в каждом пласте принимать постоянными (при использовании пластовых скоростей), преломление лучей можно осуществлять только на границах модели. Однако при использовании модели интервальных скоростей, допускающей изменение скоростей в пределах пласта, такое упрощение недопустимо. Поэтому лучевое трассирование осуществляется на основе сеточных моделей. Пространство модели делится на ячейки, обычно прямоугольной или треугольной формы. В пределах каждой из ячеек скорость задается постоянной, либо учитывается градиент скорости, обычно вертикальный. В последнем случае луч не только преломляется на границах ячеек, но и плавно изгибается внутри каждой ячейки. Точность лучевого трассирования зависит от размера ячеек. Часто размер ячеек по вертикали меньше, чем по горизонтали. Чем меньше размер ячеек, тем точнее результат трассирования, однако размеры ячеек определяют экономичность расчета лучей.

Проблемы трассирования лучей не являются простыми, т.к. этот процесс может быть неустойчивым. Устойчивость трассирования зависит от сложности форм границ модели, от величины скоростных контрастов на границах модели и от глубинности исследований, поскольку с увеличением глубины ошибки трассирования могут накапливаться. Для большей устойчивости трассирования используют не отдельные лучи, а трассируют пучки лучей (например, трассирование параксиальных лучей или трассирование Гауссовского пучка лучей), контролируя их плотность вдоль волнового фронта. Серьезной проблемой использования лучевого трассирования может служить то обстоятельство, что не всегда существует комбинация лучей, связанная с парами источник-приемник и глубинной точкой. Значит, каждая точка глубинного изображения может освещаться неодинаковое число раз и степень ее освещения (кратность накапливания) зависит от сложности среды выше этой точки. Если использовать аналогию с временными представлениями, то это равносильно тому, что кратность накапливания для каждой точки временного разреза была бы различной. В этом заключается отличие получения изображений в глубинной и временной областях.

В зависимости от геометрии регистрации и сложности глубинноскоростной модели могут быть зоны разреза, которые недостаточно освещены лучами. В этом случае иногда применяют упомянутый выше вид трассирования лучей вверх к поверхности из слабо освещенных точек среды пучками лучей с равными углами между ними. Этот вид трассирования используется в одном из вариантов глубинной миграции Кирхгофа, называемым *миграцией по общим углам отражения*, который позволяет более равномерно освещать объекты, находящиеся под сложно построенными покрывающими толщами.

Второй метод вычисления времен прихода основан на решении уравнения эйконала. Этот метод отличается тем, что опирается не на трассирование лучей, а на вычисление изохрон. Времена рассчитываются непосредственно из уравнения эйконала, которое описывает изменение времен, как функцию положения точки в заданной глубинно-скоростной модели среды.

Результаты вычисления времен прихода методами лучевого трассирования и решения уравнения эйконала не всегда однозначны. В случае простой глубинно-скоростной модели с небольшими горизонтальными градиентами скоростей между двумя точками среды можно провести только один луч и решение проблемы трассирования будет однозначным. Проблема неоднозначности состоит в том, что между точкой на поверхности и другой точкой внутри среды волны могут распространяться не только по одному, а по различным путям. Например, даже в случае простой модели среды, если для оценки времен прихода волн использовать уравнение эйконала, могут вычисляться две волны, приходящие к точке *D* в среде, одна из которых преломленная, имеющая к тому же наименьшее время вступления (рис. 3.20а). Однако, проблема неоднозначности путей наиболее характерна для сложных структурных моделей сред, например, для точек, находящихся ниже покрывающей толщи с сильными горизонтальными изменениями скоростей. Простейший пример такой неоднозначности лучевых путей для среды с соляным куполом приведен на рис. 3.20б. Существующие различия между подходами к определению времен часто означают, что выбраны разные лучи.



Рис. 3.20. Схематическое изображение неоднозначности путей распространения волн: а – из источника S в точку D могут приходить две волны – «быстрая» преломленная волна и «медленная» прямая волна; б – в случае соляного купола в точку D могут приходить волны как проходящие через купол, так и распространяющиеся вне купола.

Рассмотрим еще один пример неоднозначности времен прихода. На рис. 3.21 изображена модель среды, состоящая из трех слоев со скоростями  $v_1$ ,  $v_2$  и *v*<sub>3</sub>. Граница 1 между слоями имеет очень сложную криволинейную форму, вследствие чего дифракционная кривая от точки D осложняется характерными особенностями в виде «петель». Эти «петли» соответствуют только тем местам на поверхности, куда выходит более чем один луч, и отвечающие этим лучам волны имеют разные времена прихода. Таким образом, часть дифракционной кривой как бы уходит на более поздние времена, чем первые вступления, и согласно сейсмической терминологии, находится в последующих вступлениях. Это явление получило название многозначности волновых фронтов. Методы, основанные на решении волнового уравнения, к которым относится и миграция Кирхгофа, в принципе учитывают явления многозначности. Однако, в практических реализациях миграции Кирхгофа, пользующихся упрощенными высокочастотными (лучевыми) приближениями, такая проблема остается. Используя некоторые варианты приблизительного восстановления волнового фронта при помощи отмеченных выше параксиальных лучей, Гауссовских пучков и др., пытаются решить проблему многозначности и приблизится к точному решению. В этом случае говорят о годографе, соответствующем максимальной энергии. Более подробные представления о траектории суммирования см. в Приложении А.

Обычно годограф, вдоль которого будет производиться суммирование, выбирается из трех вариантов времен, используемых для суммирования: первых вступлений, наикратчайших путей или максимальной энергии (амплитуд). В случае несложной тектоники годографы дифракции однозначны и можно выбрать первые два варианта, а в случаях сложных покрывающих толщ и многозначных годографов эти варианты дадут искаженные изображения и целесообразно применять только третий вариант. Таким образом, способ определения времен прихода может оказать существенное влияние на окончательный результат глубинной миграции Кирхгофа.



Рис. 3.21. Глубинно-скоростная модель с проходящими через нее лучами из точки *D* к поверхности и соответствующая этим лучам дифракционная кривая. Сложность границы 1 приводит к образованию «петель» там, где волна от точки дифракции имеет три времени вступления. Многозначность первых вступлений является проблемой для упрощенных подходов к миграции Кирхгофа, основанных на лучевой теории или уравнении эйконала. Кружками обозначена часть годографа первых вступлений без учета его многозначности.

Создание глубинно-скоростной модели. Глубинная миграция осуществляется на основе глубинно-скоростной модели среды, которая представлена отражающими границами и интервальными скоростями между ними. Если глубинно-скоростная модель среды определена точно, то конфигурация границ может быть полностью восстановлена глубинной миграцией. Проблема оценки скоростей слоев с требуемым уровнем точности делают задачу создания глубинно-скоростной модели одной из самых сложных.

Скоростные изменения в пределах среды могут быть представлены как структурно-зависимые и структурно-независимые. Структурно-зависимая модель среды включает геологические толщи с границами, которые характеризуются определенными, выдержанными вдоль границ скоростными контрастами. Обычно структурно - зависимые модели связаны со структурами значительной амплитуды, несогласными толщами и разрывной тектоникой. Характерные примеры такой модели встречаются в областях развития солянокупольной тектоники. Структурно-независимая модель среды включает геологические толщи с границами, которые не обязательно совпадают со скоростными контрастами. Структурно - независимые модели связаны в основном с мало амплитудными структурами или с пологими толщами, в пределах которых могут быть фациальные изменения. Крайним случаем структурнонезависимых моделей могут служить акустически мягкие, слабо консолидированные молодые отложения на акваториях, где скоростные изменения контролируются в основном геодавлением, а не сменой литологии. Существенно, что выбор способов оценки скоростей и конфигурации границ для каждой из этих моделей может различаться.

Все практические методы оценки скоростей слоев основаны на лучевой теории или вычислении времен прихода волн, распространяющихся вдоль лучей, и последующей инверсии этих времен в глубинно-скоростную модель. Под инверсией в данном случае понимается, что все данные об интервальных скоростях извлекаются только из времен прихода сейсмических волн к поверхности.

Основой глубинно-скоростной модели являются достаточно хорошо прослеживаемые горизонты на немигрированных разрезах ОСТ, которые обычно стараются увязать со скважинными данными, что делает возможным последующую корректировку модели по этим данным. С целью уточнения такой увязки, а также в случае сложной конфигурации границ, осуществляют временную миграцию разреза, чтобы отождествить друг с другом отражения, соответствующие протяженным границам. После этого разрез опять демигрируют. Значит, операцию выделения горизонтов можно считать интерпретационным процессом с присущими ему элементами субъективизма. Поэтому, процедуру глубинной миграции, основанную на предварительном построении глубинно-скоростной модели, так и последующем ее уточнении иногда называют интерпретационной обработкой.

Следует отметить, что построение глубинно-скоростной модели является фактически итеративным процессом – любое изменение скоростей должно приводить к изменению конфигурации и положения границ модели. Эта проблема, определяемая как *неопределенность скорость-глубина*, всегда сопровождает процесс создания глубинно-скоростной модели и практически означает, что существует множество моделей, которые, одинаково хорошо удовлетворяя зарегистрированным данным, могут привести к одинаковому эффек-

ту - спрямлению осей на сейсмограммах изображения. Это обстоятельство затрудняет определение приемлемой глубинно-скоростной модели с первого раза. В результате процедура получения модели делиться на два этапа: сначала получают более грубую оценку модели, которую называют *начальной* моделью, а затем уточняют эту модель, добиваясь определения *окончательной* модели, которая считается пригодной для глубинной миграции.

Построение начальной глубинно-скоростной модели. При построении начальной модели применяются два основных подхода: первый – преобразование время-глубина, основанное на интерпретации во временной области и второй – инверсия слоя за слоем, основанная на интерпретации в глубинной области. К первому подходу можно отнести применение способа, в основе которого лежит преобразование Урупова-Дикса, позволяющее формально определить скорость в каждом слое независимо от скоростей в других слоях, и затем сделать последующий пересчет временной модели скоростей в глубинную модель. Ко второму подходу относятся способы послойного определения скоростей сверху вниз. Они состоят из чередования операций оценки скорости первого слоя от поверхности и определения геометрии его подошвы, последующего перехода к оценке скорости во втором слое и определении геометрии подошвы второго слоя и так последовательно для каждого слоя, начиная от поверхности, передвигаясь каждый раз вниз на один слой. К этим способам относится инверсия скоростей ОСТ и когерентная инверсия, а также способ, основанный на анализе сейсмограмм изображения. Отдельно от этих двух подходов можно выделить томографический способ определения скоростей, который в принципе позволяет одновременно оценивать скорости и глубины для всех слоев модели. Для уточнения начальной модели и получения окончательной модели применяются способы, основанные на более точном анализе сейсмограмм изображения, в том числе и с использованием принципов томографии.

*Способ, основанный на преобразовании Урупова-Дикса*. Самый простой способ оценки скоростей слоев – использование преобразования Урупова-Дикса. Это преобразование является обратным соотношению (3.8) и выражает интервальную скорость через среднеквадратические (предельные) скорости:

$$v_n = \sqrt{\frac{V_{RMSn}^2 t_{0n} - V_{RMSn-1}^2 t_{0n-1}}{t_{0n} - t_{0n-1}}} \quad , \tag{3.21}$$

где  $v_n$  – интервальная скорость в пределах слоя, ограниченного n - 1 границей сверху и n-ой границей снизу,  $t_{0n}$  и  $t_{0n-1}$  - соответствующие времена для нормального падения,  $V_{RMSn}$ , и  $V_{RMSn-1}$  - соответствующие среднеквадратические скорости. Уравнение (3.21) исходит из предположений, что границы слоя являются горизонтальными, а удаления, используемые для оценки среднеквадратических ратических скоростей, небольшие, т.е. оси отраженных волн от кровли и по-

дошвы слоя являются гиперболическими. Это значит, что скорости  $V_{RMS}$ , используемые в уравнении (3.21) основаны на предположении о прямолинейности лучей; таким образом, изгиб лучей на границах слоев при использовании преобразования Урупова-Дикса не учитывается. Существенно, что, пользуясь уравнением (3.21), можно оценить отдельно скорость для любого слоя, другими словами, этот способ не требует послойного определения скоростей.

Непосредственное построение границ глубинно-скоростной модели осуществляется двумя путями. В простейшем случае, если горизонтальный градиент скоростей незначителен, построение границ может быть выполнено с использованием вертикальных лучей, т.е. трансформацией масштаба по вертикали в соответствии с интервальными скоростями. В общем случае используется преобразование предварительно полученного мигрированного во временной области изображения в глубинное изображение, используя лучи изображения, что эквивалентно глубинной миграции после суммирования.

Преобразование Урупова-Дикса обычно применяется для первоначальной оценки интервальных скоростей в средах с пологими толщами, в том числе и таких, которые являются структурно независимыми. Однако проблема состоит в том, что оценка скорости ОСТ основана на сходстве с гиперболой годографа ОСТ в предположении о горизонтальной однородности среды. Если выше рассматриваемого слоя существуют горизонтальные скоростные изменения, происходящие в пределах длины расстановки сейсмоприемников, то скорости ОСТ могут изменяться по профилю очень сильно. Это, в свою очередь, влияет на оценки среднеквадратических скоростей и, как следствие, определения интервальных скоростей на основе формулы (3.21) неблагоприятно подвержены этому влиянию. Поэтому построение границ с использованием интервальных скоростей, полученных по формуле (3.21), даже если среднеквадратические, а затем и интервальные скорости предварительно сглажены, может привести к искажению геометрии границ глубинноскоростной модели.

Способы послойного восстановления модели. В качестве входной информации к способам послойной инверсии, кроме выделения горизонтов требуются либо скорости ОСТ вдоль выделенных горизонтов (для инверсии скоростей ОСТ), либо сами сейсмограммы ОСТ (для когерентной инверсии) с целью их последующего анализа.

В основу инверсии скоростей ОСТ и когерентной инверсии положена общая идея. Эта идея, получившая название инверсии слоя за слоем, состоит в чередовании оценок интервальных скоростей и определении геометрии границ для последовательных слоев, начиная с поверхности, и каждый раз перемещаясь вниз, на один слой. Положим, что глубинно-скоростная модель уже была определена для первых n - 1 слоев, и необходимо оценить скорость для n-ого слоя ниже точки ОСТ. Сначала, в пределах выбираемого диапазона постоянных скоростей n-ого слоя, для каждой из скоростей предусматривается

преобразование временного горизонта, связанного с подошвой *n*-ого слоя, в глубинный горизонт, применяя миграцию по нормальных лучам.

Затем, для точек подошвы *n*-ого слоя, используя лучевое трассирование через известную покрывающую глубинно-скоростную модель, включающую *n*-ый слой, выполняют моделирование времен прихода для ненулевых удалений. Моделируемый годограф ОСТ в этом случае негиперболичен, учитывая изгибы лучей на границах слоев и вертикальные скоростные градиенты за счет верхних слоев.

Такие преобразования, включающие миграцию и расчет модельного годографа с различными постоянными скоростями *n*-ого слоя, повторяются многократно, пока скорость ОСТ, вычисленная по смоделированному годографу не совпадет со скоростью ОСТ для реального горизонта. В этом случае постоянная скорость *n*-ого слоя, заданная для расчета модельного годографа, принимается за скорость в этом слое.

Для пояснения сказанного обратимся к рис. 3.176. Положим интервальные скорости  $v_1$  и  $v_2$  для двух верхних слоев известны, как и положение границ 1 и 2 в глубинной области. Необходимо найти скорость  $v_3$  и глубинное положение границы 3, которая также выделена на соответствующем разрезе OCT. Зададимся величиной скорости  $v_3$  и путем миграции по нормальным лучам с учетом скоростей  $v_1$  и  $v_2$  положим, что мигрированная граница 3 занимает положение, показанное на рис. 3.176. Кроме того, нам известны скорости OCT вдоль границы 3. Для каждой точки границы (на рисунке показана одна из них) можно вычислить модельный годограф OCT на поверхности, используя времена вдоль лучей, преломляющихся на промежуточных границах 1 и 2. Если скорости OCT, рассчитанные по модельному годографу, совпадают с реальными скоростями OCT для границы 3, то значение скорости  $v_3$ принимается правильным. Если указанные скорости OCT не совпадают, то необходимо повторить все операции, задав другое значение скорости  $v_3$ .

Различие инверсии скоростей ОСТ и когерентной инверсии состоит лишь в способах оценки совпадения модельного и реального годографов. Так, в отличие от способа инверсии скоростей ОСТ, где происходит сравнение расчетных скоростей ОСТ непосредственно с реальными скоростями ОСТ, определенными по горизонтальным спектрам, в способе когерентной инверсии, руководствуясь модельными годографами, на сейсмограммах ОСТ выделяется узкое временное окно, в пределах которого определяется подобие трасс. Скорость в испытываемом слое считается выбранной правильно, когда подобие трасс в окне максимально, т.е. ось синфазности от подошвы слоя на сейсмограмме будет горизонтальной.

Недостаток способов послойного восстановления модели – возможность накапливания при перемещении вниз ошибок определения скоростей, а следовательно, и глубин. Однако, в отличие от способов, основанных на преобразовании Урупова-Дикса, способы послойного восстановления обычно не приводят к искажениям геометрии границ, а могут ввести только одинаковые сдвиги в глубины каждой из границ. Ошибка в виде одинакового (параллель-

ного) сдвига границы менее опасна, чем ошибка в виде искажения формы границы, поскольку первая может быть исправлена путем последующей калибровки модели по скважинным данным, а вторая требует полного пересмотра модели.

Анализ сейсмограмм изображения. Выше отмечалось, что если глубинно-скоростная модель правильна, то оси синфазности отражений на сейсмограммах изображений должны быть горизонтальными, т.е. изображения среды, полученные при различных удалениях от источника, должны быть одинаковыми. Это обстоятельство используется как для создания начальной модели, так и для последующего ее уточнения. Сейсмограммы изображения могут использоваться для оценки скоростей в слоях двумя способами: анализом постоянных скоростей в полупространстве и анализом остаточной кинематики.

Первый способ применяется для построения начальной модели. Положим, что глубинно-скоростная модель была уже установлена для первых *n* -1 слоев, и что необходимо оценить интервальную скорость для *n*-ого слоя. Используя известную глубинно-скоростную модель покрывающей толщи для первых *n* - 1 слоев, назначим постоянную скорость для нижнего полупространства, включающего *п*-ый слой. Выполним глубинную миграцию до суммирования и получим сейсмограммы изображения по профилю. Сейсмограммы изображения должны иметь горизонтальный характер осей, связанных с *n* - 1 слоем, но могут показывать остаточную кинематику для оси, связанной с подошвой *n*-ого слоя. Повторим анализ, используя ту же самую модель покрывающей толщи и диапазон постоянных скоростей для полупространства. Анализируя сейсмограммы изображения при различных постоянных скоростях полупространства, можно выбрать оптимальную скорость для *п*-ого слоя, которая лучше всего удовлетворяет критерию плоскости оси на сейсмограмме изображения от его подошвы. После нахождения этой скорости возможен переход к определению скорости в следующем слое, пользуясь отмеченными выше критериями.

Горизонтальность оси на сейсмограммах изображения - признак точности скоростного поля, связанного со слоями выше границы, которая представлена этой осью. Это отличает скоростной анализ сейсмограмм изображения от анализа немигрированных или мигрированных во временной области сейсмограмм, когда анализ служит только для лучшей фокусировки изображения и может не относится к геологии. При глубинной миграции сейсмограммы изменение величины интервальной скорости в точке будет влиять на результат перемиграции сейсмограммы изображения не только в точке анализа, но и во всех других положениях в конусе ниже точки. Поэтому небольшое изменение скорости для выполаживания сейсмограмм изображения на одной глубине, может привести к неудовлетворительной кинематике для точек расположенных ниже.

Фактически, чтобы считать скорость в слое точной, не только ось, связанная с подошвой слоя, но также все оси выше должны быть горизонтальными. Предположим, что сейсмограмма изображения содержит 10 осей, и

- 70 -

что все являются плоскими, кроме шестой от поверхности. Это не значит, что глубинно-скоростная модель правильна для всех слоев, кроме шестого. Это означает, что глубинно-скоростная модель правильна сверху, включая пятый слой, а более глубокая часть модели, начиная с шестого слоя, неправильна.

Уточнение глубинно-скоростной модели. Ограничения методов скоростных оценок и проблемы неопределенности скорость-глубина, свойственные сейсмической инверсии, вызывают необходимость уточнения начальной глубинно-скоростной модели. Кинематика для сейсмограмм изображения, вычисленная на основании начальной глубинно-скоростной модели, обычно не обеспечивает идеального выполаживания осей синфазности отражений на сейсмограммах изображения и, следовательно, фокусировка окончательных изображений не будет оптимальной. Операция уточнения начальной модели состоит в устранении остаточной кинематики отражений, соответствующих границам глубинно-скоростной модели. Для определения остаточной кинематики и ее последующего исключения используют способы, основанные либо на аналогиях с анализом скоростей  $V_{OCT}$ , либо томографию отражений (см. Приложение Б).

Рассмотрим использование сейсмограмм изображения для локального уточнения начальной глубинно-скоростной модели на основе аналогии с обычным скоростным анализом по сейсмограммам ОСТ. Напомним, что такой анализ состоит в вычислении по сейсмограмме вертикального спектра скоростей ОСТ и выборе по нему скоростной функции, соответствующей однократным отражениям. После кинематической коррекции сейсмограмм ОСТ с использованием этой скоростной функции, оси отраженных волн будут горизонтальными, если скоростная функция выбрана правильно. При неправильном выборе скоростей появляются оси с остаточной кинематикой. Считается, что эти оси соответствуют кратным волнам.

В отличие от анализа кинематики по сейсмограммам ОСТ, если процесс подавления кратных волн на предварительном этапе обработки сейсмограмм был успешным, причиной проявления остаточной кинематики на сейсмограммах изображения может быть только недостаточная точность оценки первоначальной модели. Любые ошибки в скоростях слоев и/или конфигурациях границ модели должны вызвать остаточную кривизну соответствующих осей на сейсмограммах изображения. Эта остаточная кинематика может быть определена и использована для обновления модели. Если после обновления глубинно-скоростная модель будет достаточно точной, то на сейсмограммах изображения, полученных в результате глубинной миграции, оси синфазности для всех границ должны быть горизонтальными.

Первоначально, сейсмограммы изображения, в соответствии с интервальными скоростями начальной модели, преобразуются из глубинной во временную область. Поскольку в сейсмограммы изображения основная кинематика, соответствующая начальной модели, уже введена, при вычислении ошибок скоростей во временной области допускается, что остаточная кинематика имеет гиперболический характер, т.е. используется концепция скоростей  $V_{RMS}$ . Уточнив функции  $V_{RMS}$ , можно по формуле Урупова-Дикса (3.21) вычислить новые функции интервальных скоростей и найти новые положения границ, тем самым, обновив глубинно-скоростную модель.

Такое уточнение глубинно-скоростной модели удобно делать, используя для оценки остаточной кинематики вертикальные спектры когерентности (рис. 3.22). Вертикальная ось такого спектра соответствует глубинам осей синфазности, а горизонтальная ось характеризует ошибку определения глубины, вызванную неточностью начальной модели. Спектр когерентности разделен на два сектора, которые соответствуют положительной и отрицательной остаточной кинематике или, эквивалентно, положительным и отрицательным ошибкам глубины. Горизонтальная ось на сейсмограмме изображения соответствует на спектре максимуму когерентности, который находится на вертикальной оси с нулевой ошибкой глубины, в то время как наличие остаточной кинематики дает максимумы, расположенные в левом или правом секторе в зависимости от знака ошибки глубины. Подобно интерпретации скоростной функции по обычным спектрам когерентности скоростей ОСТ, вертикальная функция остаточной кинематики может быть также выбрана по отклоняющимся от нулевой линии максимумам спектра когерентности остаточной кинематики (рис. 3.22а). Эта функция может затем использоваться для коррекции остаточной кинематики, путем определения сдвига максимумов когерентности относительно нулевой линии. В результате максимумы когерентности на спектре располагаются вдоль вертикальной линии нулевых ошибок глубины (рис. 3.22б), а в сейсмограмму изображения вводится соответствующая сдвигам остаточная кинематика, приводящая к выполаживанию осей синфазности.

Необходимо отметить две проблемы, связанные с уточнением модели по вертикальным спектрам остаточной кинематики.

Во-первых, в процессе такого анализа используются максимумы когерентности, соответствующие не только границам, входящим в глубинноскоростную модель, но и максимумы, относящиеся к не входящим в модель промежуточным отражениям. Это может привести к тому, что хотя оси этих отражений на сейсмограммах будут плоскими и затем дадут сфокусированные изображения, глубины промежуточных границ будут неточными. Обеспечить точность глубин для промежуточных отражений можно переходом от толстослоистой к более тонкослоистой модели среды. Однако, как известно, при этом теряется точность оценки интервальных скоростей. Поэтому, еще раз отметим актуальность контроля данных глубинной миграции по скважинным данным.

Во-вторых, на сейсмограммах изображения с остаточной кинематикой могут проявляться кратные волны, которые не были окончательно подавлены в процессе фильтрации на предварительном этапе. В связи с этим с особой осторожностью относятся к осям синфазности с большой остаточной кинематикой. Возможно, эти волны являются кратными и в них не целесообразно
вводить остаточную кинематику, чтобы ослабить на результирующем изображении.



Рис. 3.22. Сейсмограммы изображения и соответствующие вертикальные спектры когерентности остаточной кинематики: а – до коррекции начальной модели, б – после коррекции начальной модели.

Кроме вертикальных спектров для контроля правильности и уточнения модели часто используют горизонтальные спектры когерентности (рис. 3.23), которые по отдельности показывают изменения остаточной кинематики вдоль каждой из выбранных отражающих границ модели и дают возможность последующего исключения остаточной кинематики с целью синфазного суммирования отражений от этих границ.



Рис. 3.23. Пример устранения остаточной кинематики для одной из границ разреза: а - горизонтальный спектр с выбранной функцией (белая линия) остаточной кинематики; б – тот же спектр после его коррекции, обеспечивающий горизонтальность осей синфазности от этой границы на всех сейсмограммах изображения.

Выводы. Правильное изображение среды можно получить при нулевом удалении источник-приемник, т.е. при условии совмещения положения источников и приемников. Но для этого необходимо знать точную скоростную модель среды и иметь возможность выделить полезную информацию на фоне регулярных и нерегулярных волн-помех. Для оценки скоростной модели и исключения волн-помех в сейсморазведке применяют метод многократных перекрытий, обеспечивающий получение изображений каждой точки среды при различных удалениях источник-приемник. Критерием правильности изображения является совпадение изображений точек среды, полученных по сейсмическим данным для различных удалений. Этот критерий, оценивающий фокусировку изображений, выполняется только при наличии точной скоростной модели среды и, с другой стороны, он сам может быть использован для оценки этой модели. Практически, критерий совпадения изображений оценивается по совпадению трасс ненулевых удалений с трассами нулевых удалений, или по совпадению трасс для различных удалений, формируемых вдоль вертикалей в процессе миграции сейсмограмм.

Исходя из критерия сопоставимости, существующие четыре способа построения изображений можно представить следующим образом:

- Временная миграция после суммирования. Эта процедура подразумевает два этапа. Отмеченный выше кинематический критерий пытаются выполнить на первом этапе, обеспечивая совпадение трасс различных удалений на каждой из сейсмограмм ОСТ. Выравнивание трасс достигается путем ввода в трассы сейсмограмм кинематических поправок, включая и коррекцию за наклон границ (DMO). В результате сейсмограммы ОСТ трансформируются в сейсмограммы ОТО, трассы которых, будучи сопоставимыми, суммируются. Суммарные трассы, полученные из последовательных сейсмограмм по профилю, образуют временной разрез, который на втором этапе мигрируется. На обоих этапах получения временных разрезов и их миграции - кинематика принимается гиперболической, а вся процедура выполняется во временной области.
- Временная миграция до суммирования. Процедура сопоставления трасс различных удалений является непосредственной частью процесса миграции исходных данных (сейсмограмм). Чтобы трассы различных удалений каждой из мигрированных сейсмограмм совпадали друг с другом, в трассы вводится определяемая гиперболическим законом кинематика, которая фактически определяет миграционные скорости. После ввода кинематики трассы каждой сейсмограммы суммируются в одну трассу. Последовательность суммарных трасс образует разрез, мигрированный во временной области.
- Глубинная миграция после суммирования. Процедура включает сначала получение мигрированного во временной области разреза путем любой из двух описанных выше операций. Затем, задавая глубинноскоростную модель в виде интервальных скоростей, изображения, полученные в результате миграции во временной области, пересчитываются в глубинную область, используя лучи изображения. Описанная процедура используется редко, т.к. глубинно-скоростная модель, как правило, неизвестна с достаточной точностью.
- Глубинная миграция до суммирования. Процедура сопоставления трасс различных удалений осуществляется непосредственно в процессе миграции исходных данных (сейсмограмм). Трассы каждой из мигрированных сейсмограмм представляются в глубинной области, а вводимая для их совпадения друг с другом кинематика, не является гиперболической и рассчитывается с учетом преломления на основе глубинноскоростной модели среды. После ввода кинематики трассы каждой глубинной мигрированной сейсмограммы суммируются в одну трассу. Последовательность суммарных трасс образует разрез, мигрированный в глубинной области.

Вопрос выбора того или иного миграционного подхода для конкретных геологических условий представляет непростую проблему. Первые два под-

хода, основанные на миграции во временной области (миграция после суммирования и временная миграция до суммирования), могут дать положительные результаты в случае малых горизонтальных градиентов скоростей и не очень значительных вертикальных градиентов. Практически это области простых, пологих структурных условий и слабых фациальных изменений по горизонтали. Оба подхода работают в предположении гиперболичности кинематики, однако второй имеет преимущества, обеспечивая лучшую фокусировку изображений за счет большей локальности определения миграционных скоростей по мигрированным сейсмограммам, чем по сейсмограммам ОТО.

С усложнением геологических условий - возрастанием горизонтальных градиентов скоростей и резкости вертикальных градиентов - эффективность применения указанных двух подходов уменьшается из-за того, что кинематика становится негиперболической, а неучет этого фактора начинает приводить к искажению изображений. В сложных геологических условиях (например, надвиговой или соляной тектоники) подходы, основанные на временной миграции, в принципе неприменимы, и возможность получения в таких областях положительных результатов связана только с применением глубинной миграции.

Говоря о глубинной миграции, необходимо различать отмеченные выше варианты ее исполнения – после и до суммирования. Отметим, что в сложных геологических условиях, применение глубинной миграции после суммирования, как правило, не обеспечивает улучшения изображений по сравнению с исходной временной миграцией после суммирования. Это объясняется тем, что искажения, обусловленные гиперболической кинематикой, и возникшие на первом этапе получения мигрированного разреза во временной области, не могут быть компенсированы никакой последующей миграцией, в том числе и глубинной. Поэтому из всех миграционных подходов, единственным вариантом в сложных геологических условиях остается применение процедуры глубинной миграции до суммирования, при выполнении которой уточняется глубинно-скоростная модель среды, используемая для учета негиперболичности кинематики.

Казалось бы, результаты применения глубинной миграции до суммирования не зависят от геологической сложности района и ее целесообразно применять во всех случаях. Однако и при выполнении глубинной миграции есть трудности, заключающиеся в том, что ее результаты очень чувствительны к точности задания глубинно-скоростной модели. Если глубинноскоростная модель неточная, глубинная миграция вычислит неточную геометрию дифракционной кривой, которая сильно отличается от правильной кривой и это также приведет к ухудшению изображения. Временная миграция известна как более устойчивая процедура, менее чувствительная к скоростной модели, чем глубинная миграция. Поэтому вывод о том, что в любых районах следует выполнять только глубинную миграцию до суммирования, пока еще можно считать преждевременным. В настоящее время такой вывод является справедливым только применительно к решению структурных задач, но что касается динамических приложений (AVO, акустической и упругой инверсии и др.), то он не всегда оправдывается. В районах с относительно простыми геологическими условиями остается целесообразность использования временной миграции до суммирования. Однако этот вывод нельзя считать абсолютным, т.к. альтернативных путей развития миграционных подходов в рамках традиционной сейсморазведки, кроме вариантов глубинной миграции сейсмограмм, пока не существует, а кинематические и динамические аспекты этого направления будут интенсивно развиваться.

В заключение еще раз отметим, что основное различие между временной и глубинной миграцией состоит в способе учета изменения скоростей. Временная миграция не учитывает корректно горизонтальные изменения скоростей, в то время как глубинная миграция в принципе может работать аккуратнее в этих условиях. И дело не только в том, что выход глубинной миграции – временной разрез, а глубинной миграции – глубинный разрез. Важно подчеркнуть, особенно для геологов, что пространство представляемого им для интерпретации выходного изображения не является характеристикой того, какая миграция выполнена – временная или глубинная. Различие между временной и глубинной осями состоит только в масштабировании: результат временной миграции может быть представлен в глубинах и, наоборот, результат глубинной миграции во временном масштабе.

# 4. ОСОБЕННОСТИ ПОСТРОЕНИЯ ИЗОБРАЖЕНИЙ В 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ

Выше мы отмечали, что только 3D сейсморазведка дает возможность точно восстановить пространственное положение границ. 3D сейсморазведка имеет разные методики в сухопутном и морском исполнении. В свою очередь, морская сейсморазведка имеет два варианта – сейсморазведка с плавающими косами (кабелями) и донными косами. Рассмотрим основные особенности на примере сухопутной сейсморазведки, а потом укажем основные отличия морской.

При регистрации 3D сейсмограммы информация собирается с некоторой площади, называемой *блоком* (или, по-другому, *эталоном* или *шаблоном*). Чаще всего блок состоит из нескольких параллельных линий приема и одной линии возбуждения, ортогональной к линиям приема. Трассы каждой сейсмограммы регистрируются одновременно всеми линиями приема с одного из ПВ линии возбуждения. Количество сейсмограмм, получаемых при одном положении блока на площади равно числу источников на линии возбуждения. Размеры блока определяют основные параметры наблюдений – максимальные и минимальные удаления между источниками и приемниками, диапазон азимутов наблюдений, число удалений для каждого азимута и др. Для описания такого блока приведем лишь некоторые осредненные представления об его размерах и количестве источников и приемников в таком блоке. Вдоль

нескольких параллельных линий приема (через 250...300м), длиной 1,5...2,0 км каждая, расставлены сейсмоприемники с шагом 50 м. Число ПВ вдоль ортогональной линии возбуждения может быть представлено несколькими десятками и шаг между ними тоже 50 м. Общее количество сейсмоприемников в одном блоке может достигать в среднем до 1000 штук. Направление линий приема принято считать продольным направлением (*in-line*) съемки, ортогональное направление – поперечным (*cross-line*). На рис. 4.1 приведена 3D сейсмограмма ОПВ, полученная при расстановке в виде изображенного на рисунке блока. 3D сейсмограмма как бы состоит из нескольких сейсмограмм 2D, каждая из которых относится к индивидуальной линии. Источник S для указанной сейсмограммы находится между линиями приема 3 и 4.

Описанные блоки передвигаются по площади съемки в продольном и поперечном направлениях вдоль полос. В пределах каждой из полос, площади соседних блоков последовательно перекрываются. С другой стороны, последовательные полосы тоже перекрывают друг друга. Степень перекрытия блоков, как в пределах самих полос, так и между полосами определяет кратность наблюдений. Обычная применяемая в настоящее время кратность перекрытий не менее 30-ти. Поскольку такие блоки из-за препятствий на поверхности (строений, рек и т.п.), как правило, разместить равномерно на поверхности невозможно, то спроектировать реальную 3D съемку нельзя без специальных компьютеризированных систем проектирования, позволяющих моделировать параметры наблюдений для каждой конкретной площади. Компьютерное моделирование дает возможность путем некоторых трансформаций блоков и изменения характера их перемещения обеспечить более равномерную кратность съемок, более равномерное расположение азимутов съемки, наборов удалений и т.п.

В морской сейсморазведке с плавающими косами поблочная регистрация 3D информации не применяется. В связи с этим возможно некоторое (а иногда и очень значительное) ухудшение качества результатов, обусловленное ограниченным числом плывущих за кораблем кос, что не дает возможности обеспечить оптимальную регистрацию волн, приходящих по различным азимутам. Последними достижениями являются применения 12-ти и более параллельно плавающих кос, что нивелирует отмеченные недостатки.

Морская 3D сейсморазведка с донными косами применяется обычно в пределах известных и разведанных площадей. Сейсмоприемники ставятся при этом на дно и могут быть перемещены в соответствии с поставленной задачей. Преимущество сейсморазведки с донными косами состоит в том, что имеется возможность регистрации наряду с продольными обменных волн (т.е. поперечных волн, образующихся на отражающих границах из продольных). Еще более эффективной является так называемая инструментальная сейсморазведка, когда дополнительно к донным косам выставляются плавающие на буях вертикальные гирлянды сейсмоприемников вокруг морских буровых платформ. Такая сейсморазведка применяется для непрерывного сейсмического мониторинга месторождений.





Важной особенностью 3D сейсморазведки является выбор правильного размера и положения площади регистрации в соотношении с геологией изучаемого объекта. Это касается возможных выходов на поверхность отраженной энергии от крутых границ, которая может не попасть в пределы площади съемки. На рис. 4.2 показана структура с крутыми крыльями типа соляного купола. Отражения в области вершины купола попадают в пределы находящейся над куполом ограниченной площади съемки 1, но отражения от крутых стенок купола выходят за ее пределы. Во избежание потери информации от крутых наклонных границ, необходимо значительно увеличить площадь съемки, например до размеров плоскости 2. В связи с этим говорят о необходимости выбора такой площади (апертуры) съемки, которая не приводит к потере информации об изучаемом объекте.



Рис. 4.2. Модель структуры в виде соляного купола. Отражение по нормали от площадки А попадает на ограниченную плоскость 1 над куполом, но отражение от площадки В выходит за ее пределы. Во избежание потери отражений от крутых границ площадь съемки необходимо увеличить до размеров плоскости 2.

В процессе 3D регистрации получают сейсмограммы ОПВ, которые затем при обработке могут быть пересортированы в другие виды сейсмограмм – ОПП, ОСТ, ОУ. Однако, как и в 2D сейсморазведке, наиболее используемыми являются сейсмограммы ОСТ. Напомним, что средняя точка формально относится к половине расстояния между источником и приемником. В отличие от 2D сейсморазведки, в случае 3D обеспечить точное совпадение координат средних точек для различных пар источник-приемник не представляется возможным. Поэтому вся площадь наблюдений, на которой расположены средние точки, условно разбивается на маленькие площадки (величиной порядка 25 х 25 м). Каждая из таких площадок получила название бина. Все трассы с координатами средних точек, попадающими в пределы каждого бина, соответствуют трассам 3D сейсмограммы ОСТ. Оценка качества 3D съемки производится путем анализа параметров трасс, попадающих в каждый бин. Количество трасс, входящих в бин, определяет кратность накапливания, рассматриваются также диапазоны попадающих в бин удалений трасс и азимутов направлений источник-приемник. Результат считается хорошим, если кратность накапливания достаточна и относительно равномерна по площади, диапазон удалений в бинах также равномерен и обеспечено наличие различных азимутов направлений источник-приемник. Заметим, что оптимальность этих параметров, как правило, обуславливается еще на стадии компьютерного проектирования 3D съемок.

**Метод ОСТ в 3D сейсморазведке**. Как отмечалось в разделе 2.2, реализация метода ОСТ состоит в определении и вводе в сейсмограммы ОСТ кинематических поправок и последующем суммировании трасс в пределах каждой из сейсмограмм ОСТ.

Ввод кинематических поправок позволяет привести времена отражений к временам  $t_0$ , соответствующим нулевому удалению или, что то же самое, временам отражений по нормалям к границам. Рассмотрим особенности определения 3D кинематических поправок, как в случае использования кинематики скоростей ОСТ, так и в случае разделения кинематики на нормальную составляющую (NMO) и коррекцию за наклон (DMO). Напомним, что возникающие в первом случае искажения изображений, вызванные так называемым «конфликтом углов» и дисперсией точек отражения вдоль наклонных границ, во втором – исключаются за счет преобразования сейсмограмм ОСТ в сейсмограммы ОТО.

Особенности 3D кинематики состоят в том, что в отличие от 2D, относящиеся к трассам каждого бина кинематические поправки зависят не только от истинных наклонов отражающих границ, но и от азимутов направлений источник-приемник. Это иллюстрируется на рис. 4.3а, где показаны линия падения (вкрест простирания плоской границы R) и соответствующий ей угол падения  $\varphi$ . В 2D сейсморазведке предполагается, что волны распространяются только в вертикальной плоскости, проходящей через линию падения. В 3D случае направление для каждой пары источник-приемник (аналог направлению профиля в 2D) может изменяться произвольно относительно линии падения. Поэтому кинематика 3D связана с кажущимся углом падения  $\varphi'$ , который равен:

$$\sin\varphi' = \sin\varphi\cos\theta \tag{4.1}$$

где *θ* - азимутальный угол между направлением источник-приемник и линией падения.

Таким образом, в первом случае, 3D эквивалентом уравнений годографа ОСТ (2.6) и скорости ОСТ (2.8) для произвольно расположенной в пространстве плоской наклонной отражающей границы с истинным углом падения  $\varphi$  и направлением источник-приемник с любым азимутальным углом  $\theta$  относительно линии падения, являются выражения:

$$t_{OCT}(l) = \sqrt{t_0^2 + (l^2 \cos^2 \varphi')/v^2}$$
(4.2)

И

$$V_{OCT} = v/\cos\varphi' , \qquad (4.3)$$

которые показывают, что в каждую относящуюся к бину трассу должны вводиться индивидуальные кинематические поправки, поскольку скорости  $V_{OCT}$  в разных азимутах различны. Необходимость определения скоростей в разных азимутах, в свою очередь, требует проектирования наблюдений с широким и равномерным распределением азимутов.



Рис. 4.3. К определению 3D кинематики отражения от плоской границы R с произвольным наклоном: а – схематическое изображение линии и угла падения границы  $\varphi$  и линии источник-приемник с азимутальным углом  $\theta$ , кажущийся угол падения границы  $\varphi'$  зависит от угла  $\theta$ ; б –  $V_{OCT}$  в зависимости от угла  $\theta$  изменяется по эллипсу, большая ось которого ( $V_{OCT}$  максимальна) расположена по линии падения, а малая ( $V_{OCT} = v$  минимальна) – по простиранию границы.

Уравнение (4.3) показывает, что радиус-вектор  $V_{OCT}$  в полярных координатах описывает эллипс с полярным углом  $\theta = \alpha - \beta$ , где  $\alpha$  и  $\beta$  – соответственно, азимут линии падения и азимут направления источник-приемник относительно ориентации на север (рис. 4.36). Это позволяет на практике для построения такого эллипса предварительно объединять трассы с близкими азимутами в

несколько азимутальных диапазонов. Как минимум, эллипс скоростей может быть получен, если основываться на значениях  $V_{OCT}$ , измеренных в трех различных направлениях. Поэтому, все входящие в бин трассы должны быть сгруппированы в диапазоны, относящиеся, по крайней мере, к трем различным азимутам, из которых при помощи скоростного анализа могут быть получены значения  $V_{OCT}$ . В этом случае можно определить большую и малую полуоси и ориентацию (азимут  $\beta$  линии падения) скоростного эллипса. Построив серию скоростных эллипсов для каждой из наклонных границ в точке OCT (центре бина), можно использовать индивидуальные значения  $V_{OCT}$  для коррекции кинематики каждой трассы вдоль соответствующего азимута источник-приемник. Такой способ оценки и использования скоростей называется трехпараметрическим скоростным анализом. Более точному результату скоростного анализа способствует также наличие полного спектра входящих в бин удалений.

На практике при выполнении трехпараметрического скоростного анализа и соответствующей коррекции кинематики часто возникают проблемы. Они объясняются узкоазимутальными системами наблюдений в морской сейсморазведке при выполнении работ с малым числом плавающих кос, а иногда и низкой степенью кратности перекрытия при сухопутных работах, когда невозможно получить достоверных оценок скоростей. Это может приводить к ухудшению результатов 3D сейсморазведки, которые в подобных случаях могут по качеству приближаться к результатам 2D сейсморазведки.

Обратимся ко второму случаю, когда кинематика вводится по схеме NMO+DMO. NMO коррекция в 3D является инвариантной, так как она проводится в предположении плоской горизонтальной отражающей поверхности. В отличие от этого, 3D DMO коррекция, обеспечивающая принцип ОTO, зависит от азимута  $\theta$  направления источник-приемник и формулы (3.13) и (3.14) трансформируются следующим образом:

$$\Delta L(\theta) = \frac{(l/2)^2 \sin\varphi \cos\theta}{h_0} \sqrt{1 - \sin^2\varphi \cos^2\theta} \qquad (4.4)$$

И

$$\Delta l(\theta) = \frac{(l/2)^2 \sin \varphi \cos \theta}{h_0} \quad , \tag{4.5}$$

где  $\Delta L(\theta)$  - смещение точек отражения вдоль наклонной плоской отражающей поверхности, соответствующее 3D сейсмограмме ОСТ и  $\Delta l$  – смещение точки выхода нормали к отражающей поверхности на дневную поверхность, относительно центра бина.

Сложности пространственной DMO коррекции удается преодолеть, если ее осуществлять индивидуально для каждой трассы бина (3D сейсмограммы OCT), которая характеризуется своим азимутом  $\theta$ . Тогда, соответствующая

формуле (3.12) изохрона для несовмещенных источника S и приемника G, в пространственном варианте будет представлять эллипсоид вращения (рис. 4.4). Фокусы эллипсоида совпадают с точками S и G заданного азимута, а ось вращения (симметрии) проходит через эти точки. Согласно идее DMO преобразования, оператор DMO должен удовлетворять временам отражений, регистрируемых по нормали (при нулевом удалении) от любой точки этого эллипсоида. Осевая симметрия эллипсоида приводит к тому, что нормали к его поверхности обязательно выходят на поверхность только на линии SG в пределах отрезка  $\pm \Delta l_{max}$ . Это показывает, что *оператор 3D DMO преобразования полностью эквивалентен своему 2D аналогу в виде ограниченной дуги эллипса, расположенной в вертикальной плоскости*, и позволяет выполнить 3D DMO преобразование, используя алгоритм 2D.



Рис. 4.4. К идентичности 2D и 3D DMO преобразований. Из-за симметрии 3D изохроны относительно направления SG, время отражения по нормали NR от любой точки R на изохроне всегда равно времени NR<sub>1</sub>, определяемому 2D DMO оператором (жирный пунктир) в вертикальной плоскости. 1 – 3D изохрона, 2 – DMO эллипс.

На заключительном этапе реализации метода ОСТ осуществляется суммирование относящихся к каждому бину кинематически скорректированных трасс сейсмограмм ОТО. В каждом бине остается одна суммарная (накопленная) трасса, которую относят к центру бина. Совокупность суммарных трасс, связанная со всеми бинами площади съемки, представляет так называемый немигрированный куб данных, который в дальнейшем необходимо мигрировать.

Миграция Кирхгофа накопленного куба данных (временная 3D миграция после суммирования). В 2D случае миграцию Кирхгофа можно представить, как операцию суммирования разреза ОСТ по дифракционным гиперболам с отнесением результата суммирования к вершинам соответствующих гипербол. В 3D случае гиперболы (3.7) заменяются пространственным вариантом – гиперболоидами вращения, которые рассчитываются по формуле:

$$t(x, y) = \sqrt{t_0^2 + \frac{4[(x - x_D)^2 + (y - y_D)^2]}{V_{RMS}^2}}, \qquad (4.6)$$

где  $x_D$ ,  $y_D$  – координаты вершин гиперболоидов и x, y – текущие координаты гиперболоидов на поверхности 3D съемки, соответственно, в продольном и поперечном направлениях.



Рис. 4.5. Поверхность, разделенная на бины, к центрам которых относятся немигрированные суммарные трассы (показано лишь несколько трасс). Амплитуды этих трасс в точках пересечения с миграционным гиперболоидом (4.6) суммируются и сумма относится к точке D – вершине гиперболоида. Подобная процедура повторяется для каждой точки трехмерного объема данных.

Вершины рассчитанных теоретически гиперболоидов помещаются в каждую точку 3-х мерного не мигрированного куба данных (рис. 4.5). При этом амплитудная информация собирается с трасс вдоль поверхности каждого гиперболоида, суммируется и помещается в его вершину. Таким образом, трассы, относящиеся к центру каждого бина, становятся мигрированными, и в результате получается мигрированный куб данных. При 3D миграции все вопросы, связанные с подбором миграционных скоростей и выбором величины апертуры, остаются настолько же важными, как и в 2D сейсморазведке.

Временная 3D миграция сейсмограмм (временная 3D миграция до суммирования). Рассмотрим 3D миграцию сейсмограмм на примере сейсмограммы ОПВ. Как отмечено выше, в этом случае необходимо использовать формулу двойного квадратного корня, которая должна быть трансформирована в пространственный вариант. На рис. 4.6 показаны источник с координатами  $S(x_S, y_S)$  и приемник  $G(x_G, y_G)$  на соответствующей поверхности плоскости. В среде находится точка дифракции  $D(x_D, y_D, h)$ , проекция которой на поверхность обозначена  $D'(x_D, y_D)$ . Необходимое для миграции сейсмограмм выражение для гиперболоида, вершина которого находится в точке D, можно, рассматривая треугольники DSD' и DGD', определить в следующем виде:



Рис. 4.6. К выводу формулы (4.7) миграционного гиперболоида для временной миграции сейсмограмм.

$$t(x, y) = \frac{1}{V_{RMS}} \sqrt{(x_S - x_D)^2 + (y_S - y_D)^2 + h^2} + \frac{1}{V_{RMS}} \sqrt{(x_G - x_D)^2 + (y_G - y_D)^2 + h^2} . \quad (4.7)$$

Пользуясь этой формулой, из исходной сейсмограммы ОПВ можно сформировать трассы мигрированной сейсмограммы, соответствующие любым точкам *D*' на поверхности. Однако, с целью упорядочивания выходной информации, вершины всех миграционных гиперболоидов привязывают к центрам бинов, что, автоматически обеспечивает соответствие координат мигрированных трасс центрам бинов. Это позволяет в дальнейшем легко сравнивать различные данные, например, мигрированный куб данных с немигрированным или различные варианты миграции между собой.

Размеры оснований гиперболоидов определяют площадь сбора амплитудной информации и определяются выбором величины площадной апертуры, радиус которой обычно не превышает величины максимального удаления. Напомним, что если апертура выбрана большой, то это увеличивает время счета и может привести к возникновению помех на изображении, а если маленькой, то это приводит к исчезновению наклонных отражающих границ.

В результате миграции, трассы, относящиеся к каждому из бинов, образуют мигрированную сейсмограмму, которая подвергается скоростному анализу и последующей, в соответствии с определенными скоростями, кинематической коррекции. Затем скорректированные трассы каждой из сейсмограмм суммируются и совокупность суммарных трасс представляет мигрированный куб данных. Глубинная 3D миграция сейсмограмм (глубинная 3D миграция до суммирования). Идеи глубинной и временной миграции сейсмограмм в принципе аналогичны. Отличие заключается только в том, что используемые для глубинной миграции Кирхгофа дифракционные поверхности, вдоль которых суммируется амплитудная информация, не будут аналитическими поверхностями 2-го порядка (гиперболоидами). Форма дифракционной поверхности для получения амплитуд для каждого из отсчетов, относящейся к бину, мигрированной трассы индивидуальна и зависит от положения бина, относительно 3D глубинно-скоростной модели среды. Расчет такой дифракционной поверхности можно осуществить путем 3D лучевого трассирования через 3D глубинно-скоростную модель среды.

Формирование 3D глубинно-скоростной модели осуществляется по принципам, описанным выше для 2D сейсморазведки. Создание модели начинают с выделения достаточно хорошо прослеживаемых сейсмических горизонтов по данным предварительно мигрированных во временной области кубов данных. В отличие от 2D случая эти горизонты представляются не в виде мигрированных линий, а в виде мигрированных поверхностей (мигрированных карт). Затем мигрированные поверхности демигрируются, чтобы иметь возможность получения интервальных скоростей и модели путем применения преобразования Урупова-Дикса и миграции (растяжения) в соответствии с интервальными скоростями вдоль вертикальных лучей или способами послойного восстановления модели. В последнем способе после определения интервальных скоростей каждого очередного слоя миграция его подошвы производится, как и в 2D случае, по нормальным лучам, но в 3-х мерном пространстве. Если интервальные скорости заранее известны, то глубинную миграцию карт по картам уже мигрированным во временной области можно произвести, используя лучи изображения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основой для построения сейсмических изображений является сейсмическая миграция, которая не является стандартной процедурой. Выбор процедуры сейсмической миграции зависит от геологических условий (углы наклона границ, сложности скоростной модели среды), условий сейсмической съемки (сухопутная съемка, морская съемка с плавающими или донными косами), геометрии расстановок и др. условий. Правильный подход к проблеме миграции во многом определяет точность и детальность сейсмических изображений, а значит и результат сейсморазведки. В самом обобщенном виде, разнообразие сейсмических миграций можно представить в виде следующей схемы:



В результате ознакомления с этим учебным пособием читатель может составить представление о возможностях и недостатках каждого из этих четырех вариантов построения изображений.

В заключение, вместо обобщающих выводов, автор предлагает читателям, а они в основном геологи, проверить свои знания о построении сейсмических изображений, подумав об ответе на очевидно интересующий их вопрос – почему при любом из вариантов сейсмической миграции, будь она временной или глубинной, невозможно автоматически получить точные глубины сейсмических отражений, соответствующие скважинным данным?

Самый простой ответ на этот вопрос – потому, что получаемые из данных сейсморазведки миграционные скорости неправильны, они служат только для фокусировки сейсмических изображений. Но это будет хотя и правильным, но неисчерпывающим ответом. Нужно составить более полное представление о причинах непригодности получаемых по поверхностным данным сейсмических скоростей для привязки сейсмических материалов к скважинным. Если эти причины будут проанализированы более подробно применительно к различным вариантам миграции, то можно считать, что читатели сделали важный шаг в освоении проблемы, которой посвящено это пособие. Но для этого нужно познакомиться не только с пособием и приложениями к нему, но и вспомнить основы сейсморазведки, воспользовавшись прилагаемым в конце списком литературы.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка. Учебник. Тверь: изд-во АИС, 2006, 742 с.
- 2. Бондарев В.И. Основы сейсморазведки. Учебное пособие. Екатеринбург: изд-во УГГГА, 2003, 332 с.
- 3. Знаменский В.В. Общий курс полевой геофизики. Учебник. М.: Недра, 1989, 520 с.
- 4. *Урупов А.К.* Основы трехмерной сейсморазведки. Учебное пособие. М.: изд-во Нефть и газ, 2004, 582 с.
- 5. *Yilmas Oz.* Seismic Data Analysis. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2001, v.1, 1000 p., v.2, 1000 p.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

## О проблемах глубинной миграции

Основная цель этого приложения – показать, как миграция Кирхгофа влияет на окончательное изображение среды, и имеются ли другие способы улучшения результатов миграции. Ниже, для пояснения этих вопросов приводятся дополнительные сведения о процедуре миграции.

Миграция - процесс обратный процессу распространения волн. Это утверждение можно понять, если рассмотреть так называемую модель с взрывающимися границами (упрощенно, для случая нулевых удалений). Допустим, что каждая из сейсмических границ в среде представлена в виде близко расположенных точек. Каждая точка действует как взрывной источник (рис. A-1). В начальный момент времени (t=0) источники взрываются одновременно, начиная процесс распространения волн, которые, достигая поверхности, регистрируются приемниками. Записанное волновое поле будет результатом интерференции волн от всех источников и является моделью разреза нулевого удаления. Основываясь на этой модели, миграция может быть представлена как процедура, которая, используя записанное на поверхности волновое поле (разрез ОСТ), обращает процесс распространения волн обратно к взрывным источникам на нулевом времени. В этот момент времени каждая точка расположена в правильном положении на границе, что и соответствует цели миграции. Другими словами, миграцию определяют как процесс обратный процессу распространения волн, который восстанавливает ситуацию в начальный момент времени (t=0). Миграционные скорости, используемые для такого эксперимента, должны быть равны половине правильной скорости, поскольку рассматривается только один пробег волн от каждой точки среды до поверхности, а не двойной пробег от поверхности до границы и обратно.



Рис.	A-1.	Модель	c	взрывающи-
мися границами				

Процесс распространения волн в твёрдой среде наиболее точно описывается упругим волновым уравнением. Если участие поперечных волн в процессе распространения волн проигнорировать, то для продольных волн достаточно рассмотреть акустическое волновое уравнение следующего вида:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial^2 x} + \frac{\partial^2 P}{\partial^2 y} + \frac{\partial^2 P}{\partial^2 z} = \frac{1}{v^2(x, y, z)} \frac{\partial^2 P}{\partial^2 t} , \qquad (A-1)$$

где P – смещение для продольной волны в распространяющемся волновом поле, а v(x,y,z) – истинная скорость.

Суть миграции, состоящей в продолжении поля в направлении обратном распространению волн, – решение волнового уравнения (A-1), которое может быть осуществлено различными способами, основными из которых являются:

- Миграция, как процесс дифракционного суммирования (миграция Кирхгофа),
- Миграция, как процесс продолжения (экстраполяции) волнового поля в нижнее полупространство (миграция на основе волнового уравнения).

*Миграция Кирхгофа*. Эффективность способов миграции зависит от того, насколько корректно они решают волновое уравнение. С этой точки зрения рассмотрим одно из наиболее часто используемых решений уравнения (A-1), отвечающих процессу дифракционного суммирования. Оно основано на интеграле Кирхгофа:

$$P(x, y, z, \tau) = \frac{1}{4\pi} \int_{S} \left\{ \frac{1}{r} \left[ \frac{\partial P}{\partial n} \right] + \frac{\cos \theta}{r^{2}} P + \frac{\cos \theta}{vr} \left[ \frac{\partial P}{\partial t} \right] \right\} dS, \quad (A-2)$$

показывающем, что в любой точке D(x,y,z), находящейся внутри замкнутого объема с поверхностью S и постоянной скоростью v, можно найти давление P, если в каждой точке этой поверхности известны смещение P, производная смещения по внутренней нормали  $\partial P/\partial n$  и производная смещения по времени  $\partial P/\partial t$ . Квадратные скобки означают, что интегрирование волнового поля по поверхности S происходит на обращенном (убывающем) времени, т.е. для случая распространения поля от поверхности S к точке D в среде.

Для случая сейсморазведки, поверхность *S* можно представить состоящей из плоскости наблюдений  $S_1$  (*z*=0) и примыкающей к ней поверхности полусферы  $S_2$  бесконечного радиуса в нижней полуплоскости (рис. А-2). Из-за бесконечного радиуса полусферы, вклад в смещения во внутренних точках (*x*,*y*,*z*) объема от источников, находящихся на полусфере  $S_2$ , равен нулю и за площадь интегрирования *S* принимается только плоскость наблюдений (т.е.  $S = S_1$ ).

Рассмотрим каждый из трех членов подынтегрального выражения в формуле (A-2). В первый член входит производная смещения по нормали  $\partial P/\partial n$ , которая в сейсморазведке не регистрируется, поэтому этим членом при выполнении миграции вынуждены пренебрегать. Второй член существенен, когда поле необходимо получить мигрированное поле в ближней зоне, т.е. вблизи от поверхности наблюдений. Обычно в сейсморазведке стоит задача вычисления поля в дальней зоне, когда r превышает несколько длин волн. В этом случае  $r^2 >> r$  и вторым членом тоже можно пренебречь.



Рис. А-2. Вклад амплитуды, зарегистрированной на поверхности в точке G(0,0,0) в изображение точки D(x,y,z), зависит от расстояния *r* и соѕ $\theta$ .

С учетом отмеченных допущений, поле смещения при практической реализации миграции Кирхгофа определяется только третьим членом

$$P(x, y, z, \tau) = \frac{1}{4\pi} \int_{S} \left\{ \frac{\cos\theta}{vr} \left[ \frac{\partial P}{\partial t} \right] \right\} dS, \qquad (A-3)$$

в который входят произведение скорости смещения  $\partial P/\partial t$ , которую регистрируют на поверхности приемниками в виде амплитуд сейсмических записей, и весового множителя  $\cos \theta/vr$ , где 1/vr – геометрическое расхождение, а  $\cos \theta = z/r$  - направленность фиктивного точечного излучателя в рамках модели с взрывающимися границами.

На практике используется дискретная форма решения интеграла (А-3), на которой и основана миграция Кирхгофа:

$$P_{ebix} = \frac{\Delta x \Delta y}{4\pi} \sum_{A} \frac{\cos\theta}{vr} \frac{\partial P_{ex}}{\partial t} , \qquad (A-4)$$

где  $\Delta x$  и  $\Delta y$  – интервал между трассами на продольных и поперечных профилях,  $P_{sbix}=P(x_{sbix}, y_{sbix}, z; \tau=2z/v)$  – выходное мигрированное поле,  $P_{ex}=P(x_{ex}, y_{ex}, z=0; t=\tau-r/v)$  – входное поле в пределах площадной апертуры A, обычно являющейся частью поверхности S.

Таким образом, применительно к глубинной миграции Кирхгофа до суммирования, требуется:

a) Вычисление годографа дифракции для ненулевого удаления для изменяющейся в пространстве глубинно-скоростной модели,

б) Масштабирование амплитуд в соответствии с весовыми множителями и последующее суммирование амплитуд вдоль вычисленного годографа дифракции, основываясь на решении уравнения (А-4). Волновое уравнение, описывая распространение волн в среде, как бы автоматически определяет положение фронтов и лучей, т.е. не только динамические, но и кинематические особенности волнового поля. Необходимые для миграции Кирхгофа кинематические характеристики волнового поля получают, приводя волновое уравнение к высокочастотному пределу, считая, что длина волны распространяющегося импульса стремиться к нулю, а его амплитуда остается постоянной. При этих предположениях, уравнение (A-1) сводится к уравнению эйконала:

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = \frac{1}{v^2(x, y, z)}, \quad (A-5)$$

которое позволяет численно рассчитывать поля времен (т.е. изохроны или нормальные к ним лучи). Практически это значит, что решение уравнения эй-конала может быть хорошим приближением к решению волнового уравнения, если относительные изменения градиента скоростей в среде гораздо меньше, чем частоты сейсмических волн. В этом смысле применение уравнения эйконала к частотам, на которых работает сейсморазведка, нельзя считать полностью оправданным, поскольку неоднородности среды (например, тонкие слои) могут иметь размеры значительно меньшие, чем длины сейсмических волн. Это же обстоятельство часто приводит к необходимости предварительного сглаживания глубинно-скоростной модели перед выполнением любой миграции, в том числе и Кирхгофа.

Отличительная особенность практической реализации глубинной миграции Кирхгофа, связанная с аппроксимацией волнового поля полем времен, приводит к значительным проблемам при получении сейсмических изображений. Эти проблемы могут не возникнуть в районах с простыми геологическими условиями (когда границы являются пологими и горизонтальный градиент скоростей невелик). Они проявляются в средах со сложной скоростной структурой.

Основными причинами этих проблем являются:

- 1. Возможность проявления в поле времен не только не только отраженных (дифрагированных) волн, но и преломленных волн, которые выходят в первые вступления.
- 2. Многоэкстремальность функционала Ферма, приводящая к возможности трассирования между двумя точками среды более чем одного луча.
- Пересечение лучей, вызванное наличием резких скоростных неоднородностей среды и приводящее к тому, что в определенных местах на поверхности выходит более чем один луч и соответствующие этим лучам волны имеют разные времена прихода к поверхности.

Если первую из осложняющих причин можно устранить путем использования лучевого трассирования или ограничением углов распространения при решении уравнения эйконала, то вторая и третья причины остаются серьезными проблемами. Поясним это на следующем примере.

На рис. А-За показана сложная глубинно-скоростная модель, состоящая из большого числа слоев, скорости в которых находятся в диапазоне 1,5...5,5 км/с. Допустим, точка дифракции (источник колебаний) находится на глубине 2,5 км с горизонтальной координатой 6 км. Зарегистрированное от этого источника волновое поле на поверхности представлено на рис. А-3б и А-3в. Оно получено конечно-разностным решением акустического волнового уравнения (А-1) и его можно считать идеалом. Поле является сложным, оси с максимальной энергией имеют сложную конфигурацию, пересекаются и находятся не в первых вступлениях, т.е. наблюдается многозначность волновых фронтов. Совершенная миграция должна свести это сложное полное волновое поле в точку дифракции. Задача глубинной миграции Кирхгофа, основанной на кинематическом интегральном уравнении (А-3) более ограничена и состоит в нахождении таких дифракционных кривых, чтобы собранные вдоль них амплитуды, будучи просуммированы и помещены в точку дифракции, имели наибольшее значение. Это значит, что дифракционные кривые должны проходить вдоль наиболее интенсивных когерентных осей синфазности.

Простейшие методы получения времен прихода, реализуемые лучевым трассированием или решением уравнения эйконала, приводят к вычислению дифракционных кривых или изохрон, соответствующих только первым вступлениям. Вычисленная по модели (рис. А-За) дифракционная кривая первых вступлений показана пунктиром на рис. А-Зб. Все оси, лежащие вдоль этой дифракционной кривой должны суммироваться когерентно и быть правильно мигрированы. Однако, показанная кривая не «захватывает» существенной, наиболее интенсивной части волнового поля, которая находится на бо́льших, чем первые вступления, временах, что может привести к эффекту перемиграции более глубоких частей изображения и, значит, к искажению изображения. Следовательно, миграция по первым вступлениям адекватна только в случае соответствия первым вступлениям наиболее энергетически выраженных осей синфазности. А это происходит в ситуациях, когда глубинно-скоростные модели содержат лишь слабые горизонтальные скоростные изменения.

Для решения проблемы многозначности волновых фронтов в рамках глубинной миграции Кирхгофа были предложены многочисленные усовершенствования, которые дают возможность хотя бы частично восстановить сложные волновые фронты там, где они уходят в область вторых вступлений и таким образом использовать для миграции наиболее энергетически выраженные части волновых полей. Эти усовершенствования остаются либо в пределах лучевых представлений, либо основаны на смеси лучевых и волновых представлений.

Идея чисто лучевых методов состоит в том, чтобы получить более детальное представление о лучевом поле. Дело в том, что многозначность вступлений вызывается зонами глубинно-скоростных моделей с наиболее резкими изменениями скоростей. Расстояния между лучами становятся большими (области большого геометрического расхождения) и образуются теневые зоны, которые фактически пропадают на получаемых изображениях при использовании только первых вступлений.



Рис. А-3. Глубинно-скоростная модель и источник колебаний (а); сравнение полного волнового поля с вычисленной дифракционной кривой (пунктир) для первых вступлений (б), с дифракционной кривой, полученной методом параксиальных лучей (в).

Наиболее применяемые подходы, улучшающие детальность восстановления лучевого поля, основаны на параксиальных лучах и методах реконструкции волнового поля.

Методы параксиальных лучей позволяют осуществить экстраполяцию волновых фронтов вблизи центральных (подчиняющихся закону Снеллиуса) лучей. Такая экстраполяция действительна только в пределах, близких к центральным, параксиальных лучей, расстояния до которых от центральных лучей не превышают радиуса кривизны волнового фронта. Методы реконструкции волнового поля дают возможность путем интерполяции автоматически вычислять промежуточные лучи между исходными лучами, когда расстояния между последними начинают превышать наперед заданный предел. Сравнение рисунков А-3б и А-3в указывает на возможность лучшего «захвата» волнового поля за счет использования метода параксиальных лучей. На последнем рисунке вычисленные дифракционные кривые совпадают с большинством энергетически выраженных осей синфазности, в отличие от кривых первых вступлений на рис. А-Зб. Однако, и в этом случае дифракционные кривые охватывают лишь часть волнового поля, в том числе и наиболее интенсивного.

Основанную на совместном использовании лучевых и волновых представлений *миграцию Гауссовских пучков лучей* можно рассматривать как наиболее совершенный вариант миграции Кирхгофа, который преодолевает проблемы связанные с многозначностью вступлений. Миграция Гауссовских пучков, основанная на разложении зарегистрированной сложной волновой картины по плоским волнам, выполняет суммирование небольшого числа трасс с некоторым шагом наклонов в заданном диапазоне кажущихся скоростей (или обратных величин – лучевых параметров). Каждая из полученных суммарных трасс, в соответствии с ее лучевым параметром, проектируется вниз в пространство изображений в виде узкого пучка лучей, расположенных симметрично относительно центрального луча, причем амплитуды распределяются от центрального луча поперек пучка по закону Гаусса.

В случае глубинной миграции сейсмограмм, обратная проекция Гауссовских пучков осуществляется в соответствии с лучевыми параметрами и заданной глубинно-скоростной моделью из точек приема (по сейсмограммам ОПВ) и положений источников (по сейсмограммам ОПП), при этом амплитудная информация накапливается в пространстве изображений, давая мигрированные изображения. Использование лучевых параметров позволяет разнести амплитудную информацию в те места изображения, откуда она пришла к поверхности и таким образом избежать трудностей, связанных с многозначностью вступлений. Поэтому, в отличие от других вариантов, рассчитанных на первые вступления или вступления с наибольшей энергией, этот вариант миграции Кирхгофа претендует на сохранение всех вступлений.

Миграция на основе волнового уравнения. Отмеченные сложности, связанные с многозначностью волновых фронтов проявляются только в случае использования асимптотических приближений (лучевого трассирования, решения уравнения эйконала) миграции Кирхгофа. Другие методы миграции, *основанные на экстраполяции волнового поля в нижнее полупространство*, лишены этих недостатков, т.к. используют целиком всё волновое поле. Поскольку экстраполяция волнового поля выполняется на основе решения скалярного волнового уравнения (А-1), все методы экстраполяции имеют обобщённое название – миграции на основе волнового уравнения.

Волновое уравнение (A-1) является уравнением второго порядка относительно глубины *z*, следовательно, оно имеет два решения - для нисходящих и восходящих волн. Из-за этого уравнение (A-1) получило название *двухстороннего* волнового уравнения. Имеющиеся способы миграции на основе двухстороннего волнового уравнения, хотя и являются более точными, пока не нашли широкого применения из-за своей ресурсоёмкости. Поэтому на практике получили применение способы миграции, основанные на упрощенных, так называемых *односторонних* волновых уравнениях, позволяющих вычислять по отдельности поля восходящих или нисходящих волн.

Целесообразность такого «разделения» волнового уравнения можно показать на примере упомянутой выше модели с взрывающимися границами. Так, если необходимо вычислить волновое поле от взрывающихся границ на поверхности, нужно использовать одностороннее волновое уравнение для восходящих волн. Наоборот, для изображения, являющихся источниками колебаний, сейсмических границ, необходимо зарегистрированное на поверхности волновое поле продолжить вниз, используя одностороннее волновое уравнение для нисходящих волн.

Последнее преобразование, фактически являющееся задачей миграции после суммирования, рассмотрим подробнее. Поле на поверхности от взрывающихся на границах источников в отсутствии горизонтальных изменений скоростей будет представлено набором дифракционных гипербол, вызванных источниками на границах (рис. А-1). Продолжение поля вниз делается путем последовательного пересчета поля от поверхности на опускающиеся с некоторым шагом уровни. Этот процесс можно представить как последовательное погружение линии приемников на указанные уровни для регистрации восходящего поля. С уменьшением времени, т.е. с приближением линии приемников к источникам колебаний на границах, форма зарегистрированных гипербол претерпевает изменения - они постепенно сжимаются к своим вершинам, т.е. их протяженность по оси х уменьшается. И, наконец, когда положение приемников совпадет с положением соответствующего источника на границах, каждая из гипербол сжимается в точку. Такая ситуация совпадает с моментами времени *t*=0 возбуждения колебаний каждым источником и возникновения восходящего поля в виде дифракционных гипербол. Другими словами, в моменты времени t=0, когда каждая из гипербол сжимается в точку, волновой фронт приобретает форму отражающей границы и изображение волнового фронта является фактическим изображением отражающей границы. Этот принцип изображения формулируется следующим образом: отражающие границы существуют в точках среды, где вступления нисходящей волны совпадают по времени с восходящей волной.

Наряду с рассмотренным случаем миграции после суммирования, принцип изображения справедлив и для временной или глубинной миграции до суммирования. В последнем случае, миграция сейсмограмм представляет двухшаговый процесс. Например, сначала волновое поле из источников (по сейсмограммам ОПП) и от приемников (по сейсмограммам ОПВ) продолжается вниз ко всем глубинным уровням в среде. При этом, выражения односторонних волновых уравнений для экстраполяции отличаются знаком для волновых полей источника и приемника. Затем, на каждой глубине нисходящие из источника и приемника поля объединяются, чтобы создать изображение, в соответствии с отмеченным выше принципом. Методы миграции на основе волнового уравнения основаны на рекурсивных вычислениях. Они повторно вычисляют волновое поле на каждой последующей глубине  $z+\Delta z$ , основываясь на значениях волнового поля для предыдущей глубины z. Этим они отличаются от миграции Кирхгофа, которая нерекурсивна, поскольку она вычисляет волновое поле (изображение) на всех глубинах непосредственно по полю, зарегистрированному на поверхности.

Математическая реализация алгоритмов экстраполяции основана на многочисленных реализациях решений односторонних волновых уравнений методом конечных разностей и в спектральной области, основанных на преобразовании Фурье. Причина широкого набора алгоритмов миграции и их реализаций состоит в том, что ни одна из них полностью не отвечает таким важным критериям, как сохранение всех наклонов отражающих границ, сложным скоростным изменениям, адаптации к любым системам наблюдений, пониженному уровню шумов, оставаясь в то же время рентабельной. Любой метод миграции должен включать экстраполяцию, способную учитывать сильные горизонтальные изменения скоростей и большие наклоны. Наиболее применяемые способы миграции включают эти существенные элементы.

Применение методов экстраполяции волнового поля к данным 2D сейсморазведки в настоящее время не является проблемой в отличие от 3D сейсморазведки, где разнообразие систем наблюдений, особенно в смысле распределения азимутов, приводит к необходимости дифференцировать подходы к глубинной миграции на основе волнового уравнения по степени их экономической выгодности. Простейшими примерами могут служить миграции общего азимута и узких азимутов. Миграция общего азимута применяется к большинству морских данных, полученных с плавающими косами с геометрией расстановок, близких к нулевому азимуту или если геометрия может быть скорректирована к нулевому азимуту, используя специальный кинематический оператор. Такая миграция не исключает искажений в случае существования крутых осей в азимутах сильно отличающихся от азимута регистрации данных. Миграция узких азимутов улучшает решение, позволяя сохранить узкий диапазон азимутов данных, с которыми они были зарегистрированы. Если число узких азимутов достаточно, то они захватывают все зарегистрированные оси и отображают их точно в пространстве при небольших вычислительных затратах. В общем случае, в сухопутной 3D сейсморазведке и сейсморазведке с донными косами необходимо использовать весь широкий диапазон азимутов и тогда экономическая эффективность глубинной миграции на основе волнового уравнения уступает глубинной миграции Кирхгофа более чем на порядок.

И, наконец, упомянем о способности глубинной миграции сохранять амплитуды для их использования при решении обратных динамических задач (акустическая или упругая инверсии, AVO и т.п.). Очевидно, что методы, основанные на волновом уравнении, имеют больший потенциал для сохранения амплитуд по сравнению с базирующейся на лучевой теории миграцией Кирхгофа. Однако главным фактором, воздействующим на амплитуды, является точность глубинно-скоростной модели и никакой алгоритм миграции не может дать надежных амплитуд при неточной скоростной модели.

# Сопоставление возможностей миграции Кирхгофа и миграции на основе волнового уравнения.

Преимущества глубинной миграции Кирхгофа:

- Возможность изображать границы с углами наклона вплоть до 90 градусов,
- Возможность использования любых систем наблюдений 3D, в том числе и нерегулярных,
- Малая ресурсоемкость (быстрота выполнения миграции),

• Простота получения начальной глубинно-скоростной модели.

Недостатки глубинной миграции Кирхгофа:

- Искажения изображений в зонах со сложным распределением скоростей (из-за многозначности вступлений),
- Недостаточная точность вычисления амплитуд на мигрированных изображениях.

Преимущества глубинной миграции на основе волнового уравнения:

- Использование целиком волнового поля, те отсутствие искажений изображения в зонах со сложным распределением скоростей,
- Бо́льшая точность амплитуд на мигрированных изображениях. Недостатки глубинной миграции на основе волнового уравнения:
  - Трудности использования нерегулярных систем наблюдений, особенно в 3D сейсморазведке,
  - Большая ресурсоемкость (большие объемы вычислений), которая связана с увеличением диапазона углов наклона на изображениях и с характером распределения азимутов наблюдений.

Сопоставление преимуществ и недостатков обоих технологий - миграции Кирхгофа и миграции на основе волнового уравнения позволяет заключить, что ни один из этих вариантов не может быть исключен при обработке. Поэтому современные подходы к построению глубинных изображений основаны на разумном сочетании установившейся миграции Кирхгофа с миграцией на основе экстраполяции волнового поля. По-видимому, в ближайшем будущем миграция Кирхгофа займет такое же место среди способов глубинной миграции, какое сейчас занимает в качестве первого контрольного шага миграция после суммирования при любых способах построения сейсмических изображений. Миграция Кирхгофа, даже если она окажется не самодостаточной, останется из-за малой ресурсоемкости актуальной для оценки начальной глубинно-скоростной модели, предваряя любую другую глубинную миграцию на основе волнового уравнения.

#### -100-

## ПРИЛОЖЕНИЕ Б

### Томография отражений

Томография является методом изучения пространственно-временных распределений физических величин внутри объектов. Томография основана на решении обратной задачи интегральной геометрии – восстановлении многомерных функций по их интегральным характеристикам. Своё название она получила из-за того, что часто применяется для получения послойных изображений объекта, называемых томограммами (от греческого слова *tomos* – слой). Самое распространенное применение томографии (например, в медицине, межскважинном просвечивании и др.) основано на зондировании объекта проникающим излучением. При этом распространение излучения должно подчиняться лучевому уравнению, т.е. траектории лучей должны быть вычислены, а зондирования должны проводиться *по различным лучевым траекториям*.

Томографические методы находят широкое применение в сейсморазведке, когда для восстановления параметров среды используются не только проходящие, но и отраженные, рефрагированные и др. волны. Томографические оценки могут быть сделаны применительно к любым параметрам среды. Для решения кинематических задач таким параметром является скорость и ее распределение скоростей в среде, а основой для оценок служат времена прихода сейсмических волн. В томографии отражений используются только времена прихода отраженных волн.

Время прохождения волны вдоль лучевой траектории *S* в среде можно определить в виде интеграла, представляющего принцип Ферма:

$$t = \int_{S} \frac{ds}{v(x, y)},$$

где v(x,y) характеризует распределение скорости в среде, а ds – бесконечно малый сегмент лучевой траектории. В общем случае этот интеграл является нелинейным из-за наличия скоростного параметра в знаменателе подынтегрального выражения. Интеграл становиться линейным, если записать его в виде:

$$t = \int_{S} w(x, y) ds \quad , \tag{B-1}$$

где обратная скорости величина *w*=1/*v* называется *медленностью*.

Задача томографии сводится к матричному решению ряда соответствующих различным лучам уравнений типа (Б-1), каждое их которых описывает сумму времен прохождения волны вдоль сегментов этих лучей в средах с различными медленностями. При дискретизации поля медленностей в ячейки, совокупность всех лучевых траекторий может быть записана как матричное уравнение:

$$\boldsymbol{t} = \mathbf{L}\boldsymbol{w} , \qquad (\mathbf{5-2})$$

где *t* вектор времен прихода, *w* – вектор медленности, L – матрица, в которой элементы рядов содержат длины траекторий лучей. В принципе, соотношения между медленностями в среде и временами прихода для фиксированного положения источник-приемник также могут быть нелинейными. Матричное решение систем нелинейных уравнений для получения глубинно-скоростной модели применяют в том случае, если начальная модель практически совершенно неизвестна. Например, в качестве начальной модели можно ограничиться постоянной скоростью и затем детализировать скорости путем большого количества итераций. Примеры использования такой нелинейной томографии в сейсморазведке имеются. Однако, во избежание решения нелинейных уравнений, томографию целесообразно применять в предположении малых изменений скоростной модели, которые, в свою очередь, создают малые изменения предсказываемых времен прихода. Поэтому в сейсморазведке, как правило, не занимаются томографическим определением скоростей без априорной информации о скоростной модели и предпочитают использовать томографию при наличии начальной (которая, чем точнее, тем лучше) модели распределения скоростей. Тогда нелинейная проблема обновления модели может быть сведена к линейной путем решения задачи во временных отклонениях от времен прихода, характерных для начальной модели. Этот уравнение можно записать в виде:

$$\Delta t = \mathbf{L}_0 \Delta \boldsymbol{w} , \qquad (\mathbf{5-3})$$

где  $\Delta t$  – вектор отклонения от времен для начальной модели,  $\Delta w$  – вектор отклонения от медленностей для начальной модели,  $L_0$  – матрица, в которой элементы рядов содержат элементы траекторий лучей, протрассированных через начальную модель. Для заданных отклонений времен  $\Delta t$ , отклонение медленностей  $\Delta w$  от начальной модели минимизируется решением матрицы (Б-3), используя, например, метод наименьших квадратов с небольшим количеством итераций, обеспечивающих сходимость моделей. Сходимость означает, что установленная мера различия между наблюденными и вычисленными по формуле (Б-3) отклонениями времен пробега стала меньше некоторой заданной величины.

Переходя к глубинной миграции, отметим специфическую особенность томографии отражений. В противоположность томографии на проходящих волнах, когда конечные точки лучей известны, в томографии отражений положения отражающих границ неизвестны и некорректное предположение о них приводило бы к ошибкам в оценке скоростей. Конкретно это означает, что в процессе томографических уточнений необходимо обеспечивать не только обновления скоростей, но и положений границ модели. Поэтому томо-

графические приемы поочередно сочетаются с проведением глубинной миграции и в этом смысле можно сказать, что непосредственно томографические процедуры проводятся в постмиграционном пространстве, т.е. после проведения очередной миграции с обновленными скоростями и глубинами границ.

Конкретное воплощение это находит при анализе остаточной кинематики на сейсмограммах изображения. Томография глубинно мигрированных сейсмограмм - один из часто применяемых методов уточнения глубинноскоростной модели, если глубинная миграция сейсмограмм выполнена с некорректной моделью. Ошибки модели оцениваются степенью негоризонтальности осей синфазности на сейсмограммах изображения. Глубинные сдвиги  $\Delta z$  - отклонения от горизонтали осей синфазности на сейсмограммах изображения - пересчитываются во временные ошибки  $\Delta t$  для того, чтобы томографическим методом увязать изменения времен прихода вдоль заданных лучей с возмущениями медленности и глубин горизонтов. В результате получают уточненную глубинно-скоростную модель.

На рис. Б-1 иллюстрируется процесс определения остаточного временного сдвига  $\Delta t$  в процессе перемиграции предыдущей границы в новую границу с разницей их глубин  $\Delta z$ . Поскольку АР и РВ участки изохрон соответственно падающей и отраженной волн, то дополнительный путь волны, отраженной от новой границы по сравнению с отраженной волной от предыдущей, равен a+b. Рассматривая геометрию рис. Б-1, легко установить, что дополнительный путь  $a+b=2\Delta h\cos\theta$ , а время  $\Delta t$ , соответствующее прохождению волной пути a+b, соотносится с изменением глубины границы  $\Delta z$ , как:



Рис. Б-1. К трансформации остаточных глубинных сдвигов Δ*z* во временные сдвиги Δ*t*.

где  $\theta$  - угол падения лучей на границы,  $\varphi$  – угол наклона границ, w - локальная медленность выше границы в точке отражения.

Томография обеспечивает глобальные решения, т.к. матрица решается одновременно для всех горизонтов за один проход. Это отличает томографию от способов послойного восстановления модели (например, когерентной инверсии), которые могут привести к накапливанию ошибок в глубоких частях модели, если есть ошибки в верхних слоях.

Надежность томографической инверсии (обращения времен в скорости и глубины) зависит от точности и надежности входной информации. В связи с этим различают два вида томографии отражений – сеточную томографию и основанную на горизонтах томографию.

Обычная сеточная томография целесообразна при использовании структурно независимых моделей, когда скоростной градиент обусловлен давлением и возрастом пород. В этом случае сейсмические записи имеют более сложный характер, протяженные сейсмические горизонты отсутствуют и, следовательно, определение начальной глубинно-скоростной модели затруднено. Сеточная томография не требует начальной модели, но взамен использует в качестве границ модели выделенные мигрированные горизонты. Она вычисляет только обновленные параметры скоростей в одинаково расположенных точках сетки. Входной моделью для сеточной томографии является обновленный разрез скоростей. Дополнительно, сеточная томография использует в качестве входа выделенные сегменты горизонтов на глубинном разрезе. Средства контроля за правильностью сеточной томографической инверсии ограничены, поэтому сеточная томография может привести к скоростному разрезу, который позволит получить мигрированные сейсмограммы с горизонтальными осями, однако эти оси не обязательно могут иметь геологический смысл. Поэтому сеточная томография может использоваться при наложении различных ограничений, основанных на априорных знаниях геологии.

Основанная на горизонтах томография представляет сеточную томографию с учетом изменений времен прихода, вызванных движением (перемиграцией) границ, изменяющих длину путей в каждом из слоев. Основанная на горизонтах томография требует глубинно-скоростной модели среды и обновляет как глубины границ, так и скорости. Этот подход является обязательным для структурно зависимых моделей, когда можно надежно выделить протяженные сейсмические горизонты и составить представление о начальной глубинно-скоростной модели, которая фактически контролирует томографическую инверсию, не давая параметрам модели - скоростям и глубинам - значительно отклоняться от первоначальных значений. Определяемые в таких ситуациях скорости в среде, а значит и результаты миграции, считаются геологически наиболее правдоподобными.

# ПРИЛОЖЕНИЕ В

## Об учете анизотропии скоростей при построении изображений

Рассматриваемые в данном учебном пособии принципы построения изображений относятся к так называемым изотропным средам, в каждой из которых скорости волн не зависят от направления распространения, т.е. во всех направлениях скорости одинаковы. Однако такое допущение не всегда приемлемо, так как реальные среды являются анизотропными. Анизотропия среды выражается в том, что скорости волн зависят от направления, в котором они распространяются. Например, если энергия распространяется вертикально, то в заданной точке среды она имеет другую скорость, чем в горизонтальном направлении.

Влияние анизотропии особенно сильно проявляется при больших удалениях или в случае значительных наклонов отражающих границ. Неучет анизотропии вызывает искажения построенных сейсмических изображений. Так, использование скоростей для изотропных сред при миграции до суммирования может привести к ошибкам в глубинах до 10% по сравнению со скважинными данными. В случае крутых углов наклона границ в дополнение к ошибке по вертикали могут возникнуть горизонтальные сдвиги, приводящие к разрывам изображений реально непрерывных границ.

Причиной анизотропии горных пород могут быть два фактора:

- собственная анизотропия однородной среды, вызванная анизотропией зерен (кристаллов), слагающих породу и обусловленная формой частиц и их относительным расположением, а также микропористостью и микротрещиноватостью. Примером может служить проявление анизотропии в глинистых отложениях, которая связана с параллельным залеганием сейсмически анизотропных по своей природе породообразующих частиц. Собственная анизотропия определяется при измерении на образцах в диапазоне ультразвуковых и звуковых частот, но она может проявляться и на сейсмических частотах;

- несвойственная самой породе анизотропия, вызванная неоднородностью среды - слоистостью или упорядоченной трещиноватостью горных пород. В этом случае анизотропия наблюдается только для сейсмических волн, длина которых значительно превышает мощности отдельных изотропных слоев или расстояния между трещинами. Для такой анизотропии введено специальное понятие – «квазианизотропия».

Наиболее простая и интересная с точки зрения практики анизотропия осадочных горных пород обычно описывается поперечно-изотропными (трансверсально-изотропными) средами. Плоскости изотропии расположены вдоль плоскопараллельной слоистости или трещиноватости. Единственная ось, перпендикулярная слоистости (или трещиноватости), является осью симметрии среды. Различные типы поперечно-изотропных сред представлены на рис. В-1. Если ось симметрии направлена вертикально, то среда называется вертикальной поперечно-изотропной (ВПИ среда), если горизонтально – горизонтальной поперечно-изотропной (ГПИ среда). Двуосная среда, которая

может быть представлена как сочетание ВПИ и ГПИ сред, называется ортотропной (орторомбической). Примером ортотропной среды является слоистая горизонтальная среда, нарушенная системой параллельных вертикальных трещин.



Рис. В-1. Различные представления анизотропных сред: а - вертикальная поперечно-изотропная (ВПИ) среда, б - горизонтальная поперечно-изотропная (ГПИ) среда, в - пример ортотропной среды. Стрелки показывают направления осей симметрии.

Поскольку главной особенностью геологической осадочной среды является ее слоистость, то основной интерес в сейсморазведке проявляется к вертикальной поперечно-изотропной среде. Кроме того, мы ограничимся только распространением продольных волн в ВПИ среде.

В общем, для слоистой ВПИ среды, такой как чередующиеся пески и глины или в среде, где имеются похожие на плоские пластины минеральные зерна, продольные волны распространяются более медленно перпендикулярно к слоям (или зернам), чем параллельно слоям (или зернам). Следовательно, если в изотропной среде волновой фронт сферический, то в ВПИ среде фронт растягивается более быстро по горизонтали, чем по вертикали. В первом приближении фронт в такой анизотропной среде можно представить в виде эллипса, форма которого определяется относительным коэффициентом анизотропии:

$$\varepsilon = (V_{P\parallel} - V_{P\perp})/V_{P\perp} , \qquad (B-1)$$

где  $V_{P\parallel}$  и  $V_{P\perp}$  - скорости Р-волн параллельно и перпендикулярно слоистости, соответственно. Исходя из эллиптичности фронта волны (изохроны), можно легко представить, что в анизотропной среде, в отличие от изотропной, сейсмические лучи не ортогональны фронтам волн (рис. В-2). Это значит, что скорость вдоль луча, называемая *лучевой* (или *групповой*), отличается от скорости по нормали к фронту, называемой *фазовой* скоростью. Лучевые скорости используют при решении кинематических задач анизотропии, т.е. оценке формы волновых фронтов в анизотропных средах, фазовые скорости - при учете эффектов отражения или прохождения сейсмических границ. Из сказанного следуют такие парадоксы геометрии ОСТ в ВПИ среде в отличие от изотропной среды: луч для нулевого удаления не падает по нормали к границе, общей глубинной точки не существует даже на горизонтальной отражающей границе, т.к. точки отражения расползаются вдоль горизонтальной границы, подобно тому, как они расползаются вдоль наклонной границы в изотропной среде.



Рис. В-2. В анизотропной среде луч и нормаль к волновому фронту не совпадают друг с другом:  $\theta$  - фазовый угол,  $\phi$  - лучевой (групповой) угол.

В зависимости от дифференциации слоистой среды по скоростям P и S волн, фронты волн в анизотропной среде могут иметь форму, отличающуюся от эллиптической. Такие среды иногда называют неэллиптическими. «Неэллиптичность» волновых фронтов требует более детального описания их формы. Поэтому в предположении, что среда является слабо анизотропной ( $\epsilon \le 0,2$ ), для описания анизотропии введен еще один параметр:

$$\delta = 4[V_P(45^\circ)/V_{P\perp}-1] - [V_{P\parallel}/V_{P\perp}-1] , \qquad (B-2)$$

который зависит от скорости продольной волны, измеряемой под 45° к оси симметрии. Тем самым удается более точно охарактеризовать фронт волны, особенно в области близкой к вертикальной оси симметрии при небольших значениях фазовых углов  $\theta$ , в предположении, что используются удаления меньшие, чем глубины исследуемых границ.

Неэллиптичность волнового фронта можно представить как зависимость фазовой скорости  $V_P(\theta)$  от параметров  $\delta$  и  $\varepsilon$  в следующем виде:

$$V_{P}(\theta) = V_{P\perp}(1 + \delta \sin^{2}\theta \cos^{2}\theta + \epsilon \sin^{4}\theta) \quad (B-3)$$

Параметры є и б являются безразмерными и имеют близкий порядок величин. Из уравнения (B-3) видно, что при малых углах  $\theta$  произведение  $\sin^2\theta\cos^2\theta$  не так мало, как  $\sin^4\theta$ , и второй член в правой части преобладает над третьим членом. Следовательно, член с б будет оказывать основное влияние на большинство анизотропных эффектов за исключением особого случая є>>б. Формула (B-3) сводится к характеристике эллиптической анизотропии только при

условии  $\delta = \epsilon$ . Влияние параметров анизотропии на форму волновых фронтов показано на рис. В-3.

Таким образом, для описания распространения продольной волны в ВПИ среде необходимы три параметра: фазовая скорость вдоль оси симметрии  $V_{P\perp}$ ,  $\varepsilon$  и  $\delta$ . Следствием неэллиптичности ВПИ среды является негиперболичность годографов отраженных волн, которая зависит от удалений источник-приемник. Значит, оценка степени негиперболичности годографов при различных удалениях от источника может быть использована для определения параметров анизотропии.



Рис. В-3. Форма волновых фронтов: 1 - эллиптическая анизотропия ( $\delta = \epsilon = 0, 2$ ), 2 - неэллиптическая анизотропия ( $\delta = -0, 2, \epsilon = 0, 2$ ), 3 - изотропия ( $\delta = \epsilon = 0$ ).

Если среда однородна и изотропна, то скорость  $V_{NMO}$ , оцениваемая по гиперболическому годографу, равна скорости по вертикали  $V_{Pe}$ , определяемой по скважинным данным. В случае ВПИ среды годограф отраженной волны даже для умеренных удалений будет негиперболичен и определенная по нему в гиперболическом приближении скорость  $V_{NMO}$  отличается от  $V_{Pe}=V_{P\perp}$ . Это различие контролируется параметром  $\delta$ , определяющим соотношение между скоростями  $V_{NMO}$  и  $V_{P\perp}$  следующим образом:

$$V_{NMO} = V_{P\perp} \sqrt{1+2\delta} \approx 1+\delta \tag{B-4}$$

Правая часть этого выражения справедлива для случая слабой анизотропии. Соотношение между  $V_{NMO}$  и  $V_{\perp}$  зависит от знака параметра  $\delta$ . Поскольку наибольшее количество ВПИ сред, в том числе и тонкослоистых (квазианизотропных), характеризуется отрицательным значением  $\delta$ , то, как правило,  $V_{NMO} < V_{P\perp}$ . Различие значений  $V_{NMO}$  и  $V_{P\perp}$  показывает, что особенности среды, описываемые параметром  $\delta$ , являются причиной несовпадения сейсмических глубин с истинными глубинами по скважинам, если в качестве миграционной скорости выбирается  $V_{NMO}$ . Формула (В-4) позволяет оценить величину  $\delta$ , имея данные о  $V_{NMO}$  и скорости  $V_{P\perp}$  по скважинным данным.

При очень больших удалениях l от источника, значительно превышающих интересующую глубину h, скорость в ВПИ среде, оцениваемая по годографам, стремиться к скорости по горизонтали  $V_{P\parallel}$  и ее связь с  $V_{P\perp}$  записывается в виде:

$$V_{P\parallel} = V_{P\perp} \sqrt{1 + 2\varepsilon} \tag{B-5}$$

Поскольку неэллиптичность волновых фронтов, исходя из выражения (В-3), определяется разностью параметров є и б, то для описания кинематики в области значительных удалений, все чаще использующихся в сейсморазведке, предложен комплексный параметр в виде относительной разности є и б

$$\eta = 0.5[(V_{P\parallel}^2/V_{NMO}^2) - 1] = (\varepsilon - \delta)/(1 + 2\delta)$$
, (B-6)

показывающий различия между скоростями V<sub>Pll</sub> и V<sub>NMO</sub> :

$$V_{P\parallel} = V_{NMO} \sqrt{1 + 2\eta} \tag{B-7}$$

Параметр  $\eta$ , получающийся путем комбинации уравнений (B-4) и (B-5), удобен тем, что позволяет описать негиперболичность годографов в ВПИ среде не тремя, а двумя параметрами  $V_{NMO}$  и  $\eta$ . Это приводит к тому, что обычный скоростной анализ в изотропной среде, допускающий оценку скоростей по гиперболическим траекториям, в анизотропной среде может быть заменен анализом по двум параметрам (рис. B-4): в области небольших удалений (l/h<1), где допустим гиперболический анализ, возможно определение скоростей  $V_{NMO}$ , а в области значительных удалений (l/h>1), анализ должен вестись по негиперболическим траекториям, форма которых регулируется параметром  $\eta$ , фактически определяющим фокусировку отражений на этих удалениях. В случае изотропной или эллиптически анизотропной среды  $\eta = 0$ . В большинстве типичных случаев ВПИ среды  $\eta > 0$ , поскольку  $\varepsilon > \delta$ .



Рис. В-4. Лучи и скорости в ВПИ среде:  $V_{P\perp}$ - вертикальная фазовая скорость,  $V_{NMO}$  - скорость, соответствующая малым удалениям, и  $V_{P\parallel}$  - скорость для больших удалений, стремящаяся к горизонтальной фазовой скорости. Эти скорости связаны между собой параметрами анизотропии  $\delta$  и  $\eta$ .
Негиперболическая форма годографа определяется в виде кривой четвертого порядка:

$$t(l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{V_{NMO}^2} - \frac{2l^4\eta}{V_{NMO}^2[t_0^2 V_{NMO}^2 + l^2(1+2\eta)]}} , \quad (B-8)$$

где первые два члена подкоренного выражения (в случае  $\eta = 0$ ) определяют форму годографа в гиперболическом приближении для небольших удалений согласно формуле:

$$t(l) = \sqrt{t_0^2 + l^2 / V_{NMO}^2}, \qquad (B-9)$$

являющейся аналогом выражения (2.7) для горизонтальной границы, когда  $V_{OCT} = V_{NMO}$ , а третий член, содержащий параметр анизотропии  $\eta$ , определяет отклонение кинематики от гиперболы в области значительных удалений.

Негиперболичность годографов, свойственная неоднородной ВПИ среде, может объясняться не только чистой анизотропией, но и явлениями преломления (рефракции) на границах слоев. На рис. В-5 показаны лучи в слоистой среде с увеличением скорости с глубиной. Как видно из него, лучи соответствующие большим удалениям подвергаются большей рефракции и захватывают значительную часть среды с высокими скоростями, что приводит к уменьшению кривизны годографов по сравнению с гиперболой в области больших удалений.



Рис. В-5. Схематическое изображение лучей при рефракции в горизонтально слоистой среде с увеличивающейся скоростью v(h). С увеличением удаления отклонения от гиперболической кинематики возрастают. Пунктирные прямые лучи соответствуют условию гиперболичности годографа.

Таким образом, оба фактора - анизотропия и рефракция, связанная со слоистостью среды, - одинаково действуют на проявление негиперболичности годографов в ВПИ среде при значительных удалениях и различить влияние каждого из этих факторов на форму годографов отражений очень трудно. Однако для практических задач такое разделение не требуется, если основная цель – определение правильных значений кинематических поправок, делающих горизонтальными любые формы годографов отражений, независимо от того, какими причинами эта форма обусловлена. Поэтому отклонение годографов от гиперболы при значительных удалениях описывают параметром эффективной  $\eta_{3\phi}$  анизотропии, включающим все проявления негиперболической кинематики.

Заменяя  $\eta$  на  $\eta_{\phi}$  и исходя из формул (В-8) и (В-9), кинематическую поправку для негиперболического годографа можно определить как:

$$\Delta t_k^2 = t^2(l) - t_0^2 = \frac{2l^4 \eta_{igh}}{V_{NMO}^2 [t_0^2 V_{NMO}^2 + l^2(1+2\eta)]} , \quad (B-10)$$

откуда

$$\eta_{\phi} = \frac{\Delta t_k^2 V_{NMO}^2 (t_0^2 V_{NMO}^2 + l^2)}{2l^2 (l^2 - \Delta t_k^2 V_{NMO}^2)} .$$
(B-11)

Двухпараметрический анизотропный скоростной анализ, использующий уравнения (В-8) и (В-9), выполняется следующим образом. На первом этапе по сейсмограммам ОСТ выполняют обычный гиперболический скоростной анализ, согласно уравнению (В-9), но обнуляя (делая мьютинг) трассы для значительных удалений (l/h>1). Этот интерактивный анализ на первом шаге дает оценку функции кинематической скорости  $V_{NMO}(t_0)$ . На втором этапе, подставляя функцию  $V_{NMO}(t_0)$  в уравнение (В-8) и используя кинематику, вычисленную по этой формуле, проводится повторный, но уже негиперболический анализ с получением функции  $\eta_{3\phi}(t_0)$  («эта-анализ»). Результаты интерактивного анализа  $V_{NMO}(t_0)$  и  $\eta_{9\phi}(t_0)$  подставляются в формулу (В-10) для определения функции кинематических поправок  $\Delta t_k(t_0)$ , ввод которых должен обеспечить горизонтальность осей отражений на сейсмограммах ОСТ. Пример результата такой обработки приведен на рис. В-6.

Другой подход к изучению влияния анизотропии и дающий представление о поправке за наклон (DMO) и миграции в такой среде также основан на том, что анизотропия и слоистость покрывающей среды вносят аналогичные изменения в неэллиптичность волновых фронтов или негиперболичность годографов отражений. А.К. Маловичко (см. Урупов А.К., 2004) показал, что обусловленный слоистостью среды негиперболический годограф для  $l/h \le 2$ можно описать следующим выражением в виде сдвинутой гиперболы:

$$t(l) = \tau_S + \sqrt{\tau_0^2 + \frac{l^2}{V_S^2}} , \qquad (B-12)$$

где

$$\tau_0 = t_0 / S; \quad \tau_S = (S - 1)\tau_0; \quad V_S^2 = SV_{RMS}^2.$$
 (B-13)

Здесь S — безразмерный параметр сдвига гиперболы, получивший название коэффициента неоднородности среды, равный  $S=V_{HO}^4/V_{RMS}^4$ , где

$$V_{H\mathcal{P}} = \sqrt[4]{\sum_{i=1}^{n} v_i^4 \Delta t_i / \sum_{i=1}^{n} \Delta t_i}$$

*неэллиптическая* (фиктивная) скорость, получаемая осреднением значений  $v_i^4$  с весами  $\Delta t_i = 2\Delta h_i/v_i$  и описывающая интегральные свойства слоистой среды при наблюдениях на значительных удалениях.



Рис. В-6. К учету анизотропной кинематики: а – исходная сейсмограмма, б – изотропная NMO коррекция: оси синфазности переспрямлены, в – анизотропная коррекция: оси синфазности горизонтальны.



$$t(l) = t_0 \left(1 - \frac{1}{S}\right) + \sqrt{\left(\frac{t_0}{S}\right)^2 + \frac{l^2}{SV_{RMS}^2}} , \qquad (B-14)$$

соответствующее симметричной относительно оси *t* гиперболе с пересечением асимптот в точке l=0,  $\tau_S=t_0(1-1/S)$  и полуосями  $t_0/S$  и  $V_{RMS}t_0/\sqrt{S}$  (рис. В-7). При S=1 уравнение (В-14) сводится к выражению для гиперболы (В-9) для небольших удалений.



Рис. В-7. К понятию сдвинутой гиперболы: а - различие между негиперболическим годографом и гиперболой для  $V_{NMO}$ ; б - совпадающая с негиперболическим годографом сдвинутая гипербола. Сплошная линия негиперболический годограф, пунктир - гиперболы и их асимптоты.

Если принять, что сдвинутая гипербола дает такую же аппроксимацию кинематики отражений, как и анизотропная среда, то исходя из разложения в ряд Тейлора параметрического годографа для горизонтально слоистой среды и ограничиваясь четвертым порядком разложения, можно установить связь между коэффициентом неоднородности S и параметром анизотропии  $\eta$  в виде:

$$S = V_{H\Im}^4 / V_{RMS}^4 = 1 + 8 \eta$$
, (B-15)

откуда неэллиптическая скорость равна:

$$V_{H\Im}^{4} = V_{RMS}^{4}(1+8\eta)$$
. (B-16)

Аналогично преобразованию Урупова-Дикса для скоростей  $V_{RMS}$  в горизонтально-слоистой среде, используя эффективные неэллиптические скорости для подошвы и кровли слоя, можно определить для него интервальную неэллиптическую скорость:

$$v_{\text{int}n} = 4 \sqrt{\frac{V_{H \ni n}^4 t_{0n} - V_{H \ni n-1}^4 t_{0n-1}}{t_{0n} - t_{0n-1}}} \quad . \tag{B-17}$$

Таким образом, анизотропная ВПИ среда, вызывающая негиперболичность годографов, может быть описана двумя особенностями - кривизной годографов на небольших удалениях ( $V_{NMO} \approx V_{RMS}$ ) и их асимптотическим поведением ( $V_{H3}$ ). Эти два параметра типа Урупова-Дикса представляют в другом виде по сравнению с (B-11) характеристику параметра эффективной анизотропии  $\eta_{3\phi}$ :

$$\eta_{s\phi} = \frac{1}{8} \left( \frac{V_{H3}^4}{V_{NMO}^4} - 1 \right) \,. \tag{B-18}$$

Выражения (В-12) и (В-13) удобны при оценке коррекции за наклон (кривой DMO) для ВПИ среды. Если среда однородная, то кривая DMO – эллипс, определяемый формулой (3.16), которая в координатах сдвинутой гиперболы ( $x,\tau$ ) записывается следующим образом:

$$\tau_0 = \tau_{NMO} \sqrt{1 - \frac{x^2}{(l/2)^2}} \quad . \tag{B-19}$$

Переходя к координатам негиперболического годографа (x,t) путем использования соотношений (B-13), выражение (B-19) можно представить в виде формулы

$$\frac{\tau_0}{\tau_{NMO}} = \frac{t_0 / S}{t_{NMO} - (1 - 1 / S)t_0} = \sqrt{1 - \frac{x^2}{(l / 2)^2}} ,$$

решая которую относительно  $t_0$  и учитывая выражение (B-15), получим независимое от скорости значение неэллиптической кривой DMO для ВПИ среды:

$$t_{0} = \frac{1+8\eta}{\frac{1}{\sqrt{1-\frac{x^{2}}{(l/2)^{2}}}}} t_{NMO} .$$
 (B-20)

Таким образом, неэллиптическая кривая DMO контролируется величиной  $\eta$ , для случая эллиптической анизотропии ( $\eta = 0$ ) характеристика DMO идентична изотропной характеристике.

Анизотропия и вертикальная неоднородность могут привести к значительным отклонениям кривой DMO от обычной эллиптической формы, характерной для изотропной среды. На рис. В-8 приведен пример сравнения кривых DMO для изотропной и анизотропной ( $\eta > 0$ ) сред. Мы видим, что анизотропная кривая является более пологой в области минимума, по сравнению с эллиптической изотропной кривой, что свидетельствует об уменьшении величин поправок за наклон для ВПИ сред. В исключительных случаях, когда  $\eta < 0$  кривизна характеристики DMO даже может измениться на противоположную.



Рис. В-8. Сравнение анизотропного для  $\eta = 0,2$  (жирная линия) и изотропного (тонкая линия) DMO. Кривые вычислены для l = 2,5 км и  $t_{NMO} = 2$  с.

Несмотря на очевидность учета анизотропии при коррекции за наклон, в реальной практике анизотропия учитывается не всегда и используется изотропная кинематика DMO. Это объясняют тем, что если ВПИ среда приводит к расширению апертуры DMO, то увеличение вертикального градиента скорости приводит к сужению апертуры DMO. В результате этих двух противоположных эффектов анизотропная DMO коррекция при вертикально изменяющейся скорости может быть эквивалентна изотропной DMO коррекции при постоянной скорости. Однако имеются примеры, когда анизотропная коррекция DMO позволяет улучшать изображения круто наклонных границ и плоскостей сбросов.

Получить характеристики миграционных дифракционных кривых для ВПИ среды в случаях временной миграции после суммирования или миграции сейсмограмм также возможно на основе представлений о сдвинутой гиперболе.

В случае миграции после суммирования дифракционные кривые для изотропных сред являются гиперболами, отвечающими уравнению (3.7). Для ВПИ среды эти дифракционные кривые с учетом уравнения (В-14) будут негиперболическими и в обозначениях формулы (3.7) их можно представить в виде:

$$t(x) = t_0 \left(1 - \frac{1}{S}\right) + \sqrt{\left(\frac{t_0}{S}\right)^2 + \frac{(x - x_D)^2}{SV_{RMS}^2(t_0)}}.$$
 (B-21)

В случае миграции сейсмограмм ОПВ время минимума и форма миграционных гиперболических кривых для изотропных сред определяется формулой двойного квадратного корня (2.10). Напомним геометрический смысл каждого из двух корней этого выражения (рис. 2.6): первый определяет время распространения волны от источника S до точки дифракции D, второй – время от точки D до каждого из приемников G, т.е. непосредственно форму дифракционной кривой. Это обстоятельство делает целесообразным в случае ВПИ среды решать задачу последовательно в два шага. Сначала можно определить время  $t(l_D)$  минимума дифракционной кривой по формуле:

$$t(l_D) = t_h \left(1 - \frac{1}{S}\right) + \sqrt{\left(\frac{t_h}{S}\right)^2 + \frac{l_D^2}{SV_{RMS}^2(t_0)}} \quad , \quad (B-22)$$

где  $t_h$  – минимальное (вертикальное) время от точки дифракции до поверхности. Затем, используя время  $t(l_D)$  минимума дифракционной кривой, аналогичным образом по формуле

$$t(l) = t(l_D) \left(1 - \frac{1}{S}\right) + \sqrt{\left[\frac{t(l_D)}{S}\right]^2 + \frac{(l - l_D)^2}{SV_{RMS}^2(t_0)}} \quad (B-23)$$

определяется окончательная анизотропная негиперболическая дифракционная кривая, снятая вдоль которой амплитудная информация с трасс исходной сейсмограммы суммируется в точке  $t_h$  трассы мигрированной сейсмограммы с координатой  $l_D$ . При расчетах дифракционных кривых по формулам (B-21) или (B-22) и (B-23) необходимо заменить параметр S на  $\eta$  согласно формуле (B-15).



Рис. В-9. Сравнение дифракционных кривых для ВПИ и изотропной сред для временной миграции разрезов ОСТ (а) и сейсмограмм (б). Сплошная линия – анизотропный случай, пунктир – изотропный.

На рис. В-9 приведено в схематическом виде сравнение дифракционных кривых для изотропной и ВПИ сред в случаях временной миграции после суммирования и временной миграции сейсмограмм. Негиперболические кривые для анизотропной миграции более имеют меньшую кривизну, чем гипер-

болические кривые в изотропном случае. Отметим, что если для миграции после суммирования минимумы кривых совпадают, то для миграции до суммирования минимумы кривых не совпадают, что объясняется последовательным применением выражений (B-22) и (B-23)

В заключение упомянем о глубинной миграции сейсмограмм при анизотропии среды. Основы скоростного анализа и миграции полностью подобны описанным выше. При этом для глубинной миграции сейсмограмм используются параметры анизотропии є и δ. Однако, применительно к глубинной миграции Кирхгофа необходимо анизотропное лучевое трассирование (или решение уравнения эйконала), рассмотрение принципов которого выходит за рамки этого учебного пособия.

Воскресенский Юрий Николаевич

## Построение сейсмических изображений

Св. тематический план 2006 г.

Подписано в печать Объем 8,0 уч. - изд. л.

Тираж 150 экз. Формат 60 х 90 / 16

Заказ 193

119991, Ленинский просп. 65, РГУ нефти и газа Отдел оперативной полиграфии