SEISMIC DATA PROCESSING

ÖZDOĞAN YILMAZ

Stephen M. Doherty, Editor

Society of Exploration Geophysicists Post Office Box 702740/ Tulsa, OK 74170-2740

Оглавление

	TOM 1	
		Стр.
	Глава 1	
1.1	Введение	1
1.2	Одномерное преобразование Фурье	2
1.2.1	Появление зеркальных частей	5
1.2.2	Рассмотрение фазы	10
1.2.3	Операции во временной области	13
1.2.4	Частотная фильтрация	18
1.3	Множество выборок ОПВ, полученных по всему миру	27
1.4	Основная последовательность обработки данных	43
1.4.1	Предварительная обработка	44
1.4.2	Деконволюция	45
1.4.3	Сортировка ОСТ	47
1.4.4	Скоростной анализ	49
1.4.5	Поправки за нормальное приращение и суммирование	50
1.4.6	Коррекция остаточной статики	50
1.4.7	Обработка после суммирования	52
1.4.8	Миграция	52
1.5	Применение	52
1.5.1	Программная регулировка усиления	61
1.5.2	АРУ среднеквадратичных амплитуд	62
1.5.3	Мгновенная АРУ	63
1.6.	Двумерное преобразование Фурье	65
1.6.1	Пространственная неоднозначность	69
1.6.2	Пространственная f-k-фильтрация	74
	Упражнения	85
	Глава 2	
2.1	Введение	87
2.2	Модель фильтрации	95
2.2.1	Модель фильтрации в частотной области	101
2.3	Обратная фильтрация	102
2.4	Обратная фильтрация по методу наименьших квадратов	104
2.5	Минимально-фазовый импульс	107
2.6	Оптимальный фильтр Винера	110
2.6.1	Деконволюция сжатия	113
2.6.2	Предварительное отбеливание	116
2.6.3	Формирующие фильтры Винера	116
2.6.4	Прогнозируемая деконволюция	119
2.7	Прогнозируемая деконволюция на практике	125
2.7.1	Длина оператора	128
2.7.2	Задержка предсказания	131
2.7.3	Предварительное отбеливание	139
2.7.4	Действие случайных помех на деконволюцию	143
2.7.5	Подавление кратных волн	144

2.7.6	Примеры полевых данных	148
2.7.7	Деконволюция вибросейса	157
2.8	Проблема нестационарности	159
2.8.1	Спектральное отбеливание, изменяющееся во времени	165
	Упражнения	170
	TOM 2	
	Глава 3	
3.1	Введение	1
3.2	Нормальное приращение	5
3.2.1	Нормальное приращение в горизонтально-слоистой среде	8
3.2.2	Растяжение нормального приращения	9
3.2.3	Нормальное приращение для наклонного слоя	12
3.2.4	Нормальное приращение для нескольких слоев с произвольными на-	13
	клонами	
3.3	Скоростной анализ	16
3.3.1	Спектр скоростей	19
3.3.2	Факторы, влияющие на оценку скорости	25
3.3.3	Скоростной анализ горизонта	35
3.4	Коррекция остаточной статики	36
3.4.1	Коррекция остаточной статики с учетом изменения поверхностных	49
	условий	
3.5	Коррекция остаточной статики на практике	59
3.5.1	Максимально допустимое смещение	59
3.5.2	Окно корреляции	62
3.5.3	Другие обсуждения	63
3.6	Статика, обусловленная преломлением	77
3.6.1	Коррекция полевой статики	80
3.6.2	Метод преломленных волн (метод плюс-минус)	82
3.6.3	Метод наименьших квадратов	85
	Упражнения	91
	1 лава 4	
4.1		1
4.1	Введение	1
4.2	Принципы миграции	10
4.2.1	Миграция кирхгоффа	14
4.2.2	Конечноразностная миграция	23
4.2.5	Пространственная миграция	20
4.5	Миграция на практике	25
4.3.1	ини рация киралофија на практике Конешкоразностная мигразник на грастика	13
4.3.2	Пространстраниза миграция на практике	43 50
4.3.3	Частотно-пространственная миграния	71
4.3.4	истотно-пространственная миграция	70
4.3.3	Миграния и внешние помехи	84
437	Миграния и ллина профиля	89
<u> </u>	Миграния перед суммированием	90
7.7	тип рацил перед суммированием	70

4.4.1	Частичная миграция перед суммированием (поправка за прираще-	
	ние, вызванное наклоном)	96
4.5	Анализ скоростей миграции	110
	Упражнения	117
	TOM 3	
	Глава 5	
	Получение изображения под сложными структурами	
5.1	Введение	1
5.2	Миграция по глубине	2
5.2.1	Морское дно неправильной формы	10
5.2.2	Соляная диапировая структура	12
5.2.3	Чешуйчатые структуры в шарьяжных поясах	15
5.3	Замещение слоя	20
5.3.1	Замещение слоя после суммирования	21
5.3.2	Замещение слоя перед суммированием	24
	Глава б	
	3-D сейсмическая разведка	
<u> </u>	D	24
6.1	Введение	34
60		25
0.2	Для чего выполняются 5-д съемки	35
0.3	Схема 3-D съемки и соор данных	27
6.2.2	Простроиздолжения	<u> </u>
6.3.2	Пространственная миграция	41
6.2.4	Другие соооражения	42
6.2.5	Конфигурация сбора данных в морских работах	42
6.4	Обработка 3 D лашици	44
6.4.1	Обработка з-D данных	40
642	Обработка наземных данных	52
6.5	3-D миграния	55
651	3-D миграция во времени, выполненная за два прогона и за один	55
0.5.1	5 D миграция во времени, выполнения за два прогона и за один прогон	55
6.5.2	3-D миграция во времени и по глубине	59
6.5.3	Привеление к поверхности отсчета в 3-D пространстве (datuming)	62
6.5.4	Интерполяция между трассами	65
6.6	Интерполяция 3-D сейсмических данных	71
6.6.1	Временные срезы	71
6.6.2	Сеанс интерактивной интерпретации	72
	Глава 7	
	Наклонная сумма и ее применение	

	Введение	83
7.2	Построение угловых сумм	86
7.2.1	Оптимальный выбор параметров угловой суммы	91
7.3	Анализ канальных волн	94
7.4	Фильтрация наклонов, изменяющаяся во времени	101
7.5	Подавление кратных волн	103
	Глава 8	
	Специальные темы	
8.1	Введение	110
8.2	Подавление кратных волн	111
8.2.1	Селекция скоростей в области f-k	111
8.2.2	Селекция скоростей в области t-х	117
8.3	Разрешающая способность сейсмических данных	124
8.3.1	Вертикальная разрешающая способность	124
8.3.2	Латеральная разрешающая способность	126
8.4	Сейсмическое моделирование	131
8.5	Синтетические кривые	138
8.6	Мгновенные признаки	144
8.7	Вертикальное сейсмическое профилирование	146
8.8	Обработка 2-D сейсмических данных	151
8.8.1	Разделение региональных и остаточных аномалий	153
8.8.2	2-D фильтрация по длинам волн	154
	Упражнения	157
	Приложение А	
	Математическое обоснование преобразования Фурье	159
		10)
	Приложение В	
	Приложение В Математическое обоснование деконволюции	161
	Приложение В Математическое обоснование деконволюции	161
B.1	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма	161 161
B.1 B.2	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника	161 161 163
B.1 B.2 B.3	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр	161 161 163 164
B.1 B.2 B.3 B.4	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области	161 161 163 164 166
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 D.6	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера	161 161 163 164 166 168
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий	161 161 163 164 166 168 175
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий	161 161 163 164 166 168 175
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий Приложение С	161 161 161 163 164 166 168 175 177
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий Приложение С Математическое обоснование миграции	161 161 161 163 164 166 168 175 177
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий Приложение С Математическое обоснование миграции	161 161 161 163 164 166 168 175 177 177
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6 C.1 C.1	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий Приложение С Математическое обоснование миграции Экстраполяция и миграция волнового поля Параболическая аппроксимация	161 161 163 164 166 168 175 177 177 186
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6 C.1 C.2 C.3	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий Приложение С Математическое обоснование миграции Экстраполяция и миграция волнового поля Параболическая аппроксимация Конечно-разностная миграция для сильных наклонов	161 161 161 163 164 166 168 175 177 177 186 190
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6 C.1 C.2 C.3 C 4	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий Приложение С Математическое обоснование миграции Экстраполяция и миграция волнового поля Параболическая аппроксимация Конечно-разностная миграция для сильных наклонов F-k-миграция	161 161 163 164 166 168 175 177 177 186 190 192
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6 C.1 C.2 C.3 C.4 C.5	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий Приложение С Математическое обоснование миграции Экстраполяция и миграция волнового поля Параболическая аппроксимация Конечно-разностная миграция для сильных наклонов F-k-миграция Остаточная миграция	161 161 163 164 166 168 175 177 177 186 190 192 195
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6 C.1 C.2 C.3 C.4 C.5 C.6	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий Приложение С Математическое обоснование миграции Экстраполяция и миграция волнового поля Параболическая аппроксимация Конечно-разностная миграция для сильных наклонов F-k-миграция Остаточная миграция для сильных наклонов F-k-миграция	161 161 163 164 166 168 175 177 186 190 192 195 196
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6 C.1 C.2 C.3 C.4 C.5 C.6 C.7	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий Приложение С Математическое обоснование миграции Экстраполяция и миграция волнового поля Параболическая аппроксимация Конечно-разностная миграция для сильных наклонов F-k-миграция Остаточная миграция Остаточная миграция Акорость миграции для параболического уравнения Анализ скорости миграции	161 161 163 164 166 168 175 177 186 190 192 195 196 197
B.1 B.2 B.3 B.4 B.5 B.6 C.1 C.2 C.3 C.4 C.5 C.6 C.7 C.8	Приложение В Математическое обоснование деконволюции Синтетическая сейсмограмма Обратная величина импульса источника Обратный фильтр Деконволюция в частотной области Оптимальные фильтры Виннера Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий Приложение С Математическое обоснование миграции Экстраполяция и миграция волнового поля Параболическая аппроксимация Конечно-разностная миграция для сильных наклонов F-k-миграция Остаточная миграция Скорость миграции для параболического уравнения Анализ скорости миграции 3-D миграция	161 161 163 164 166 168 175 177 177 186 190 192 195 196 197 199

Приложение D	
Экстраполяция волнового поля в области угловых сумм	202
Приложение Е	
Мгновенные признаки	204
Приложение F	
Подбор плоской поверхности	205

5 Получение изображения под сложными структурами

5.1 ВВЕДЕНИЕ

Хотя методы миграции, рассмотренные в Главе 4, основаны на предположении о слоистой среде, простые изменения, вносимые в основные алгоритмы, обеспечивают их точность в ситуациях, когда скорость незначительно изменяется в горизонтальном направлении. Например, среднеквадратичные скорости могут изменяться в горизонтальном направлении в миграции Кирхгоффа. В конечноразностном методе, пока вариации скорости в латеральном направлении остаются незначительными, элемент тонкой линзы может быть опущен (см. Приложение C.2), и скоростная функция, используемая в элементе дифракции, может изменяться в латеральном направлении. В f-k-методе (миграция Stolt) приведение в соответствие с вариациями скорости в латеральном направления коэффициента растяжения от 0 до 1. Даже при изменении скорости результатом этих трех методов является временной разрез и, следовательно, термин «миграция во времени».

В случае сильных изменений скорости в латеральном направлении возникает другая ситуация. Простые изменения алгоритма больше не обеспечивают адекватной точности и должна быть выполнена миграция по глубине (Judson и др., 1980), а не во времени. Если для сжатия энергии вдоль годографа дифрагированной волны к его вершине оба типа миграции используют элемент дифракции, то дополнительный элемент тонкой линзы, который в явном виде учитывает вариации скорости в латеральном направлении, реализуется только алгоритм миграции по глубине. В отличии от миграции во времени, результатом миграции по глубине является разрез глубин. Чтобы результат был значительным с геологической точки зрения, скоростная модель должна быть более точной для миграции по глубине, чем для миграции во времени. В следующем разделе показано различие между этими видами миграции; при этом используются модели «скорость-глубина» различных степеней сложности.

Значительные вариации скоростей в латеральном направлении часто ассоциируются со сложной структурой перекрывающих отложений. В качестве примера можно привести чешуйчатые структуры в складчатых поясах, которые вовлекают палеозойские и более поздние породы. Значительные вариации скорости в латеральном направлении ассоциируются также с соляным диаперизмом. Получение изображения целевых горизонтов под соляным слоем усложняется искажениями лучей вследствие сложного строения перекрывающихся отложений. Другой тип геологической обстановки со значительными изменениями скорости в латеральном направлении – поверхность дна водного слоя с неправильной формой. Такие вариации скорости также имеют место в регионах с сильными изменениями фаций в латеральном направлении. Например, литологическое изменение доломит – известняк – эвапорит – кластические породы может быть ассоциировано со значительным изменением скорости в латеральном направлении.

Сложные структуры часто являются трехмерными. В этом разделе мы будем считать, что сейсмический профиль ориентирован по падению и, что зарегистрированное волновое поле является двумерным. Действительность этого допущения будет исследована в Разделе 6.5.

Миграция во времени или по глубине поле суммирования может сформировать реалистичное геологическое изображение разреза при условии, что общепринятая сумма ОСТ в достаточной степени представляет разрез с нулевым выносом. Это не относится к ситуациям противоречивых наклонов с различными скоростями суммирования или значительных вариаций скоростей в латеральном направлении. В первом случае, хотя отражения с противоречивыми наклонами имеют гиперболическое приращение на выборках ОСТ, эти отражения могут не оказаться оптимально суммированными с одной скоростью. Решение состоит в выполнении мигрирования во времени перед суммированием. Во втором случае сложное, негиперболическое приращение обычно ассоциируется с отражениями ниже сложно построенных перекрывающих отложений с вариациями скорости в латеральном направлении. Здесь решение состоит в выполнении мигрирования по глубине перед суммированием.

Первая проблема была рассмотрена в Разделе 4.4.1, где мы видели, что последовательность введение поправки за нормальное приращение – частичная миграция перед суммированием (DMO) – суммирование по ОСТ – миграция во времени после суммирования в значительной степени эквивалентна выполнению миграции во времени перед суммированием. В Разделе 5.3.2 мы увидим, что ко второй проблеме можно обратиться путем замещения слоя перед суммированием с последующими вводом поправки за нормальное приращение, суммированием по ОСТ и миграцией во времени после суммирования (с преобразованием глубин), поскольку эта последовательность в основном эквивалентна выполнению полной миграции по глубине перед суммированием. В обоих случаях подходы основаны на философии пересмотра оценок скоростей и получении улучшенного немигрированного суммарного разреза. Применения этих альтернативных подходов имеют ограничения. В определенных случаях частичная миграция перед суммированием (DMO) может улучшить кратные отражения (Раздел 4.4.1). Замещение слоя перед суммированием может оказаться непрактичным, если сложные перекрывающие отложения включают более одного слоя, характеризуемого скоростью.

Помимо DMO и замещения слоя существует другой способ улучшить немигрированный суммарный разрез – это скоростной анализ по опорным горизонтам (HVA) (Раздел 3.3.3). Иногда ограничение при суммировании малыми выносами также может дать улучшенную сумму. Причина этого состоит в том, что лучи, проходящие через сложную структуру, могут значительно различаться в большом диапазоне удалений в пределах выборки ОСТ. При малых выносах лучи могут быть сходными, что дает сумму более высокого качества. Недостаток этого подхода состоит в том, что хорошее соотношение сигнал/помеха может получить только при суммировании ближних выносов. Эти альтернативные подходы используются там, где возможно, чтобы получить улучшенную сумму. Затем выполняется миграция во времени после миграции с целью получения изображения. Если эти попытки улучшить сумму ОСТ остаются неудачными, следует попытаться выполнить миграцию во времени или по глубине (в зависимости от проблемы).

5.2. МИГРАЦИЯ ПО ГЛУБИНЕ

Вариации скорости в латеральном направлении часто ассоциируются с сильными наклонами. Следовательно, алгоритм миграции по глубине должен хорошо оперировать такими наклонами. Алгоритм миграции омега–х, соответствующей наклону 65° (Раздел 4.3.4) будет использован во всех случаях миграции (во времени и по глубине) в этом разделе. Схема омега-х подходит, в частности, для миграции по глубине, поскольку применение элемента тонкой линзы равносильно комплексному умножению в частотной области (Приложение С.3).

Проблема вариации скорости в латеральном направлении может быть исследована с применением точечного дифрагирующего объекта, погребенного в среде с пятью различными типами моделей скорость-глубина. Первая скоростная модель показана на рис.5.1. Соответствующий разрез с нулевым выносом состоит из совершенного годографа дифрагированной волны. Следовательно, при получении изображения рассеивающего объекта нужен только элемент дифракции (см. Приложении С.2). Проекция на поверхности точечного рассеивающего объекта (источника), который расположен на ОСТ 240 и указан стрелкой, ориентирован в направлении вершины годографа. После миграции во времени годограф дифрагированной волны сходится к вершине, которая в данном случае, совпадает с наложением ОСТ точечного дифрагирующего объекта.

Рассмотрим, что произойдет, если точечный дифрагирующий объект сместить вниз, во второй слой, как показано на рис.5.2. Траектории лучей от рассеивающего объекта к поверхности изгибаются на границе раздела первого и второго слоев согласно закону Снеллиуса о преломлении. Разрез с нулевым выносом, который также показан на рис.5.2, является приблизительно гиперболическим. Из Раздела 3.2 мы знаем, что в горизонтально-слоистой модели разреза времена пробега определяются уравнением гиперболического приращения. Однако, приращение является гиперболическим только в пределах аппроксимации короткой расстановкой. Скорость, ассоциированная с этой приблизительной гиперболой, - это вертикальная среднеквадратичная скорость до дифрагирующего объекта. Предположим, что модель «скорость-глубина» на рис.5.2 замещена моделью, показанной на рис.5.3, где скорость в первом слое сейчас соответствует среднеквадратичной скорости дифрагирующего объекта на рис.5.2 (1790м/с). Разрез с нулевым выносом, ассоциированный с этой новой моделью, представляет собой совершенную гиперболу (рис.5.3). Отличием времен пробега в разрезе с нулевым выносом, выведенных по первоначальной модели (рис.5.2) от гиперболы на дальних флангах можно пренебречь. Вершина этой приблизительной гиперболы совпадает с проекцией на поверхность дифрагирующего объекта (обозначена стрелкой). Следовательно, для получения изображения дифрагирующего объекта, расположенного в горизонтально-слоистой модели разреза, требуется только миграция во времени. Эта миграция может быть выполнена по методу суммирования Кирхгоффа, который использует среднеквадратичную скорость, или по конечноразностному методу (или f-k-методом). Последние учитывают горизонтально-слоистую скоростную модель и ассоциированные изгибы лучей на границах раздела.

Предположим, что точечный дифрагирующий объект расположен в третьем слое, как показано на рис.5.4; гиперболического отклика больше нет. Отклик перекошен так, что вершина A не совпадает с положением по горизонтали B дифрагирующего объекта. Как ожидалось, миграция во времени частично фокусирует энергию в направлении ее вершины A, которая смещена от действительного положения B дифрагирующего объекта.

Чтобы надлежащим образом сфокусировать энергию и сместить ее по горизонтали в истинное положение B, необходимо выполнить миграцию по глубине (см. рис.5.4). Изображение, мигрированное по глубине, выравнивается по истинному положению в разрезе B. Размещение по горизонтали выполняется элементом тонкой линзы. Величина смещения – это расстояние по горизонтали AB между вершиной кривой A и действительным положением точечного рассеивающего объекта B; она зависит от степени изгиба лучей на границах раздела выше точки изображения.

Из рис.5.4 можно видеть, что вершина *A* ассоциированного годографа дифрагированной волны совпадает с положением на поверхности луча, выходящего по вертикали. Этот луч (луч изображения – *image ray*) впервые распознал Hubral (1977). Луч изображения, ассоциированный с точечным дифрагирующим объектом на рис.5.4, находится приблизительно на средней точке 200. Сам дифрагирующий объект расположен под средней точкой 240. Следовательно, смещение по горизонтали эквивалентно 40 средним точкам.

Смещение в латеральном направлении для горизонтально-слоистой модели разреза (рис.5.2) отсутствует, т.к. нет вариации скорости в этом направлении. Луч изображения выходит в точку поверхности, которая совпадает с положением дифрагирующего объекта. В случае незначительной вариации скорости в латеральном направлении (как на рис.5.5), горизонтальное смещение имеет величину меньше 10 средних точек. Для ряда целей это малое горизонтальное смещение и полная фокусировка могут не иметь решающего значения; следовательно, миграция во времени может давать такие же результаты, как миграция по глубине. В таких случаях коэффициент элемента тонкой линзы пренебрежимо мал, по этому мы часто можем обойтись миграцией во времени на площадях с вариациями скорости в латеральном направлении от незначительных до умеренных.

Задача получения изображения усложняется, когда перекрывающие отложения имеют сложный характер (рис.5.6). Здесь деформированный годограф показывает наличие ложной структуры, поскольку имеются проявления «петель». Сложность может привести к появлению более чем одного луча изображения. В этом случае три луча изображения выходят около средних точек 160, 250 и 370. Здесь попытка выполнить миграцию во времени не удается, и получить изображение рассеивающего объекта можно только с помощью миграции по глубине.

Некоторые примеры вариаций скорости в латеральном направлении рассмотрены на рис.5.1 – 5.6. Поведение луча изображения и качество фокусировки определяют, какая миграция должна быть выполнена: по времени или по глубине. Если начальная и конечная точки луча изображения имеют одно и то же положение ОСТ (рис.5.2), необходима только миграция во времени. Если луч изображения отклоняется на несколько положений ОСТ (рис.5.4), может потребоваться миграция по глубине (в зависимости от природы объекта разведочных работ). Малое отклонение (рис.5.5) часто подразумевает результат миграции во времени с хорошей фокусировкой и, следовательно, хорошее представление геометрической формы разреза. Это форма отражающей поверхности, которая имеет решающее значение для интерпретаторов, т.к. горизонтальные смещения, определенные по лучам изображения, могут быть применены к данным (Hubral, 1977) или к структурной карте после миграции во времени. Большие отклонения лучей изображения означают, в общем, неправильную фокусировку и, следовательно, подразумевают миграцию скорее по глубине, чем во времени. Наконец, если с точкой в разрезе ассоциируется более одного луча изображения (рис.5.6), обязательной является миграция по глубине (рис.5.6).

Эти наблюдения, выполненные на моделях точечного дифрагирующего объекта, сейчас распространены на модель «скорость-глубина», которая включает отражающие границы на рис.5.6. Лучи изображения, ассоциированные с этой моделью, показаны на рис.5.7. Вдоль лучей изображения до горизонта 2 отклонения от вертикали не происходит. Следовательно, для получения изображения этого горизонта миграция по глубине не требуется. С другой стороны, лучи изображения значительно отклоняются от вертикали при прохождении к горизонта 3 и 4. Например, луч изображения, начинающейся на ОСТ 140, достигает горизонта 4 приблизительно под ОСТ 180 (горизонтальное смещение составляет 40 средних точек). Чтобы получить изображение этих двух горизонтов, необходимо выполнить миграцию по глубине.

Поскольку построение луча изображения представляет собой мощное диагностическое средство в определении типа миграции (во времени или по глубине) в данной модели «скорость-глубина», мы можем предполагать, что лучи изображения, могут быть полезными для преобразования результатов, мигрированных во времени, в разрезы глубин. На рис.5.4 можно видеть, что миграция во времени сжимает энергию к вершине *A* годографа дифрагированной волны, которая совпадает с положением луча изображения на поверхности. Результат мигрирования во времени может быть преобразован в глубины по лучам изображения, а не по вертикальным лучам (Hubral, 1977).



(N) HEADO



Рис.5.1 Реакция точечного дифрагирующего объекта в среде с постоянной скоростью (верхнее изображение) представляет собой гиперболу (среднее изображение). Миграция во времени (нижнее изображение) дает хорошие результаты при получении изображения этого дифрагирующего объекта. Стрелки показывают проекцию на поверхность истинного положения дифрагирующего объекта по горизонтали.

Рис.5.2 Реакция точечного дифрагирующего объекта, расположенного в слоистой среде (верхнее изображение) имеет приблизительно гиперболический характер (среднее изображение). Миграция во времени (нижнее изображение) дает хорошие результаты при получении изображения этого дифрагирующего объекта. Стрелки показывают проекцию на поверхность истинного положения дифрагирующего объекта по горизонтали.

6





Рис.5.3 Реакция точечного дифрагирующего объекта, расположенного в слоистой среде (рис.5.2) приблизительно эквивалентна реакции другого точечного дифрагирующего объекта, расположенного в среде с постоянной скоростью (верхнее изображение), где постоянная скорость представляет собой среднеквадратичное значение скоростной функции в слоистой среде на глубине первоначального точечного дифрагирующего объекта на рис.5.2. Времена пробега, ассоциированные с разрезами с нулевым выносом на рис.5.2 и 5.3, различаются между собой на самых дальних флангах годографа дифрагированной волны. Для изображения рассеивающего объекта миграция во времени (нижнее изображение) дает хорошие результаты.

Рис5.4 Реакция точечного дифрагирующего объекта, расположенного в среде со значительным изменением скорости в латеральном направлении (верхнее изображение) представляет собой асимметричную гиперболу, вершина которой смещена от истинного положения. Миграция во времени больше не является действительным процессом; необходима миграция по глубине.





Рис.5.5 Реакция точечного дифрагирующего объекта, расположенного в среде с незначительным изменением скорости в латеральном направлении (верхнее изображение) представляет собой несколько асимметричную гиперболу, вершина которой смещена влево от истинного положения. Для получения изображения дифрагирующего объекта приемлемым средством может быть миграция во времени.

Рис5.6 Реакция точечного дифрагирующего объекта, расположенного в среде с резкими изменением скорости в латеральном направлении (верхнее изображение) представляет собой деформированный годограф, который предполагает ложные структурные элементы. Миграция во времени больше неприемлема; необходима миграция по глубине.



Рис.5.7 Лучи изображения по модели «скоростьглубина» на рис.5.6. Обратите внимание на отклонение лучей изображения от вертикали при их прохождении через сложную структуру.

Распределение вдоль лучей изображения отчасти выполняет действие, ассоциированное с элементом тонкой линзы. Следует помнить, что на каждом шаге продолжения вниз действие элемента тонкой линзы представляет собой вертикальное смещение во времени, которое зависит от изменения скорости в пространстве. Хотя при продолжении волнового поля вниз применение элемента тонкой линзы и дифракции характеризуется по-своему, их действия становятся в значительной степени связанными при резком изменении скорости в латеральном направлении (как на рис.5.6). Когда изменение скорости может оценить как умеренное до сильного, эти два элемента часто могут быть полностью разделены и применены последовательно без существенной ошибки (Larner и др., 1981). Полное разделение означает, что поправку за влияние элемента тонкой линзы можно ввести до или после миграции во времени. Если поправка введена после миграции во времени, следует использовать распределение луча изображения. Если поправка введена перед миграцией во времени, обычно применяется распределение, использующее вертикальные смещения во времени. На практике введение поправки перед миграцией во времени часто работает лучше, т.к. при этом наблюдается тенденция к результату миграции с фокусировкой более высокого качества.

Вариации скорости в латеральном направлении могут быть незначительными до умеренных (как на рис.5.5), сильными (рис.5.4) или резкими (рис.5.6). На рис.5.8 показаны 4 способа получения разреза глубин и условия, необходимые для того, чтобы эти способы были действительными.

Миграция во времени является действительной для модели с изменением скорости в вертикальном направлении. Поскольку она непосредственно реализует элемент тонкой линзы, миграция по глубине требует детальной модели скорости, в которой учитываются вариации скорости в латеральном направлении. Как мы выводим скоростную модель? Если такая модель точно известна, мы будем также знать геологическую модель разреза и, следовательно, нам нет необходимости выполнять миграцию. В этом отношении миграция по глубине можно рассматривать как средство проверки начальной геологической гипотезы. Следовательно, итеративный процесс, аналогичный показанному на рис.5.9, дает миграцию по глубине с лучшими результатами. Начнем со скоростной модели, основанной на лучшей сумме и другой имеющейся информации, такой как данные ГИС. Сумма ОСТ мигрирована во времени с использование этой начальной скоростной модели. Результат преобразован в глубины вдоль вертикальных лучей; сформирована новая модель «скорость-глубина». Затем сумма ОСТ мигрирована по глубине с использованием этой начальной модели «скорость-глубина»; результат интерпретирован. Если интерпретация не соответствует модели «скорость-глубина», модель модифицируется, и миграция по глубине повторяется. Итеративный процесс повторяется до тех пор, пока модель, поданная для миграции по глубине, не совпадет с разрезом, мигрированным по глубине (рис.5.9). На практике, чтобы снизить стоимость работ, некоторые начальные итерации часто выполняются методами построения луча, которые используют *dip bars*, пикированные по временным разрезам. Этот итеративный подход должен давать результат, который сходится с геологической моделью. Однако, нет гарантии однозначности решения. В Разделе 5.2.2 подробно рассматривается такая итеративная миграция по глубине.

Помимо построения модели «скорость-глубина», существует еще одна проблема – предположение нулевого выноса для суммы. Сложное негиперболическое приращение на данных ОСТ, ассоциированное с резкими вариациями скорости в латеральном направлении, требует выполнения миграции по глубине перед суммированием. Однако, сумма может быть использована для выведения правдоподобной модели «скорость-глубина», по которой, в свою очередь, может быть получено изображение перед суммированием.

В следующих разделах рассматриваются три типа сложных погребенных структур, которые встречаются чаще всего: морское дно неправильной формы, диапировые структуры и чешуйчатые структуры, ассоциированы с шарьяжным тектонизмом.



Рис.5.8 Схема преобразования в глубины для различных степеней вариаций скорости в латеральном направлении. Альтернативой миграции по глубине (крайняя правая колонка) является вертикальное преобразование в скоростную модель скорости, где изменение происходит не в латеральном направлении; после чего следует миграция во времени и растяжение по вертикали. По теории это неправильно, а на практике часто приемлемо, т.к. результаты этого подхода и миграции по глубине различаются в пределах неопределенности скорости.

5.2.1 Морское дно неправильной формы

Рассмотрим морское дно с рельефом неправильной формы (рис.4.11а). Прямое моделирование с использованием нормально падающих лучей дает годографы, показанные на рис.4.11b. Обратите внимание, что простые линейные отражения в модели

глубин выглядят как сложные на временном разрезе из-за сложного строения перекрывающей толщи, т.е. неправильная форма морского дна обуславливает сложные искажения лучей. Разрез с нулевым выносом, полученный по модели глубин, показан на рис.5.10а. Хорошо видно, что миграция во времени (рис.5.10b) не является способом построения изображения под такой сложной перекрывающей толщей. В место нее требуется миграция по глубине (рис.5.10с). Миграция во времени правильно изображает морское дно, однако, она обрабатывает интерференцию вдоль горизонтов 3 и 4 (см. рис.5.6) как проявление «петли» и преобразует их в синклинали (см. рис.5.10b). Миграция по глубине дает более реалистичное изображение разреза при условии, что модель «скорость-глубина» является точной. Модель «скорость-глубина», используемая для выведения рис.5.10с, является точной моделью, полученной по рис.4.11а.



Рис.5.9 Итеративная процедура миграции по глубине.

Лучевая диаграмма на рис.5.7 показывает, почему для получения изображения ниже морского дна неправильной формы необходима миграция по глубине. Лучи изображения, ассоциированные с морским дном неправильной формы (верхнее изображение) сами по себе не отклоняются от вертикали и, следовательно, для получения изображения этого горизонта миграция по глубине не требуется. С другой стороны, сильные изменения скорости в латеральном направлении по поверхности морского дна вызывают отклонение от вертикали лучей, ассоциированных с горизонтами, расположенными ниже (среднее и нижнее изображения).

Как показано для разреза с нулевым выносом (рис.5.10), миграция во времени суммарного разреза (рис.5.11а) не является решением задачи при сложно построенной перекрывающей толще (рис.5.11b). На той же самой модели «скорость-глубина», которая использовалась на рис.5.10. Результаты на рис.5.11 ухудшены, т.к. сумма ОСТ неточно представляет разрез с нулевым выносом. Это связано с тем, что сложная перекрывающая толща обуславливает искажения лучей, что в свою очередь, приводит к аномальному, гиперболическому приращению данных перед суммированием. Это можно видеть на примере выборок ОСТ (рис.4.13а), которые ассоциированы с суммарным разрезом на рис.5.11а. Сравнивая миграции по глубине с разрезом с нулевым выносом и суммарным разрезом (рис.5.10с и 5.11с соответственно) показывают, что задачу сложных перекрывающих отложений нужно решать перед суммированием. Для получения точного изображения путем миграции по глубине после суммирования необходимы, как точная модель «скорость-глубина», так и суммарный разрез, который хорошо представляет разрез с нулевым выносом. При отсутствии точного суммарного разреза может потребоваться полная миграция по глубине перед суммированием.



Рис.5.10 (а) Разрез с нулевым выносом, полученный по модели глубин на рис.4.11а. (b) Хотя миграция во времени правильно изображает морское дно, она дает ложные структуры, ассоциированные с двумя отражающими поверхностями, залегающими ниже. (c) Миграция по глубине дает истинную картину разреза в случае правильной модели «скорость-глубина».

Миграция по глубине перед суммированием включает чередующееся продолжение вниз выборок ОПВ и ОТП при дискретных шагах по глубине (Schultz и Sherwood, 1980; Stolt, 1978). Эта схема требует сортировки данных между выборками ОПВ и ОТП на каждом шаге по глубине. Один из способов уменьшить стоимость – остановить процесс непосредственно под сложно построенной перекрывающей толщей; второй способ – полностью обойти мигрирование по глубине перед суммированием и использовать для улучшения суммирования другие процессы, такие как программы ручного ввода статических поправок и суммирования, основанные на корреляции трасс или HVA (скоростной анализ по горизонту; см. Раздел 3.3.1). Улучшенный суммарный разрез часто может быть принят в качестве вполне подходящего представления разреза с нулевым выносом.

Учитывая это, обратимся к примеру полевых данных на рис.5.12а. Обратите внимание на ложные структуры вдоль несогласия Т, вызванные неравномерным рельефом морского дна. Они особенно заметны ниже средних точек А, В и С. Изгиб отражения, ассоциированного с несогласием в этих точках, можно отнести за счет низкоскоростной перекрывающей толщи (в данном случае – водного слоя). Кроме сложно построенных перекрывающих отложений этот разрез содержит также интенсивные дифрагированные кратные волны. Снова миграция во времени не обеспечивает решения для такой сложной перекрывающей толщи. Как на рис.5.12b. Искажения вдоль несогласия сохраняются. Модель «скорость-глубина» была получена по сейсмическим данным с целью использования в миграции по глубине суммарного разреза ОСТ. На основании начальных результатов миграции по глубине модель «скорость-глубина» была пересмотрена, как показано на рис.5.12c. Миграция по глубине суммы ОСТ, основанная на пересмотренной модели «скорость-глубина», показана на рис.5.12d. Обратите внимание, как исправлены искажения, вызванные неправильной формой морского дна (сравните с рис.5.12b). Ниже средней точки *С* имеется разрыв отражения, вызванный несогласным залеганием. Однако, пересмотренная модель «скорость-глубина» предполагает, что то, что подавалось на вход в качестве скоростной модели, сходно со структурой на результате миграции по глубине после этой второй итерации. Дальнейшее улучшение, вероятно, будет минимальным.

Рис.5.11 (а) Суммарный разрез, выведенный по модели глубин на рис.4.11а. Миграция во времени (а) дает ложные структуры, а миграция по глубине не обеспечивает истинную картину разреза, даже если используется корректная модель «скорость-глубина».

5.2.2 Соляная диапировая структура

Типичная модель такой структуры показана на рис.5.13а. Соляные диапировые структуры являются общими вблизи побережья Западной Африки, Мексиканского залива, Красного моря и Северного моря. В этом случае соляной слой характеризуется высокой скоростью, что обуславливает значительное различие по скорости с окружающими слоями. Разрез с нулевым выносом, выведенный по этой модели глубин, показан на рис.5.13b. Отражение, ассоциированное с флангами соляного купола – главным образом дифрагированная волна, сходящая с его вершины; длина профиля недостаточна, чтобы смоделировать отражения вдоль флангов. Представляет интерес подошва соляного слоя В, которая имеет повышенный участок, вызванный наличием высокоскоростного перекрывающего слоя (диапировой структуры). Миграция во времени является приемлемой, если целевой объект расположен над соляным слоем (например, entrapments вдоль флангов), поскольку здесь нет резких искажений лучей (рис.5.13с). Однако, если целевой горизонт расположен под соляной диапировой структурой, возникает проблема сложно построенной перекрывающей толщи. Из рис.5.13с видно, что подошва соляного слоя В не отображается надлежащим образом. С другой стороны, миграция по глубине подчеркивает структуру под соляным слоем, включая разлом на его подошве (рис.5.13d).

Рис.5.13 (а) Модель «скорость-глубина» для соляной диапировой структуры; (b) разрез с нулевым выносом, выведенный по модели (а). В представляет собой отражение от подошвы соляного слоя; (c) миграция во времени разреза с нулевым выносом; (d) миграция по глубине разреза с нулевым выносом с использованием истинной модели «скорость-глубина» (а). (Моделирование выполнено Deregowski и Barley, British Petroleum.)

Модель «скорость-глубина», использованная в миграции по глубине на рис.5.13d, представляет собой истинную модель (рис.5.13a), которая применялась для создания разреза с нулевым выносом; этот разрез был подан на вход миграции по глубине. На практике мы не знаем точной модели глубин. Как мы создаем правдоподобную модель? Мы должны использовать всю имеющуюся информацию: скорости, оцененные по сейсмическим данным, данные ГИС, модель разреза, построенную геологами. Миграция во времени способна помочь построить часть модели глубин, в которой не существует проблемы сложно построенной перекрывающей толщи. Для выведения окончательной модели «скорость-глубина» может быть использована итеративная процедура миграция по глубине (см. рис.5.9).

На рис.5.14 показан пример полевых данных по соляной диапировой структуре. Обратите внимание на возвышенность ниже соляного купола на времени около 2с в средней части разреза. Этот суммарный разрез ОСТ был получен с применением скоростей суммирования, выведенных по HVA (скоростному анализу по горизонту). HVA улучшил качество отражений, особенно ниже соляного купола (рис.3.48). Миграция во времени дает неадекватное изображение подошвы соляного слоя B (рис.5.14).

14

Рассмотрим итеративную миграцию по глубине для улучшения изображения подошвы соляного слоя. Будем следовать процедуре:

- 1. Начнем с суммарного разреза ОСТ лучшего качества (рис.5.14а) и выполним миграцию во времени (рис.5.14b).
- 2. Преобразуем разрез, мигрированный во времени, в разрез глубин вдоль вертикальных лучей (рис.5.14с). Это преобразование должно быть действительным для всех частей суммы ОСТ, которые не ухудшены влиянием перекрывающей толщи. В этом примере, за исключением точки *A* и ее окрестности, результат преобразования в глубины считается вполне приемлемой начальной моделью «скорость-глубина». Лучи изображения не могут быть использованы для преобразования в глубины, т.к. они необходимы для модели «скорость-глубина», а скоростная модель неизвестна.
- 3. Оцифруем разрез, преобразованный в глубины, вдоль основных опорных горизонтов. Результат показан на рис.5.15 (верхнее левое изображение).
- 4. Используя эту начальную модель «скорость-глубина», выполним миграцию по глубине суммарного разреза ОСТ, показанного на рис.5.14а. Мигрированный по глубине разрез показан на рис.5.15 (справа вверху).
- 5. Ниже начальную модель «скорость-глубина» на разрез, мигрированный по глубине и модифицируем модель там, где расхождение слишком большое.
- 6. Используя эту пересмотренную модель «скорость-глубина» повторим процесс миграции по глубине.
- 7. Будем повторять шаги 5 и 6 до тех пор, пока модель «скорость-глубина» не будет совпадать с результатом миграции по глубине. В данном примере после трех итераций получается очень хорошее совпадение.

Мы все же не знаем, отражает ли последний результат миграции по глубине истинную картину разреза. Решение не является однозначным, нет метода, который обеспечил бы такое решение, поскольку значения скорости, введенные в модель «скоростьглубина», могут быть нарушены различными способами и, тем не менее, будет совпадать с результатами миграции по глубине. Однако, используя внешнюю информацию, например, данные ГИС, можно значительно сократить количество правдоподобных решений.

5.2.3 Чешуйчатые структуры в шарьяжных поясах

Типичная модель таких структур показана на рис.5.16а. Целевые зоны могут располагаться на кульминациях (точка A) или на структуре форланд (точка B). На рис.5.16b показан разрез с нулевым выносом выведенный из этой модели миграции во времени достаточно для того, чтобы выделить целевые объекты на чешуйчатых структурах (точка A на рис.5.16а), как показано на рис.5.16с. Однако, только миграция по глубине (рис.5.16d) точно изображает целевые объекты под структурой с кульминацией (точка B на рис.5.16а).

На рис.5.17а приведен пример шарьяжной структуры, которая сходна со структурой в синтетической модели на рис.5.16а. Миграция во времени (рис.5.17b) способна изобразить любой целевой объект в чешуйчатой структуре, но не дает правильной картины для зоны, расположенной под чешуйчатой структурой.

Другой пример шарьяжной структуры показан на рис.5.18а. Данные были зарегистрированы в 1972 г. и подверглись миграции во времени (рис.5.18b) с использованием методики суммирования дифракционной волны. Результат миграции является удовлетворительным в пределах чешуйчатых структур выше времени 2с, но ниже этого времени отражения становятся перемигрированными. На этих данных миграция по глубине не выполнялась.

Данные из областей шарьяжей могут иметь плохое качество. Такие геологические провинции обычно характеризуются пересеченным рельефом поверхности, что осложняет полевые условия, и обуславливает значительные проблемы, связанные со статикой. Структуры с кульминациями также вызывают рассеивание энергии. В таких провинциях только после бурения нескольких скважин может выполнить приемлемую интерпретацию и вывести правдоподобную модель «скорость-глубина». На рис.5.19 показан разрез шарьяжа, мигрированный во времени. Несколько нефтяных месторождений на структурных поднятиях было открыто с помощью гравиразведки. Поскольку перекрывающие отложения являются аллохтонными, эти структурные поднятия неразличимы на сейсмическом разрезе. На сложных площадях, таких как шарьяжные пояса, для разведки природных ресурсов необходимо интегрировать геофизические методы.

Сложные геологические структуры часто являются трехмерными. Мы не ожидаем, что 2-D миграция во времени или по глубине даст точное изображение разреза в геологических провинциях с шарьяжными поясами или соляной тектоникой. На рис.5.20 показан суммарный разрез и результат его миграции в области развитых шарьяжей. В частности, вполне вероятно, что многие отражения ниже времени 3с представляют собой энергию, которая не из плоскости регистрации. 3-D миграция рассматривается в Разделе 6.5.

Рис.5.14 (а) Суммарный разрез ОСТ, содержащий отражения от соляного купола. (b) Миграция во времени суммы ОСТ. Обратите внимание на сходство между перемигрированной подошвой соляного слоя в этом разрезе и в мигрированный во времени в разрезе на рис.5.13с. (c) Преобразование «вертикальное время-глубина» разреза, мигрированного во времени.

Рис.5.16 (а) Гипотетическая модель «скорость-глубина» для шарьяжной структуры. (b) Разрез с нулевым выносом, выведенный из этой модели. (c) Миграция во времени разреза с нулевым выносом. (d) Миграция по глубине разреза с нулевым выносом (b) с применением модели «скорость-глубина» (а).

5.3 ЗАМЕЩЕНИЕ СЛОЯ

Рассмотрим модель глубин на рис.5.21а. В Разделе 5.2 мы видели, что причина изгиба луча заключается в сложности перекрывающей толщи, а результатом изгиба являются искажения и разрывы подстилающих целевых отражений. Если различие по скорости отсутствует (рис.5.21b), лучи не изгибаются и миграция по глубине не потребуется. Согласно рис.5.21, замещения скорости в перекрывающей толще скоростью в подстилающем слое (т.е. замещение слоя) может оказаться жизнеспособной альтернативой использованию миграции по глубине для устранения нежелательного влияния сложно построенной перекрывающей толщи на подстилающем слое.

Представлена методика замещения слоя (Yilmaz и Lucas, 1968), основанная на datuming волнового уравнения (Berryhill, 1979, 1984). Datuming Berryhill экстраполирование известного волнового поля при определенной поверхности приведения произвольной формы к другой поверхности приведения, которая также имеет произвольную форму. Экстраполяция выполняется с применением интегрального решения Кирхгоффа скалярного волнового уравнения, в которое входят элементы near-field и far-field [уравнение (4.5)]. Скорость, используемая в экстраполяции, представляет собой скорость в среде между входной и выходной поверхностями приведения.

На рис.5.22а показан простой случай datuming. Здесь разрез с нулевым выносом рассчитан по трем точкам рассеивающим объектам, расположенным ниже средней точки А в среде со скоростью, распределенной по слоям, как обозначено между рис.5.22а и 5.22b. Точечные рассеивающие объекты расположены на границах слоев, на глубинах 800, 1300 и 1900м. Годограф от объекта на глубине 800м представляет собой гиперболу; годографы более глубоких объектов – почти гиперболические (z = 0), продолжим его в низ, используя скорость в первом слое (2000м/с) и рассчитаем волновое поле на первой границе раздела (z = 800м). Результат показан на рис.5.22b. Как ожидалось, годограф, ассоциированный с точечным объектом на глубине 800м, в значительной степени сжался к вершине, поскольку этот объект расположен на первой границе. Поскольку сейчас сейсмоприемники расположены ближе к двум другим рассеивающим объектам, ассоциированные с ними отражения также сжимаются. На рис.5.22b показано разрез с нулевым выносом, который должен быть зарегистрирован, если сейсмоприемники расположить вдоль первой границы раздела. Энергия от верхнего рассеивающего объекта сейчас приходит на времени t = 0, т.к. поверхность приведения для этого разреза представляет собой границу раздела, на которой располагается рассеивающий объект.

Волновое поле на первой границе раздела (z = 800м) (рис.5.22b), сейчас экстраполируется к поверхности (z = 0) с использованием скорости во втором слое 2500м/с. На рис.5.22с показан результат, сравнимый с разрезом с нулевым выносом (рис.5.22d). Этот последний был выведен независимо по скоростной модели, показанной между рис.5.22с и 22d. Первый слой со скоростью 2000м/с был замещен вторым слоем со скоростью 2500м/с.

В принципе datuming может быть выполнено любым методом экстраполяции, например, методом смещения по фазе, конечноразностным методом или суммированием Кирхгоффа. Однако, при оперировании поверхностями приведения с произвольной формой более удобным является суммирование Кирхгоффа.

Необходимо различать datuming и миграцию. Datuming формирует не мигрированный временной разрез на определенной поверхности z(x), форма которой может быть произвольной. Миграция включает расчет волнового поля на всех глубинах по полю, зарегистрированному на поверхности. В этом отношении datuming представляет собой составную часть миграции, когда миграция выполняется как процесс продолжения вниз. Помимо продолжения вниз миграция требует привлечения принципа получения изображения t = 0.

Рис.5.17 (а) Пример полевых данных с шарьяжной тектоникой; (b) миграция во времени этого суммарного разреза.

5.3.1 Замещение слоя после суммирования

Сейчас рассмотрим другое практическое применение datuming волнового уравнения для 2-D сейсмических данных: устранение ухудшающего влияния рельефа морского дна с неправильной формой на выдержанность и геометрию подстилающих отражений. Эта проблема особенно сильно сказывается на участках, где имеется значительное различие в скорости между водным слоем и подстилающим слоем. Несмотря на обычный 3-D характер проблемы, 2-D интерпретацию целевых отражений часто можно улучшить, замещая скорость в водном слое скоростью в подстилающем слое.

Первый шаг в замене слоя после суммирования включает продолжение вниз волнового поля, зарегистрированного на поверхности (рис.5.23а), к морскому дну (горизонт 2 на рис.5.21а) с использованием скорости в водном слое. Промежуточный результат показан на рис.5.23. Обратите внимание, что на этом разрезе со сглаженными горизонтами отражение от морского дна соответствует времени t = 0; это означает, что все сейсмоприемники располагаются на морском дне, которое имеет неправильную форму.

Datuming волнового уравнения имеет несколько областей практического применения: сглаживание горизонтов, замещение слоя, прямое моделирование. Эти операции выполняются до суммирования или после суммирования. Основное различие между двумя видами реализации состоит в том, что при выполнении datuming после суммирования скорость должна быть уменьшена вдвое, чтобы соответствовать модели взрывающейся поверхности (Раздел 4.1). Сглаживание горизонта включает продолжение вниз от одного опорного горизонта до другого. Когда это сделано последовательно для всех опорных горизонтов в разрезе, методика может быть исвоссоздания пользована ДЛЯ истории

Сейсмическое моделирование включает ряд операций продолжения вверх по определенному множеству скоростных границ, начиная с нижней части модели и заканчивая ее верхней частью. Пример приведен в Разделе 8.4.

структур на данной площади съемки (Та-

ner и др., 1983).

Рис.5.18 (а) Сумма ОСТ по участку с шарьяжной тектоникой; (b) миграция во времени (Данные Amoco Production Company).

Рис.5.19 Мигрированный суммарный разрез по шарьяжному поясу. Кульминация чешуйчатых структур была выделена и проверена только после бурения ряда скважин (вертикальные полосы). (Turkish, Petroleum Corporation).

Рис.5.20 (а) Суммарный разрез ОСТ по району шарьяжей; (b) его миграция во времени. (Данные Occidental Oil of Pakistan Ltd. и Pakistan Oil Fields Ltd.)

Рис.5.21 (а) Различие по скорости между перекрывающими и подстилающими отражениями вызывает изгиб лучей на границе раздела. (b) Замещение скорости в перекрывающем слое скоростью в подстилающем слое устраняет изгиб лучей.

Рис.5.22 Замещение слоев путем суммирования Кирхгоффа. (а) Входной разрез с нулевым выносом (уровень приведения z = 0), основанный на модели глубин, которая состоит из трех точек рассеивающих объектов на глубинах 800, 1300 и 1900м. Интервальные скорости указаны справа от разреза. (b) Шаг 1: Продолжение вниз волнового поля от z = 0 до уровня приведения z = 800м с использованием скорости 2000м/с. (c) Шаг 2: Продолжение вверх (b) к z = 0 с использованием скорости 2500м/с. (d) Разрез с нулевым выносом, полученный независимо с использованием интервальных скоростей, которые указаны слева от разреза. Сравните (d) и (c).

Если скорость в перекрывающей толще или рельеф морского дна определены неправильно, отражение от дна не будет на времени t = 0. В этом отношении промежуточный разрез становится хорошим диагностическим средством, которое имеет смысл применить перед переходом к следующему шагу.

Второй шаг процесса замещения слоя после суммирования включает продолжение вверх промежуточного волнового поля (рис.5.23b) к поверхности; при этом используется скорость в подстилающем слое (2000м/с). На рис.5.23c показан разрез с нулевым выносом после замещения слоя. Разрез с нулевым выносом был создан по той же модели, что на рис.5.23a, но скорость в первом слое составила 2000м/с. Он показан на рис.5.23d для сравнения. Если сравнить результаты замещения слоя (рис.5.23c) и миграции по глубине (рис.5.10с), можно видеть, что оба процесса устранили влияние сложной перекрывающей толщи. Отметим, однако, что для замещения слоя требуется точное представление только перекрывающей толщи, тогда как миграция по глубине требует точного представления всей модели «скорость-глубина». Кроме того, результатом миграции по глубине является разрез, мигрированный по глубине (рис.5.10с), тогда как результат замещения слоя представляет собой не мигрированный временной разрез (рис.5.23c). После устранения влияния сложных перекрывающих отложений для этого разреза требуется только миграция во времени.

5.3.2 Замещение слоя перед суммированием

Как и миграция по глубине, замещение слоя после суммирования может устранить влияние сложно построенной перекрывающей толщи при условии, что входной разрез точно представляет разрез с нулевым выносом. Однако, сложно построенная перекрывающая толща обуславливает искажения лучей, которые формируют аномальные, негиперболические приращения в данных перед суммированием. Миграция по глубине не дает точное изображение по суммарному разрезу даже при известной модели «скорость-глубина» (Schultz и Sherwood, 1980). Аналогично, замещение слоя после суммирования не устраняет влияние сложно построенной перекрывающей толщи, даже если ее геометрия точно известна, т.к. входной суммарный разрез отличается от разреза с нулевым выносом. Тем не менее, основываясь на простом моделировании методом построения луча, мы можем определить, будет ли способно замещение слоя после суммирования описать структуру подстилающего слоя. Если результаты являются неудовлетворительными, следует выполнить замещение слоя перед суммированием.

Рис.5.23 Замещение слоя после суммирования включает два шага. Шаг 1: Разрез с нулевым выносом (а) экстраполирован вниз к морскому дну (горизонт 2 на рис.5.21а) с использованием половины величины скорости в водном слое. Разрез (b) получен при размещении сейсмоприемников на морском дне. Шаг 2: Промежуточное волновое поле экстраполировано назад к поверхности с использованием скорости в слое под морским дном. Полученный в результате разрез с нулевым выносом (с) можно сравнить с разрезом с нулевым выносом (d), который получен независимо с использованием такой же модели «скорость-глубина», что на рис.5.21а, но скорость в перекрывающей толще такая же, как в подстилающем слое (2000м/с).

Сложное приращение можно видеть на выборках ОПВ и ОСТ (рис.5.24а и 5.25а соответственно). Они были синтезированы по модели глубин на рис.5.6 с использованием программы моделирования, основанной на построении лучей, которое не включает дифрагированные волны и не моделирует амплитуды надлежащим образом. Удаления «взрыв-прибор» изменяется от 50 до 2387.5м с шагом между сейсмоприемниками 12.5м. В общем, было сформировано 437 выборок ОПВ; каждая выборка включает 192 трассы. Кратность наблюдения по всему профилю составляет 96.

Начиная с выборок ОПВ, замещение слоя перед суммированием включает (а) продолжение вниз всех сейсмоприемников к выходной поверхности приведения с использованием скорости в перекрывающей толще; (b) сортировку данных в выборки ОТП; (c) продолжение вниз точек взрыва на ту же самую выходную поверхность приведения с использование скорости в перекрывающей толще; (d) продолжение точек взрыва вверх к поверхности с использованием скорости в подстилающем слое; (e) сортировка данных в выборки ОПВ; (f) продолжение вверх сейсмоприемников к поверхности с использованием скорости в подстилающем слое; се сортировка данных в выборки ОПВ; (f) продолжение вверх сейсмоприемников к поверхности с использованием скорости в подстилающем слое.

Рис.5.24 (а) Синтетическая выборка ОПВ по сложной части модели «скорость-глубина» на рис.5.6 до замещения слоя (а) и после замещения слоя (b). Ограничения в моделировании методом построения луча обуславливают резкие прерывания вдоль кривых приращения и всплески амплитуд в (а), что, в свою очередь, приводит к появлению ложных дифракционных волн в (b) в шагах продолжения вверх.

Эта последняя операция устраняет искажения времен пробега, ассоциированные с морским дном, как видно на выборках ОПВ и ОСТ (рис.5.24b и 5.25с соответственно). Несмотря на нежелательные эффекты, вызванные ограничениями моделирования методом

Рис.5.25 Выборка ОСТ и спектр скоростей по сложной части модели «скорость-глубина» на рис.5.6 до замещения слоя [(а) и (b)] и после замещения слоя [(с) и (d)].

построения луча, сложность отражений, ассоциированных с горизонтами 3 и 4 на рис.5.6, была уменьшена путем замещения слоя. После устранения влияния сложно построенной перекрывающей толщи эти отражения имеют гиперболическое приращение, как видно на рис.5.24b. Отражения А, В, С ассоциированы с горизонтами 2, 3 и 4 соответственно (рис.5.6). Обратите внимание, что горизонт 3 является плоским. Следовательно, вершина гиперболы находится на трассе, соответствующей ближнему выносу (отражение В). С другой стороны, горизонт 4 наклонен вправо. Следовательно, вершина гиперболы смещается вверх по восстанию (как показано стрелкой на рис.5.24b).

После замещения слоя для отражения ниже сложно построенной перекрывающей толщи произошло улучшение оценок скорости (сравните рис.5.25b и 5.25d). Скоростной анализ перед замещением слоя дает хорошо различимый пик для отражения от дна А, тогда как пики В и С, ассоциированные с боле глубокими слоями (горизонты 3 и 4 на рис.5.6), неразличимы. Аналогично, отражения В и С также являются неразличимыми на кривой максимальной корреляции, построенной справа от спектра скоростей. После замещения слоя (рис.5.25d) пики, обозначенные х, ассоциированные с тремя отражениями, можно различить на спектре скоростей и на кривой корреляции. Наклонное отражение от морского дна А сейчас характеризуется значительно более высокой скоростью приращения (2300м/с на рис.5.25d) по сравнению с первоначальной величиной (1600м/с на рис.5.25b). Для отражения В на рис.5.25d выбрана скорость 2000м/с – это скорость в среде над этой отражающей поверхностью после замещения слоя. Если это справедливо для любого процесса, основанного на экстраполяции формы волны, методике замещения слоя, рассмотренной здесь, свойственна пространственная неоднозначность. При современных методиках сбора данных мы можем вести запись большим количеством каналов при малом шаге между точками взрыва и группами сейсмоприемников. Следовательно, для недавно полученных данных пространственная неоднозначность не должна быть большой проблемой. При этом условии замещение слоя перед суммированием, сопровождаемое миграцией во времени после суммирования, является практической альтернативой миграции по глубине перед суммированием на площадях, где простой геологический разрез погребен под отложениями со значительным изменением скорости в латеральном направлении.

Математические подробности экстраполяции волнового поля, основанной на интеграле Кирхгоффа, даются в статье Berryhill (1979). Для замещения слоя после суммирования мы допускаем, что сумма представляет собой разрез с нулевым выносом, эквивалентный волновому полю, формируемому взрывающимися отражающими поверхностями, при условии, что скорость в среде уменьшена вдвое (Раздел 4.1). Мы считаем, что источники уже расположены на отражающих поверхностях. Следовательно, нам необходимо только переместить сейсмоприемники от одной поверхности приведения к другой на стадиях продолжения вверх и вниз. Для замещения слоя перед суммированием каждая выборка ОПВ или ОТП экстраполируется независимо. В частности, волновое поле в точке на выходной поверхности приведения рассчитывается с применением всех трасс во входной выборке. Хотя это и не рассматривается в настоящем примере, в процессе выполнения шагов продолжения вниз точек взрыва и приема выходная выборка должна быть рассчитана за пределами входной выборки, чтобы предотвратить возможную потерю сильно наклоненных отражений. Для замещения слоя перед суммированием скорость, используемая в эксплуатации, представляет собой скорость в среде между входной и выходной поверхностями приведения.

Сейчас рассмотрим пример полевых данных на рис.5.12а. Замещение слоя будет выполнено до, и после суммирования с целью устранения влияния морского дна неправильной формы. Сначала мы должны определить геометрию перекрывающей толщи (в данном случае рельеф дна). Поскольку скорость в перекрывающей толще постоянная (1475м/с), мы мигрируем суммарный разрез ОСТ, используя метод Stolt с постоянной скоростью, оцифровываем рельеф морского дна и преобразуем его в глубину, как показано на рис.5.26а.

Рассмотрим замещение слоя после суммирования. Сначала продолжим вниз сумму OCT (рис.5.12а), используя скорость в воде от поверхности до дна, чтобы получить разрез со сглаженными горизонтами на рис.5.26b. Как обычно, мы предполагаем, что сумма OCT представляет собой волновое поле с нулевым выносом. Отражение от дна приблизительно плоское и расположено на времени t = 0 (это указывает на достаточную точность модели «скорость-глубина» на рис.5.26а). Хотя отражения имеют неправильную форму, они на этом разрезе являются достаточно выдержанными; это признак того, что мы достигли эффекта фокусировки, выполняя экстраполяцию вниз. Нижняя часть разреза представляет собой зеркальное отражение рельефа дна.

Следующий шаг – возвращение этого волнового поля на поверхность с использованием скорости в подстилающем слое (2500м/с). Эта скорость, выведенная по сейсмическим данным, является достаточно постоянной по разрезу. На рис. 5.26с показан разрез после продолжения вверх. Он представляет собой результат замещения слоя. После устранения влияния сложно построенной перекрывающей толщи для изображения этого разреза требуется только миграция во времени (рис.5.26d). Разрез с миграцией во времени сейчас можно сопоставить с результатом миграции по глубине после суммирования (рис.5.12d). Несмотря на различные подходы эти два результата подразумевают сходную структурную интерпретацию, хотя это не показано, следует выполнить точное сопоставление между миграцией по глубине и миграцией во времени, преобразованным в глубину (depth-converted time migration).

Рассмотрим результаты замещения слоя перед суммированием. Начнем с выборок ОПВ; используя модель глубин на рис.5.26а, выполним продолжение вниз и вверх на выборках ОПВ и ОТП. Промежуточные шаги для заданных выборок ОПВ показаны на рис.5.27. Обратите внимание на время вступления отражения от дна на времени t = 0 в выборках в шаге 2 после продолжения ко дну точек взрыва и приема.

На рис.5.28 показан выбранный набор выборок ОСТ до, и после замены слоя. Они отсортированы из ОПВ в шагах соответственно 0 и 4. Поскольку данные содержат интенсивные кратные волны, оценка результатов замещения слоя затруднена. Как и в любой другой методике экстраполирования в одном направлении, datuming волнового уравнения обрабатывает кратные отражения как первичные. По скоростному анализу на рис.5.29 мы можем выполнить пикинг спектра скоростей после замещения слоя. Однако, решающее слово остается за суммарным разрезом ОСТ (рис.5.30а). После миграции во времени он обеспечивает точное изображение подстилающего слоя, свободное от влияния сложно построенной перекрывающей толщи (сравните рис.5.30b и рис.5.12d и 5.26d).

Интерпретация несогласия T по результатам замещения слоя перед суммированием (рис.5.30a и b) хорошо согласуется с предложенной моделью глубин на рис.5.12c. Несогласие выдержано ниже средней точки C, где имеется структурное поднятие. Ниже и левее средней точки A несогласие простирается вправо с разломами растяжения в древний континентальный шельф ниже средней точки B, и затем – в континентальный склон этого же возраста справа от структурного поднятия ниже средней точки C. На настоящее время ситуация противоположная – континентальный шельф расположен справа. Обратите внимание, что отражающая поверхность R залегает согласно с остальной частью разреза на этой глубине выше несогласия.

Для случая дна неправильной формы показано, что последовательность замещение слоя перед суммированием – поправка за нормальное приращение – суммирование – миграция во времени после суммирования эквивалентна полной миграции по глубине перед суммированием. Эта последняя характеризуется высокой стоимостью, тогда как замещение слоя перед суммированием дает немигрированный суммарный разрез и предоставляет возможность улучшить скоростной анализ после устранения влияния сложного приращения.

Ситуация может оказаться более запутанной, когда мы имеем дело с проблемой сложно построенной перекрывающей толщи, которая включает более одной границы раздела. В принципе, datuming можно применять послойно и влияние перекрывающей толщи будет устранено. Это увеличивает стоимость; с таким же успехом можно выполнить миграцию по глубине. Большая часть сейсмических данных характеризуется гиперболическим приращением. Негиперболическим приращением часто может оперировать общепринятая сумма ОСТ. Если получается сумма хорошего качества, достаточно получить изображение после суммирования. Редко имеет место случай, когда приращение настолько сложное, что единственный способ решения проблемы – это datuming до суммирования или миграция.

воде. Огражение от дла соятиетствует времени *l* = 0. Эго периый шиг в замещения: слом после суммирования. (с) Пръдољкение виезх зоднового поля в (b) от дна к поверхности с менюдазовением скорости в дне. Эго второй шиг в замещении слоя после суммрования. (d) Миграция но времени разреча в (c). Замешенией водный слой зарактерязуется скоростью 2500м/с. (Данные Hispanoll.)

Рис.5.27 Шаги, выполняемые при замещении слоя перед суммированием. Эти выборки ОПВ составлены по полевым данным на рис.5.12а. Модель верхней части разреза показана на рис.5.26(а). (0) Выборки ОПВ на поверхности; (1) продолжение вниз сейсмоприемников ко дну; v = 1475 м/с; (2) продолжение вниз источников ко дну; v = 1475 м/с; (3) продолжение вверх источников ко дну; v = 1475 м/с; (4) продолжение вверх сейсмоприемников к поверхности; v = 2500 м/с; (Данные Ніspanoil.)


Рис.5.28 Выборки ОСТ, ассоциированные с выборками ОПВ (шаги 0 - 4 на рис.5.27); (а) до замещения слоя; (b) после замещения слоя (Данные Hispanoil.)



Рис.5.29 Скоростной анализ в окрестности средней точки С на рис.5.12а; (а) до замещения слоя; (b) после замещения слоя.



Рис.5.30 (а) Сумма ОСТ, выведенная по выборкам (рис5.28b) после замещения слоя. Сравните с общепринятой суммой и с результатом замещения слоя после суммирования на рис.5.12a и 5.26c соответственно. (b) Миграция во времени суммарного разреза (a). Сравните с миграцией во времени результат замещения слоя после суммирования и с миграцией по глубине после суммирования (рис.5.26d и 5.12d соответственно). (Данные Hispanoil.)



Рис.5.31 (а) Разрез с нулевым выносом, содержащий нулевые трассы за исключением одной, на которой имеется один изолированный импульс; (b)модель «скорость-глубина» для миграции по глубине; (c) плоскость (*x*,*z*) – разрез, мигрированный по глубине; см. Упражнения 5.1.

УПРАЖНЕНИЯ

Упражнение 5.1 Рассмотрите разрез с нулевым выносом (x,t) на рис.5.31. Используя модель «скорость-глубина» на этом же рисунке, постройте в схематическом виде разрез (x,z), мигрированный по глубине.

Упражнение 5.2 Откорректируйте горизонты на модели «скорость-глубина» (рис.5.15, слева внизу) с разрезом на рис.5.15 (справа внизу).

6.1 ВВЕДЕНИЕ

В разведке на углеводороды геологические элементы, представляющие интерес, является 3-D по характеру. В качестве примера можно назвать соляные диапировые структуры, шарьяжные и разломные пояса, основные несогласия, рифы, дельтовые пески. 2-D сейсмический разрез представляет собой профиль 3-D сейсмического отклика. Несмотря на то, что 2-D разрез содержит сигнал, поступающий со всех направлений, в том числе не из плоскости сейсмического профиля, 2-D миграция обычно исходит из того, что сигнал поступает именно из плоскости профиля. Опытные интерпретаторы часто распознают отражения, расположенные не в плоскости профиля, но такой сигнал может привести к невязке 2-D мигрированных разрезов. Эти невязки являются результатом неадекватного изображения разреза вследствие использования 2-D миграции вместо 3-D. С другой стороны, 3-D миграция 3-D данных обеспечивает адекватное и детальное 3-D изображение разреза, которое ведет к более достоверной интерпретации.

Особое внимание следует уделить схеме 3-D съемки и сбору данных. Типичная морская 3-D съемка выполняется путем отстрела близко расположенных параллельных профилей (профильный отстрел). Типичная сухопутная или мелководная 3-D съемка выполняется путем размещения приемных профилей параллельно друг другу; пункты взрыва ориентированы перпендикулярно приемным профилям (полосовой отстрел – swath shooting).

В морских 3-D работах направление отстрела (путь судна) называется *продольным направлением* (*in-line direction*); для наземных 3-D съемок приемная коса располагается в продольном направлении. Направление, перпендикулярное продольному направлению в 3-D съемке, называется *поперечным направлением* (*cross-line direction*). В отличии от 2-D съемок, в которых шаг между профилями может доходить до 1км, в 3-D съемках эта величина может быть 50м или меньше. Такое плотное профилирование требует точного знания о местоположении точек взрыва и приема.

Размер площади съемки определяется протяженностью целевой зоны и размером апертуры, необходимой для адекватного изображения этой зоны. Такое требование означает, что площадная протяженность 3-D съемки почти всегда больше, чем площадная протяженность целевого объекта. Обычно в ходе 3-D работ количество собранных трасс составляет от нескольких тысяч до нескольких миллионов. Поскольку 3-D съемки характеризуются высокой стоимостью, большинство из них направлено на детальное исследование уже открытых нефтяных и газовых месторождений.

Основные принципы обработки 2-D сейсмических данных применяются и в обработке 3-D данных. В случае обработки 2-D данных трассы сортируются в выборки ОСТ (общей средней точки); в случае 3-D данных трассы сортируются в выборки общих ячеек (бины). Эти выборки используются в скоростном анализе; формируются суммы общих ячеек (common-cell stacks). Выборка общей ячейки совпадает с выборкой ОСТ для полосового отстрела. Типичный размер ячейки составляет 25 × 25м для наземной съемки и 12.5 × 37ю5м для морской съемки.

Общепринятые 3-D приемники расстановки часто усложняют процесс суммирования данных в выборке общих ячеек. Снос косы в 3-D морской съемке может привести к отклонениям приращения времен пробега отраженных волн от гиперболического в пределах выборки общих ячеек. Для наземных работ проблемой является приращение, зависящее от азимута (Раздел 3.2.3) в выборке общих ячеек.

После суммирования объем 3-D данных часто (но не всегда) мигрируется в две стадии. Сначала в продольном направлении выполняется 2-D миграция. Затем данные сортируются, и выполняется второй прогон 2-D миграции в поперечном направлении.

Во избежание пространственной неоднозначности, перед вторым прогоном миграции иногда выполняем интерполяцию между трассами в поперечном направлении.

Затем объем 3-D данных поступает к интерпретатору в виде вертикальных разрезов в продольном и поперечном направлениях и в виде горизонтальных разрезов (временных срезов). Временные срезы позволяют интерпретатору сформировать карты изолиний по опорным горизонтам. Интерактивная среда обеспечивает эффективные средства интерпретации полного объема 3-D мигрированных сейсмических данных. Корреляция разломов, отслеживание горизонтов, сглаживание горизонтов и некоторые методики обработки изображения могут быть адаптированы к интерактивной среде с целью улучшения интерпретации.

6.2 ДЛЯ ЧЕГО ВЫПОЛНЯЮТСЯ 3-D СЪЕМКИ?

Рассмотрим модель разреза на рис.6.1, которая состоит из наклонной плоской границы раздела в однородной среде. Исследуем А по направлению падения. Если съемка состояла из профилей, параллельных направлению падения, допущение о 2-D разреза окажется действительным. Сигналы не из плоскости профиля не регистрируются, и 2-D миграция будет корректной, как показано на рис.6.2а. После 2-D миграции точка D под точкой на поверхности X мигрирует вверх по восстанию в истинное положение D'. Сейчас рассмотрим профиль В, ориентированный по простиранию на рис.6.1 и пересекающийся с профилем А в точке X. Отражение от точки D' (рис.6.2a) регистрируется на обоих профилях А и В в точке их пересечения Х. Отражение на профиле В поступило не из плоскости профиля, чего нельзя сказать об отражении на профиле А. Однако, отражение на профиле, ориентированном по простиранию, от наклонной границы раздела, не выглядит как наклонное (рис.6.2b). Поскольку миграция не изменяет положения горизонтальных отражений, мигрированный разрез для профиля, ориентированного по простиранию, идентичен соответствующему не мигрированному разрезу. После миграции обоих разрезов в точке Х возникает невязка (рис.6.2b), хотя для не мигрированных разрезов невязка отсутствует.

В общем случае граница раздела характеризуется падением во многих направлениях на площадях, где производится разведка структурных ловушек. Следовательно, не возможно идентифицировать продольное направление как направление по падению или по простиранию (случай профиля C на рис.6.1). Кажущийся наклон по этому профилю воспринимается меньше истинного наклона по профилю, ориентированному по падению. Исследуем размещение после миграции точки D под точкой пересечения X всех трех профилей на виде сверху (рис.6.3). Точки D перемещаются в истинное положение D' вдоль профиля A, ориентированного по падению. Эта же точка не перемещается после миграции по падению B, ориентированному по простиранию. Она перемещается к D'' по профилю C. Второй прогон миграции рекомендуется в направлении, перпендикулярном профилю C с целью перемещения уже мигрированной энергии из точки D'' в ее истинное положение D'.



Рис.6.1 Модель разреза, состоящая из одной наклонной плоской границы раздела в однородной среде. Профиль А ориентирован по падению, профиль В ориентирован по простиранию, профиль С ориентирован произвольно. После миграции данные, зарегистрированные в точке пересечения X на этих трех профилях, мигрируют в положения, соответствующие различным точкам в разрезе. В схематическом виде миграция показана на рис.6.2 и 6.3 (по Workman, 1984.)

Хотя принципы 3-D миграции рассматриваются в Разделе 6.5, все же необходимо оценить различие между 2-D и 3-D миграцией с точки зрения интерпретации. На рис.6.4 показаны продольный (левая колонка) и поперечный (правая колонка) суммарные разрезы по результатам наземной 3-D съемки и их 2-D и 3-D миграция. 3-D миграция дает лучшее определение кровли (Т) соляного купола и лучше подчеркивает разломы В вдоль подошвы соляного купола. Нет сомнения, что интерпретация, основанная на получении 2-D изображения, существенно отличается от интерпретации основанной на получении 3-D изображения.

На рис.6.5 приведен другой пример значительного улучшения в результате 3-D миграции: хорошо выделены два соляных купола и синклиналь между ними. 3-D



Рис.6.2 (а) Миграция вдоль линии падения; (b) миграция вдоль линии простирания по модели глубин на рис.6.1. Точка D после миграции перемещается вверх по восстанию в D', вдоль профиля A. Точка D не перемещается после миграции вдоль профиля B. Это приводит к невязке между двумя мигрированными разрезами.



Рис.6.3 Вид сверху миграции в точке пересечения вдоль трех профилей, обозначенных на рис.6.1. Точка D перемещается в D' (ее истинное положение) вдоль профиля A, ориентированного по падению. Точка D не перемещается вдоль профиля B, ориентированного по простиранию. Эта же точка перемещается в D' вдоль профиля C, ориентированного произвольно. Получение изображения достигается путем миграции данных по направлению, перпендикулярному C с целью перемещения энергии из D' в D'.

миграция часто формирует в значительной степени различные разрезы из 2-D мигрированных разрезов. Пример на рис.6.6 показывает зону отсутствия отражения на 2-D мигрированном разрезе, тогда как на 3-D мигрированном разрезе эта зона содержит ряд выдержанных отражений, которые легко коррелируются с отражениями в не этой зоны.

Как упоминалось выше, 2-D миграция может ввести невязки между 2-D профилями в присутствии наклонных отражений. 2-D миграция не может давать адекватное изображение разреза, тогда как 3-D миграция устраняет невязки при выполнении процесса получения изображения. Это показано на рис.6.7, где корреляцию по продольному и поперечному профилям можно проверить в точке их пересечения (указана вертикальной черты). Незначительная невязка, имеющаяся на 2-D мигрированных разрезах между временами 1.3 и 2с, устранена на 3-D мигрированном разрезе.

Из примера полевых данных мы видим, что 3-D миграция позволяет получить изображение геологического строения в трех измерениях. В отличии от нее, 2-D миграция может дать неадекватные результаты. Разница между 2-D и 3-D сейсморазведкой заключается в способе выполнения миграции. Плотная сеть наблюдения по кровле целевой зоны (например, шаг между трассами продольного и поперечного профилей равен 25м) не обязательно дает адекватное изображение разреза, пока не будет выполнена 3-D миграция.

На рис.6 – 8 показана постепенно модифицируемая интерпретация сейсмических данных детальных 2-D съемок, выполненных в период с 1964 по 1970 годы. Рекогносцировочная съемка, выполненная в 1964г., состояла только из нескольких профилей. Исходя из предварительной структурной карты, основанной на этой первоначальной съемке, можно сделать вывод о структурном замыкании, которое характеризуется северо-западным трендом. В 1965г. в этих же направлениях были отработаны дополнительные профиля; структурные замыкания были частично проверенны. В 1966г. с целью выделения структуры профили были ориентированы в северо-восточном направлении. Изменение направления профилей позволило закрывать на площади некоторые разломы. В последующие годы (1967, 1968 и 1970) были отстреляны дополнительные профиля в северо-восточном, северо-западном, юго-западном и юго-восточном направлениях. Эти съемки позволили увеличить плотность наблюдений и получить более детальные результаты интерпретации. Исследуя топокарту 1970г., на которую нанесены все профиля, отработанные с 1964г., мы должны спросить, не лучше ли провести 3-D съемку и изобразить разрез в трех измерениях. 3-D съемка может дать более высокую точность и достоверность интерпретации. Поскольку объем 3-D данных накладывает на интерпретацию ряд ограничений, программы бурения, основанные на 3-D работах, обычно характеризуются высокой долей успешных помех.

6.3 СХЕМА 3-D СЪЕМКИ И СБОР ДАННЫХ

Конечной целью 3-D съемки является получение 3-D мигрированного волнового поля. Точность этой миграции зависит от качества суммы и точности оценки скорости. Имеются, однако, еще два фактора, которые могут также определять схему полевых работ: апертура миграция и пространственная выборка.

6.3.1 Апертура миграции

На рис.4.14а показан разрез глубин, который представляет модель с участком наклонной отражающей поверхности CD в однородной среде. Моделирование с нулевым выносом, использующее нормально падающие лучи, дает временной разрез, показанный на рис.4.14b. Он включает дифрагированные волны, сходящие с краев участка отражающей поверхности (на рисунке эти волны не показаны).



Рис.6.4 Суммарный разрез по продольному (вверху слева) и поперечному (вверху справа) профилям наземной 3-D съемки. Показаны также 2-D (средний ряд) и 3-D (нижний рад) миграции двух суммарных разрезов (Данные Nederlandse Aardolie Maatschappij B. V.)



Рис.6.5 (а) Суммарный разрез по продольному профило морской 3D съемки; (b) 2D митрация; (c) 3D митрация (Данные Атосо Europe and West Africa. Inc).

Рас.6.6 (а) Еще один суммарный разрез по продольному профилко той же самой морской 3D съемки, что на рис.6.5: (b) 2D миграция; (c) 3D миграция (Данные Алюсо Ешоре and West Africa, Inc).



Рис.6.7 Два пересекающихся взаимно перпендикулярных профиля; точка пересечения обозначена вертикальной чертой. Данные той же съемки, что на рис.6.4. (а) Суммарные разрезы (слева – разрез по продольному профилю; справа – разрез по поперечному профилю); (b) 2-D миграция; (c) 3-D миграция (Данные Nederlandse Aardolie Maatschappij B. V.)

Миграция перемещает отражение C'D', которое наложено на временной разрез для сравнения. Горизонтальная протяженность зоны, представляющей интерес, равна ОА. Если в процессе регистрации длина профиля была ограничена величиной ОА, временной разрез останется пустым. С другой стороны, если регистрация ограничивалась участком профиля АВ, отражение С'D' должно отсутствовать на мигрированном разрезе. Хотя целевой объект ограничивается участком ОА, временной разрез должен быть зарегистрирован по более длинному участку ОВ. Длина профиля должна быть также достаточной для того, чтобы включить значительную часть дифрагированных волн, которые могут присутствовать в данных, кроме того, время регистрации должно быть настолько большим, чтобы включать шлейфы дифрагированных волн и все наклонные отражения, представляющие интерес. Смещение точки, расположенной на наклонном отражении в пространстве (по горизонтали) и во времени (по вертикали) вследствие миграции зависит от скорости в среде, глубины и наклона отражения [рис.4.15 и уравнения (4.1), (4.2) и (4.3)]. Таким образом, длину профиля нужно выбирать, исходя из апертуры миграции, которая необходима для адекватного изображения зоны, представляющей интерес.

Эти рассуждения относятся к 3-D съемкам. На рис.6.9 показана карта глубин фиктивного структурного поднятия. Протяженность в разрезе целевого участка структуры обозначена меньшим прямоугольником. Используя принципы, рассмотренные выше и в Разделе 4.1 (основанные на рис.4.14) можно сделать вывод, что действительный размер съемки, необходимый для определения целевого участка, должен быть большего размера (большой прямоугольник). Размер съемки не должны быть одинаковыми во всех направлениях. Северный фланг структуры характеризуется наибольшим наклоном. Следовательно, в этом направлении протяженность съемки должна быть наибольшей. Протяженность в других направлениях определяется соответственно. Другое, что следует учитывать в определении протяженности съемки, - это дополнительная длина профиля, необходимая для получения –полной кратности на продленном участке съемки. Типичная аномалия с истинными размерами, например, 3 × 3км, может потребовать выполнения 3-D съемки на площади 9 × 9км.



Рис.6.8 Развитие сейсморазведочных работ на структуре с 1964 по 1970г. Верхний ряд: топокарты сейсмических профилей. Средний ряд: карты изохрон. Нижний ряд: карты глубин. По мере увеличения количества поступающих данных происходило улучшение интерпретации (Homabrook, 1974).

6.3.2 Пространственная выборка

Пространственная неоднозначность была детально рассмотрена в Разделе 1.6.1 и в связи с миграцией в Разделе 4.3.5. Проблема пространственной неоднозначности вызвана слишком большим шагом пространственной выборки мигрируемого волнового поля, т.е. суммарного разреза. Пространственная дискретизация конечных суммарных данных (без интерполяции между трассами) определяется параметрами регистрации. Следовательно, необходимо тщательно подбирать шаг между сейсмоприемниками, между поперечными профилями и направление поперечных профилей.

На рис. 4.107 обратите внимание, что существует взаимосвязь между шагом трасс на суммарном разрезе, наклоном и частотой, при которой начинает появляться пространственная неоднозначность. Предположим, что два нормально падающих луча зарегистрированы двумя сейсмоприемниками, А и В. В случае постоянной скорости угол между поверхностью и волновым фронтом представляет собой истинный угол на-

клона отражающей поверхности, от которой пришли эти лучи. Имеется временная задержка, эквивалентная пути пробега CB между сейсмоприемниками в точках A и B.



Рис.6.9 Для учета апертуры миграции размер 3-D съемки на поверхности над структурой обычно превышает размер самой структуры.

Если эта временная задержка равна половине периода данной частоты составляющей сигнала, поступающего на сейсмоприемники, эта частота представляет собой пороговую величину, за которой начинается неоднозначность. Из соотношения на рис.4.107 можно видеть, что максимальная частота, при которой отсутствует неоднозначность, становится меньше при увеличении угла наклона, уменьшении скорости и увеличении интервала между трассами. Из этого соотношения можно вывести оптимальный шаг между трассами для продольного и поперечного направлений при условии, что известны региональное скоростное поле и углы наклона.

Типичная величина шага между трассами в продольном и поперечном направлениях в морских 3-D съемках изменяется от 12.5м до 25м и от 37.5м до 75м соответственно. Даже если шаг между трассами в поперечном направлении мал, насколько это возможно, он обычно все же больше, чем в продольном направлении из экономических соображений. По этой причине может потребоваться интерполяция между трассами в поперечном направлении перед стадией миграции. Обычно в наземной 3-D съемке шаг между трассами и поперечным профилям изменяется от 12.5м до 25м и от 25м до 50м соответственно. В некоторых наземных 3-D съемках интерполяция между трассами между трассами между трассами в съемках интерполяция между трассами на поперечным профилям изменяется от 12.5м до 25м и от 25м до 50м соответственно. В некоторых наземных 3-D съемках интерполяция между трассами между трасами между трасами между трасами между трасами между тр

6.3.3 Другие соображения

Почти все аспекты полевых работ при 2-D съемках относятся к 3-D съемкам. Например, выбор средств передвижения и регистрирующего оборудования зависит от полевых условий. Следует также учитывать условия работы. В морских работах к таким условиям относятся глубина, течения, приливно-отливные движения, морские условия, активность судоходства и препятствие, такие как буровые платформы, последствия морских катастроф, рифы, ставные неводы. При проведении наземных работ существуют свои ограничения и факторы, которые влияют на схему съемки. Вследствие этих ограничений для получения приемлемой кратности и распределения удалений «взрыв-прибор» необходимо тщательно планировать систему отстрела. Работа с применением двух судов может обеспечить более равномерный охват и сократить время полевых работ. Точная съемка необходима при 3-D работах, т.к. сбор данных идет по плотной сети; статика, возникающая в результате ошибок при периоде от профиля к профилю, может сильно ухудшить 3-D миграцию. Фактически фактором, ограничивающим шаг между профилями в морских 3-D работах, является ошибка определения положения, а не экономические причины.

6.3.4 Конфигурация сбора данных в морских работах

Морская 3-D съемка включает отстрел ряда близко расположенных друг к другу параллельных 2-D профилей, известный под названием «профильный отстрел». В условиях мелководья часто отдается предпочтение методике полосового отстрела, которая используется в наземных работах. Приемная коса претерпевает определенное смещение (снос) от идеального положения. Снос косы следствие поперечных течений показан на рис.6.10. Конфигурации косы, ассоциированные с выбранным набором точек взрыва в морской 3-D съемке, показаны на рис.6.11. Угол между действительным положением косы и направлением профиля отстрела (курсом судна) называется углом сноса. Судя по действительным конфигурациям косы на рис.6.11, этот угол не всегда постоянный, даже по косе, ассоциированной с одним ПВ. Допустим, что коса имеет простую форму, как на рис.6.10. Хотя судно выполняет отстрел вдоль профиля 2, данные регистрируются в средних точках, ассоциированных с соседними профилями. Для типичного угла сноса 10° и косы длиной 2400м средняя точка, ассоциированная с дальним сейсмоприемником, смещена от профиля отстрела более чем на 200м, т.е. на 4 профиля при 50-метровом шаге между профилями.

Поскольку в процессе регистрации форма косы претерпевает значительные изменения (рис.6.11), распределение средних точек в поперечном направлении обычно не такое равномерное, как подразумевает рис.6.10. Мы должны точно знать, где расположен каждый прибор вдоль косы, а также положение источника. Зная точные координаты точек взрыва и приема, мы можем определить положения средних точек и отсортировать их в ячейки (рис.6.10) с целью суммирования и миграции.

Навигационные данные, собранные на судне, выполняющем съемку, обычно включает его координаты, координаты источника и показания компасов косы. Вдоль типичной морской косы обычно имеется от 8 до 12 цифровых компасов, показания которых позволяет рассчитать их координаты (x, y). Затем рассчитывается конфигурация косы. Для этого используется процедура подбора кривой, которая устраняет любые аномальные измерения. В процессе обработки анализируются навигационные данные; выполняется контроль качества с целью вывода координат точек взрыва и приема.

На рис.6.12 показаны конфигурации косы и координаты источников при проведении морской 3-D съемки. Обратите внимание на снос косы, который особенно заметен у границ съемки. Положения средних точек, ассоциированные с положениями источников и сейсмоприемников на этом рисунке, построены на рис.6.13. На площади съемки имеются зоны неполной кратности. Эти участки должны быть заполнены путем отстрела дополнительных профилей. Если эта недостаточная кратность обнаружена в ходе обработки, будет экономически невыгодно отправлять судно и добывать недостающую информацию. Поэтому в процессе сбора данных необходимо выполнять контроль кратности наблюдений.



Рис.6.10 Поперечные течения вызывают снос косы от направления профиля точек взрыва. Это приводит к тому, что средние точки смещаются в поперечном направлении. Когда данные отсортированы в выборки общих ячеек, каждая ячейка содержит средние точки, ассоциированные более чем с одним профилем точек взрыва.



Рис.11 Формы косы для определенных ПВ морской 3-D съемки. Обратите внимание, что от одного ПВ к другому форма косы изменяется, что обуславливает неоднородность угла сноса. Изменения формы косы обуславливают изменения распределения средних точек внутри ячеек.

6.3.5 Конфигурация сбора данных в наземных работах

3-D работы на суше обычно выполняются путем полосового отстрела, (методом широкого профиля?) при котором приемные косы распределяются по параллельным профилям (в продольном направлении), а точки взрыва располагаются перпендикулярно приемным косам (в поперечном направлении). На рис.6.14 показан отстрел методом широкого профиля (swath shooting) с шестью приемными косами, каждая из которых включает 80 групп сейсмоприемников с шагом между группами 50м. Расстояние между приемными косами (слева направо): 100м, 200м, 100м, 200м, 100м. Отстрел выполняется слева направо. Такой метод дает широкий диапазон азимутов «взрыв-прибор», что может иметь значение при скоростном анализе (Раздел 6.4.2). Азимут «взрыв-прибор» представляет собой угол между базисной линией, например, приемным профилем или линией падения, и линией, которая проходит через точки взрыва и приема. Основные преимущества отстрела методом широкого профиля заключается в его экономичности. По завершении одного взрывного профиля приемные косы перемещаются

на величину шага между взрывными профилями и отстрел повторяется. При геометрии отстрела, показанной на рис.6.14, получается выборка общих ячеек размером 25 × 25м. По завершении одной полосы начинается регистрация по другой полосе, параллельной первой; эта процедура повторяется по всей площади съемки. Хотя в некоторых 3-D съемках это не выполняется, необходимо оставлять некоторые приемные косы на земле, чтобы между статикой полос существовала надлежащая связь. На рис.6.15 показан полный план съемки, включая 12 полос сейсмоприемников и положений ПВ. Из-за особенностей условий работ на площади не была достигнута однородная кратность. Средняя кратность на рис.6.15 равна 12; в направлении правой нижней границы площади она возрастает до 24.

Имеются другие схемы отстрела, используемые в наземных 3-D съемках. Метод широкого профиля не всегда возможен из-за ограничений условий проведения работ. Например, требуемой кратности наблюдения под поднятием рельефа или озером можно достичь, выполняя отстрел вокруг поднятия (озера). Такой схемы отстрела следует по возможности избегать, т.к. она характеризуется высокой стоимостью и часто дает значительные изменения азимута и кратности в выборках общих ячеек.



Рис.6.12 Конфигурации косы и положения ПВ для морской 3-D съемки.



Рис.6.13 Положения средних точек, выведенные по конфигурациям косы на рис.6.12.



× Положения ПВ • Положения приборов

Рис.6.14 Отстрел методом широкого профиля (swath shooting), используемый в наземной 3-D съемке. Сплошными линиями обозначены приемные косы для взрывного профиля, который обозначен стрелкой. Приемные косы (в каждой по 80 групп) и ПВ перемещаются по полосе. По достижении конца одной полосы начинается отработка следующей полосы.

6.4 ОБРАБОТКА 3-D ДАН-НЫХ

Почти все концепции обработки 2-D сейсмических данных применимы к обработке 3-D данных. При контроле качества 3-D работ, учете статики, скоростном анализе и миграции возникают дополнительные сложности. Редактирование трасс с высоким уровнем помех, ввод поправки за геометрическое расхождение, деконволюция и выравнивание трасс, применение полевой статики (для наземных и морских данных в условиях мелководья) выполняются на стадии предварительной обработки. В общепринятой 2-D обработке трассы сортируются в выборки ОСТ, а в 3-D – в выборки общих ячеек. Такая ячейка совпадает с выборкой ОСТ в случае отстрела методом широкого профиля, если профиля прямые. Сортировка в выборки общих ячеек создает особые проблемы. Для наклонной отражающей поверхности существует проблема азимутальных изменений нормального приращения в ячейках для большинства наземных данных и для морских данных со значительным сносом косы. В этом разделе рассматриваются важные аспекты морских и наземных 3-D данных. Раздел 6.5 посвящен 3-D миграции.

6.4.1 ОБРАБОТКА МОРСКИХ ДАН-НЫХ

После предварительной обработки данные готовы к сортировке в общие ячейки. Как показано на рис.6.10, грид накладывается на площадь съемки. Он состоит из ячеек, размеры которых равен половине интервала между группами в продольном направлении (эквивалентно шагу ОСТ в обработке 2-D данных) и интервалу между

профилями в поперечном направлении. Трассы, которые попадают в ячейку, образуют выборку общей ячейки. Не все эти трассы получены от одного взрывного профиля вследствие сноса косы. Сортировка данных в ячейки называется *биннингом* (*binning*).

На рис.6.16 показана одна ячейка, ассоциированная с полевой расстановкой на этом же рисунке. В продольном направлении размер ячейки составляет 12.5м, а в поперечном – 50м. Различные символы представляют средние точки, ассоциированные с различными взрывными профилями. Эта ячейка содержит средние точки по шести различным взрывным профилям. На рис.6.16 распределение средних точек соответствует идеальному случаю, когда для всей съемки угла сноса является постоянным. Предпола-

гается, что направление отстрела постоянное для всех взрывных профилей, от которых получены средние точки этой ячейки.

В реальных условиях распределение средних точек в ячейке не обязательно является однородным, т.к. форма косы изменяется от взрыва к взрыву и от профиля к профилю (рис.6.11). Средние точки могут быть сконцентрированы в одной части ячейки, т.е. центр тяжести ячейки не обязательно совпадает с ее геометрическим центром. Распределение средних точек может также изменяться от ячейки к ячейке. Некоторые ячейки могут содержать больше трасс, чем остальные; в некоторых ячейках средние точки могут быть распределены менее однородно, чем в других.



Рис.6.15 Положения ПВ и сейсмоприемников для наземной 3-D съемки в целом. Имеется 12 полос, подобных той, которая показана на рис.6.14. Кратность изменяется от12 до 24.



Рис.6.16 (а) Приемная расстановка при морских работах (профильный отстрел); (b) отдельная ячейка с координатами средних точек. Можно видеть рассеивание средних точек в ячейке (Bentley и Yang, 1982).

На рис.6.17 показана кратность наблюдения в ячейках, наложенных на средние точки, действительные координаты которых построены на рис.6.13. Кратность не является однородной по площади съемки. Потеря однородности приводит к изменению точности оценки скорости от одной точки к другой и к изменениям суммарных амплитуд. Для точной оценки скорости и эффективного подавления волн необходимы дальние выносы.

Рассмотрим некоторые изменения, внесенные в рассмотренный выше процесс биннинга. Незначительное смещение и поворот грида, наложенного на площадь съемки, иногда существенно ослабляет проблемы, связанные с биннингом. Результатом такой оптимизации грида может быть более однородное

распределение средних точек внутри каждой ячейки и даже более однородная кратность наблюдений по площади съемки.

В общем случае не ставится условие, что все ячейки должны быть одинакового размера. Продление ячейки в поперечном направлении может привести к однородной кратности наблюдений. В этом случае в ячейку включаются средние точки из соседних ячеек. Хотя некоторые средние точки могут быть использованы более чем в одной ячейке, часто накладываются ограничения на диапазон изменения удаления «взрыв-прибор», чтобы каждая средняя точка не использовалась излишне часто.

Задача сортировки в общие ячейки не полностью решается путем восстановления однородности кратности наблюдений. Как упоминалось выше, центр тяжести средних точек может не совпадать с центром ячейки. Если центр тяжести значительно отклоняется от центра, следует учесть, что суммарная трасса будет размещена в центре тяжести, а не в геометрическом центре. Это разрушает равномерный шаг между суммарными трассами, в первую очередь, в поперечном направлении. Тем не менее, для создания равномерно удаленных друг от друга трасс по данным, суммированным в центрах тяжести, можно использовать интерполяцию между трассами. Интерполяция части необходима при 3-D миграции (Раздел 6.5.4).

При сортировке по общей ячейке возникает дополнительная проблема. Времена пробега вступлений в одной ячейке могут не следовать кривой гиперболического приращения (Levin, 1983, 1984). Чтобы видеть причину возникновения этой проблемы, допустим, что коса имеет прямую форму с постоянным углом сноса. Рассмотрим одну ячейку и приемную расстановку на рис.6.16. Модель разреза простая, с одной границей характеризуется постоянной скоростью. Распределение средних точек, показанное внутри этой ячейки, соответствует постоянному углу сноса 10°.

На рис.6.18 показаны годографы для ячейки, соответствующие трем различным направлениям отстрела:

- а) Отстрел по линии простирания в продольном направлении наклон не воспринимается.
- b) Отстрел по азимуту 45° относительно направления падения.

с) Отстрел по линии падения – в поперечном направлении наклон не воспринимается.

Обратите внимание что, данные, полученные по различным направлениям отстрела, образуют различные участки годографа. Для одной наклонной границы 2-D приемная расстановка обычно дает гиперболическую кривую приращений. Когда профиль становится параллельным линии простирания отражающей поверхности, угол наклона увеличивается, и времена пробега отклоняются от идеальной гиперболической кривой приращения. Эта идеальная гипербола соответствует случаю, когда все средние точки в ячейке совпадают с ее центром, т.е. снос косы отсутствует. При отстреле в направлении простирания отклонение времен пробега увеличивается (рис.6.18а). Отклонение возрастает при увеличении сноса, угла наклона и размера ячейки в поперечном направлении. Она становится также более значительным при меньших скоростях и глубинах. Если суммирование по общей ячейке было выполнено вдоль траектории, наилучшим образом соответствующей гиперболе (рис.6.18а), ожидается потеря высоких частот.

Насколько значительна потеря высоких частот вследствие рассеивания средних точек в поперечном направлении? Измерим разность времен между идеальной гиперболой и действительной кривой приращения на рис.6.18а, чтобы вывести оператор суммирования, построенный вместе с амплитудным спектром на рис.6.19. обратите внимание на действие оператора суммирования, сходно с действием ФНЧ; уровень амплитуды –6dB соответствует частоте около 70Гц. Будет ли значительным воздействие рассеивания средних точек, на конкретное множество данных, зависит от угла между профилем и линией падения, сноса косы и требуемой ширины полосы пропускания суммарных данных. Условия регистрации и ширина полосы пропускания обычно таковы, что размывание в поперечном направлении не является проблемой.

Таким образом, поперечные течения вызывают снос косы, обуславливающей рассеивание средних точек внутри ячейки в поперечном направлении. Если направление отстрела таково, что наклонная граница имеет составляющую наклона, перпендикулярную к направлению отстрела времена пробега, ассоциированные с этой границей в выборке общей ячейки, отклоняются от кривой гиперболического приращения. Это вызывает размывание амплитуд в процессе суммирования, которое действует как ФНЧ. Частота среза зависит в первую очередь от угла между направлением отстрела и линией падения, времени отражения и скорости.

При значительном размывании амплитуд в поперечном направлении имеется несколько способов его минимизации. Самый простой, но и самый дорогой способ состоит в уменьшении размера ячейки в поперечном направлении (т.е. в уменьшении расстояния между профилями). Еще один способ уменьшения размывания суммарных амплитуд в поперечном направлении состоит в применении в процессе обработки поправки за положение ОСТ. Этот способ характеризуется меньшей стоимостью, хотя, возможно не дает такие же хорошие результаты, как первый способ. Поправка включает размещение времен пробега, ассоциированных со всеми средними точками внутри ячейки, в определенное положение, обычно в центр ячейки (Meinardus и McMahon, 1981). Процедура требует оценок локального наклона и скорости, которые могут быть основаны непосредственно на сейсмических данных или на предварительно определенной геологической модели. Когда эти оценки известны, не составляет сложности исправить времена пробега с целью учета расстояния трассы от средней точки. Использование этой поправки показано на примере модели (рис.6.20).



Рис.6.17 Распределение кратности наблюдений в каждой ячейке после сортировки в выборки общих ячеек. На рис.6.13 показаны координаты средних точек. Толстые линии соответствуют ячейкам, содержащим 48 средних точек; там, где линии тонкие, ячейки содержат от 24 до 48 средних точек. Отсутствие линий означает кратность меньше 24. Обратите внимание на неоднородность кратности в некоторых частях съемки.



Рис.6.18 Годографы и гиперболические кривые приращения, ассоциированные с: (а) отстрелом вдоль линии простирания; (b) отстрелом под углом 45° от азимута падения; (c) отстрелом по линии падения. Эти годографы были получены по одной плоской границе раздела, наклоненной на 30° в среде с постоянной скоростью. Угол сноса равен 10°; распределение средних точек в ячейке показано на рис.6.16. Цифры вдоль кривых приращения означают профиля, от которых поступили средние точки в ячейку (Bentley и Yang, 1982).

50

На рис.6.20а показана одна ячейка с 48 средними точками, которые получены по пяти взрывным профилям, отстрелянным в одном и том же направлении. Каждая модель состоит из одной наклонной отражающей поверхности с наклоном 30° в поперечном направлении и 45° в продольном направлении. Обратите внимание на разрывы годографа, которые можно видеть в данных выборки общей ячейки (рис.6.20b). Каждый из пяти профилей вносит свой вклад в различные части кривой приращения, А, В, С, D, Е. Если мы аппроксимируем эту кривую гиперболой и применим соответствующую поправку за приращение, получим выборку, показанную на рис.6.20c. Суммирование приводит к ослаблению высоких частот, как показано на рис.6.19. Поправка за положение точки равнозначна распределению времен пробега на рис.6.20b так, как это показано на рис.6.20d. После поправки за NMO (рис.6.20e) мы ожидаем суммарную трассу лучшего качества, без размывания амплитуд в поперечном направлении.

Размывание амплитуд может быть дополнено значительным изменением азимутов «взрыв-прибор». Это можно видеть на рис.6.21а, где ячейка содержит средние точки из пяти профилей: два из них отстреляны в одном направлении (трассы 29 – 48) и три – в противоположном направлении (трассы 1- 28). При отстреле в противоположном направлении диапазон изменения азимута превышает угол сноса вдвое. Хотя может быть внесена поправка за рассеивание средних точек (как на рис.6.20), вдоль откорректированной кривой приращения остается разрыв (рис.6.21d), вызванный изменением азимута «взрыв-прием». Участки А и В вдоль кривой приращения ассоциированы с двумя взаимно противоположными направлениями отстрела. Согласно рис.3.17, NMO зависит от наклона отражающей поверхности и от азимута «взрыв-прием», измеренного от направления падения. Следовательно, для ввода поправок за NMO по участкам А и В должны быть использованы различные скорости. На рис.6.21е показан результат поправки за азимут. Оценка скорости, зависящая от азимута, рассмотрена в Разделе 6.4.2.



Рис.6.19 (а) Оператор суммирования, ассоциированный с рассеиванием средних точек вдоль поперечного направления. Этот оператор был выведен по отклонениям времен пробега от гиперболы на рис.6.18а. (b) Согласно амплитудному спектру, высокие частоты ослабляются (вызывая размывание суммарных амплитуд) вследствие рассеивания средних точек (Bentley и Yang, 1982).

После сортировки данных в выборки общих ячеек выполняется скоростной анализ. Это общий шаг для обработки 2-D и 3-D данных. При обработке 2-D данных в скоростной анализ включается ряд соседних выборок ОСТ с целью повышения отношения сигнал/помеха. Аналогично, в 3-D скоростном анализе участвует ряд выборок общей ячейки. Количество выборок может быть, например, 5 в продольном направлении и 5 в поперечном направлении; при этом полное количество выборок составит 25. Для 3-D случая скоростные анализы выполняются с определенным интервалом (например, 0.5км) вдоль выбранных продольных профилей, удаленных друг от друга на расстояние до

0.5км. Результаты скоростных анализов на выбранных контрольных точках используются для выведения 3-D поля скоростей по всем выборкам общих ячеек площади съемки. Это достигается путем выполнения 3-D интерполяции скоростной функции между контрольными точками.

6.4.2 Обработка наземных данных

Результатом отстрела методом широкого профиля (swath shooting), используемого в наземных 3-D съемках, являются выборки общих ячеек, в которых все средние точки совпадают с центром ячейки. Однако, при такой методике могут получиться значительные изменения азимутов «взрыв-прибор» и, следовательно, отклонения времен пробега, которые сходны с отклонениями, обусловленными рассеиванием средних точек в морских съемках или превышают их. На рис.6.22 показана приемная расстановка, в которой азимут «взрыв-прибор» изменяется в широких пределах. Отражения от наклонной границы раздела не выравниваются по гиперболе приращений (рис.6.22b); имеются некоторые отклонения времен пробега. При использовании одной скорости для поправки за NMO (рис.6.22с) получается суммарная трасса, в которой высокие частоты затухают, как при сносе косы. Ослабление суммы становится более интенсивным при увеличении диапазона изменения азимута «взрыв-прибор». Ослабление может стать настолько существенным, что становится необходимым введение поправки за азимут «взрыв-прибор» перед суммированием (рис.6.22d).

Levin (1971) показал, что скорость приращения для наклонной отражающей поверхности зависит от угла наклона и от азимута «взрыв-прибор». На рис.3.17 показана 3-D расстановка для наклонного отражения; уравнение (3.9) представляет ассоциированную скорость приращения. Азимут измеряется от направления падения. На рис.6.22b предлагается способ ввода поправки за азимут «взрыв-прибор». Трассы в выборке ОСТ могут быть сгруппированы по различным диапазонам азимута; для ввода поправки за приращение в каждую группу трасс могут быть использованы различные скорости.

Соотношение Levin [уравнение (3.9)] представляет собой уравнение эллипса в полярных координатах. Радиальная координата – это скорость NMO, а полярный угол – это азимут. Ориентация главной оси эллипса скорости представляет собой истинное направление наклона отражающей поверхности. Эллипс скорости можно построить, основываясь на скоростях приращения, измеренных в трех различных направлениях (рис.6.23). Lehmann и Houba (1985) обсудили несколько практических аспектов этого измерения. Образуя подгруппы трасс из выборок ОСТ по трем различным азимутам (α_1 , α_2 , α_3), можно оценить скорости суммирования (v_{s1} , v_{s2} , v_{s3}) по этим азимутам. Если известны скорости суммирования по трем различным направлениям (рис.6.23а), можно определить большую и малую полуоси (соответственно *a* и *b*) и ориентацию (азимут падения ε) эллипса скорости. После построения эллипса скорости для наклонной отражающей поверхности в положении ОСТ, определяются следующие параметры (рис.6.23b):

- 1. Истинный угол падения отражающей поверхности, $\phi = \cos^{-1} (b/a)$.
- 2. Азимут падения є (рис.6.23b).
- 3. Скорость суммирования при любом азимуте:

 $v_s = v/(1 - \sin^2 \phi \cos^2 \theta)$, где v = b (скорость в среде над отражающей поверхностью); θ - азимут, измеренный от главной оси *a*.

Это называется скоростным анализом с тремя параметрами. В каждую трассу в выборке ОСТ вводится поправка за приращение с использованием скорости по азимуту «взрыв-прибор», ассоциированному с этой средней точкой.





Рис.6.20 (а) Ячейка, содержащая средние точки из пяти различных взрывных профилей, отстрелянных в одном и том же направлении; (b) соответствующие данные выборки общей ячейки для наклонной отражающей поверхностью с падением в крест профиля, отличным от нуля. Участки A, B, C, D, E поступают от средних точек 1-4, 5-16, 17-28, 26-41 и 42-48 соответственно. Годографы можно аппроксимировать гиперболой и применить поправку за нормальное приращение, как в (с). Суммирование приведет к потере высоких частот, как на рис.6.19 (размывание амплитуд в поперечном направлении). После ввода поправки за положение средней точки все средние точки в(а) попадают в центр ячейки и кривая приращения упрощается (d). При суммировании после поправки за положение средней точки и приращение (е) сохраняются все частоты (Meinardus и McMahon, 1981; Geophysical Service Inc.).

Рис.6.21 (а) Выборка общей ячейки, содержащая средние точки по пяти различным взрывным профилям. Средние точки 1-28 поступают из профилей, отстрелянных в одном направлении; средние точки 26-48 поступают из профилей, отстрелянных в противоположном направлении. (b) Соответствующие данные выборки общей ячейки для наклонной отражающей поверхности с падением в крест профиля, отличным от нуля. (с) Эта же выборка после поправки за NMO. (d) Выборка в (b) после поправки за положение средней точки; (е) выборка в (d) после поправки за NMO с применением скоростей, зависящих от азимута (для участка А – одна скорость; для участка В – другая скорость). Обратите внимание, что даже после поправки за положение средней точки кривая приращения состоит из двух участков А и В, которые ассоциированы с двумя взаимно противоположными направлениями отстрела (Meinardus и McMahon, 1981; Geophysical Service Inc.).

Хотя азимутальные изменения скорости можно наблюдать на спектрах скоростей (рис.6.24), они не могут оказать влияние на суммирование. Некоторые различия между тремя скоростными функциями в одной ОСТ (рис.6.24) могут быть результатом неоднородного распределения азимутов и удалений «взрыв-прибор». В идеальном случае для того, чтобы определить эллипс скорости точно в положении ОСТ, необходимы все выносы на всех азимутах «взрыв-прибор». В этой идеальной ситуации, используя подход с тремя параметрами, можно в принципе определить скорость приращения при любом азимуте «взрыв-прибор», истинный наклон и азимут падения отражающей поверхности.

Имеются некоторые другие практические соображения, касающиеся оценки скорости в 3-D съемке. Наземные 3-D данные часто характеризуются низкой кратностью, поэтому разделение данных по азимутам с меньшей кратностью может не дать хорошей оценки скорости. Изменения азимута при отстреле методом широкого профиля можно свести к минимуму, уменьшив перпендикулярное удаление «взрыв-прибор». Наибольшие изменения азимута имеют место на малых выносах, где полное приращение имеет малую величину. Следовательно, на суммирование оказывается меньшее влияние, чем предполагается. Другой проблемой является распределение выносов. В идеальном случае желательно иметь широкий выбор удалений «взрыв-прибор» для каждой выборки общей ячейки. В противном случае небольшие ошибки в поправках за нормальное приращение могут вызвать неустойчивые вибрации от трассы к трассе на суммарных разрезах.

В этом разделе мы рассмотрели метод оценки скоростей приращения зависимых от азимута. В Разделе 4.4.1 мы видели, что процесс ввода поправки за приращение, вызванное наклоном (DMO), исправляет скорость приращения для наклонной отражающей поверхности на величину косинуса истинного угла падения. Мы пришли к выводу, что для 3-D случая процесс DMO должен вносить поправку за наклон и азимут, измеренный от направления линии падения. 2-D оператор DMO размещает амплитуды, исправленные за приращение, на разрезе с общими выносами вдоль эллиптических траекторий, которые сужаются на поздних временах (Deregowski и Rocca, 1981). 3-D оператор DMO на плоскости азимутов «взрыв-прибор» по эллипсоиду. Качество этого процесса зависит от охвата азимутов «взрыв-прибор»; в частности, от того, насколько хорошо определен эллипсоид.

Конечным пунктом в обработке 3-D наземных данных является коррекция остаточной статики. Модель остаточной статики, учитывающая изменения поверхностных условий (Раздел 3.3) не ограничивает размещение точек взрыва и приема профилем; они могут быть расположены где угодно. Следовательно, уравнение (3.25) может использоваться для моделирования статики на всех точках взрыва и приема на площади съемки. Как и в случае 2-D съемки, решающим шагом является пикирование (оценка) отклонений времен пробега из выборок общих ячеек. В случае 3-D сейсмических данных, по выборке общей ячейки профиля с хорошим отношением сигнал/помеха строится начальная опорная трасса. Опорные трассы для других выборок рассчитываются по локальным входным трассам и соседним опорным трассам. Приемная расстановка должна обеспечивать перекрывание соседних полос, чтобы между их статикой имелась связь.



Рис.6.22 (а) Приемная расстановка с диапазоном ($\Delta \theta$) азимутов «взрыв-прибор», обычно встречающихся при отстреле методом широкого профиля. (b) Выборка ОСТ, состоящая из 10 трасс. (c) Поправка за приращение с использованием скорости, полученной путем аппроксимации. (d) Поправка за приращение с использованием скоростей, зависящих от азимута (Meinardus и McMahon, 1981; Geophysical Service Inc.).

6.5 З-Д МИГРАЦИЯ

Чтобы понять 3-D миграцию, рассмотрим точечный рассеивающий объект, расположенный в среде с постоянной скоростью. Годограф при нулевом выносе в двух измерениях представляет собой гиперболу. Мы представляем, что в трех измерениях это будет гиперболой. Миграция в двух направлениях эквивалентна суммированию амплитуд вдоль годографа дифрагированной волны с последующим размещением результата на вершине годографа. Эту идею можно распространить на 3-D случай. Миграция в трех измерениях эквивалентна суммированию амплитуд по поверхности гиперболоида. В Разделе 4.2.1 мы узнали, что простая методика суммирования амплитуд дифрагированной волны может быть улучшена путем введения некоторых поправок за амплитуду и фазу. Эти поправки основаны на интегральном решении Кирхгоффа скалярного волнового уравнения [уравнение (4.6)]. Schneider (1978) приводит детальное теоретическое обсуждение 3-D миграции Кирхгоффа с примерами полевых данных. В основном в 3-D миграции интегрирование в уравнении (4.5) выполняется по поверхности площади 3-D съемки, а не по 2-D сейсмическому профилю. При 2-D миграции в суммирование может быть включено до 300 трасс. Для 3-D случая это означает, что в процесс суммирования может потребоваться включить до 70000 трасс. Возникают проблемы оперирования таким большим количеством трасс.



Рис.6.23 (а) Оценка скорости, зависящей от азимута, включает деление трасс, находящихся в выборке, на блоки (в данном случае на три блока) с оценкой скоростей суммирования для каждого блока. (b) Соотношение для скорости NMO, полученное из геометрических построений на рис.3.17, представляет собой уравнение эллипса в полярных координатах [уравнение (3.9)]. Радиальная координата представляет скорость NMO при данном азимуте, которым является полярный угол α.



Рис.6.24 Скорости суммирования, зависящие от азимута, в трех точках при наземной 3-D статике.

6.5.1 3-D миграция во времени, выполняемая за два прогона и за один прогон

Рассмотрим некоторые практические альтернативы процесса суммирования по поверхности гиперболоида. Наиболее полную оценку методик получения 3-D изображения дает Ristow (1980). Гиперболоид дифрагированной волны, ассоциированный со средой с постоянной скоростью, имеет гиперболическое сечение в лбом направлении. Выполним суммирование вдоль гиперболических сечений в продольном направлении и расположим суммарные амплитуды в локальных вершинах этих гипербол. Происходит сжатие гиперболоида в гиперболу, которая находится в плоскости, перпендикулярной направлению первого суммирования. Эта гипербола включает суммарные амплитуды в локальных вершинах и находится в плоскости, поперечной профилю. Далее, суммируем энергию вдоль этой гиперболы и расположим результат суммирования в ее вершине, которая является также вершиной первоначальной гиперболы и находится там, где

должно быть помещено изображение. Gardner и др. (1978) предложил этот двухшаговый подход для выполнение 3-D миграции. Он включает две последовательные 2-D миграции в продольном и поперечном направлениях.

Математическим представлением двухшагового подхода является *полное разделение* операторов экстраполяции в продольном и поперечном направлениях (Claerbout, 1985). Другой метод 3-D миграции основан на числовой процедуре, называемой *сплиттинг* (Claerbout, 1985). Здесь операторы экстраполяции независимо применяются к данным в продольном и поперечном направлениях на каждом шаге продолжения вниз. В отличии от сплиттинга полное разделение операторов требует завершения миграции в одном направлении (например, в продольном), прежде чем может быть выполнена какая-либо операция в другом направлении. Последовательность операций в методах сплиттинга и разделения на рис.6.25.

Как упоминалось выше 3-D миграция, основанная на полном разделении известна как двухшаговый подход. 3-D миграция, основанная на сплиттинге, считается одношаговым подходом. Эффективность двухшагового метода связана с тем, что управление в компьютере существенно упрощается и, следовательно, количество операций ввода/вывода уменьшается.

Поскольку получение 3-D изображения разреза становится особенно важным на площадях, характеризующихся значительными углами наклона отражающих поверхностей и изменениями скорости в латеральном направлении, в этом разделе показан 2-D алгоритм *омега-х* (Приложение С.3), реализованный для одношаговой 3-D миграции. Кратное теоретическое описание 3-D миграции дается в Приложении С.8.

На рис.6.26 и 6.27 показаны импульсные отклики 3-D операторов, соответствующих наклонам 15° и 45° для одношагового подхода. Соответствующие 2-D операторы показаны на рис.4.90. Выбранные профили и временные фазы представлены для того, чтобы лучше показать форму откликов. Имеется 101 продольный профиль и 101 поперечный профиль. Идеальный 3-D импульсный отклик представляет собой полусферу. Отклик, соответствующий наклону 15° (рис.6.16), выглядит симметричным относительно центральной точки (обратите внимание на почти круглую форму на временных срезах), хотя времена пробега не вполне корректны. Оператор, соответствующий наклону 45° (рис.6.27), формирует более точные отклики (особенно в продольном и поперечном направлениях), но ошибка определения времен пробега не обладает азимутальной симметрией (см. Приложение С.8). Наибольшая ошибка возникает по двум диагональным направлениям. Ristow (1980) обсудил дальнейший сплиттинг оператора 3-D миграции по двум диагональным направлениям (в дополнение к продольному и поперечному направлениям), как способ достижения временного среза, более близкого к окружности. Он также дает аппроксимацию методом наименьших квадратов (для определения угла падения) оператора 3-D миграции двумя операторами при 2-D миграции.

Двухшаговый подход для 3-D миграции действителен для среды с постоянной скоростью (Ristow, 1980; Jakubowicz и Levin, 1983). Поскольку мы никогда не имеем дело с такой средой, резонно задать вопрос о практическом значении двухшаговой 3-D миграции. Рассмотрим модель, где скорость изменяется в вертикальном направлении (рис.4.112).

Рассчитаем 3-D отклик при нулевом выносе трех точечных рассеивающих объектов, находящихся в разрезе под центральной точкой (32) в середине продольного профиля (32) на границах слоев. На рис.4.61 эти объекты обозначены звездочками. На рис.6.28a показаны четыре продольных профиля, выбранных из этих 3-D данных с нулевым выносом (данные состоят из 63 продольных и 63 поперечных профилей). Отклики обладают круговой симметрией; отклик, соответствующей меньшей глубине, представляют собой совершенный гиперболоид, а два других отклика, которые соответствуют большим глубинам, можно аппроксимировать гиперболоидами.

Одношаговая 3-D миграция сжимает энергию к вершинам трех поверхностей, образуемых временами пробега в центральной средней точке (32) центрального профиля (32) (рис.6.28b). Сейчас рассмотрим двухшаговую 3-D миграцию. Сначала выполним миграцию в продольном направлении (рис.6.28a). Центр профиля (32) мигрирует надлежащим образом, но для профилей, удаленных от центрального, происходит перемиграция, которая увеличивается по мере удаления от центрального профиля. Кроме того, в пределах одного профиля, например, 2, чем на меньшей глубине находится дифрагированная волна, тем больше величина перемиграции. Это просто понять, если обратиться к скоростной модели (рис.4.61).

Разделение	Сплиттинг
3-D суммарные данные	3-D суммарные данные
Цикл 1 По продольным профилям	Цикл 1 По глубине.
Цикл 2 По глубине.	Выполнить продолжение вниз в продольном направлении
Выполнить продолжение вниз и применить принцип получения изображения.	Выполнить продолжение вниз в поперечном направлении и применить принцип получения изображения
Закрыть цикл 2.	
Закрыть цикл 1.	Закрыть цикл 1.
Отсортировать данные по поперечным профилям.	
Цикл 3 По поперечным профилям	
Цикл 4 По глубине	
Выполнить продолжение вниз и применить принцип получения изображения.	
Закрыть цикл 4.	
22	

Закрыть цикл 3.

Рис.6.25 Алгоритмы для 3-D миграции, основанной на методиках сплиттинга и разделения операторов миграции.

На профилях, удаленных от центрального профиля, вступления 3-D дифрагированной волны появляется на более поздних временах, например, профиль 2 на рис.6.28а. Поскольку скорость изменяется с глубиной, дифрагированные волны на профиле 2 становятся мигрированными со скоростями, которые превышают истинные скорости, ассоциированные с этими дифрагированными волнами. На профиле 2 дифрагированные волны поступают от точечных рассеивающих объектов, расположенных ниже центрального профиля 32. Поскольку скорости, соответствующие поздним временам, используются для миграции энергии, сформированной объектами на малой глубине, дифрагированные волны, поступившие на профиль 2 не из его плоскости, являются перемигрированными. Отсортируем данные в поперечные профиля (рис.6.28d). Необходимо отобразить только те профиля, которые располагаются ближе к центральному профилю. Большая часть энергии была сжата на центральном профиле (32); однако, поскольку существует зависимость скорости от глубины, на первом шаге была введена ошибка и некоторое количество энергии на соседних профилях. Ошибка более значительна для рассеивающих объектов, расположенных на меньшей глубине. Миграция в поперечном направлении, сжимает большую часть энергии в центральную среднюю точку (32) (рис.6.28e). Снова отсортируем данные в продольные профиля (рис.6.28f) и сравним их с результатом миграции (рис.6.28b).

Рассеивание энергии в соседние средние точки вызвано ошибкой двухшагового подхода в присутствии изменений скорости в вертикальном направлении. Результаты, показанные на рис.6.28, предполагают также, что чем больше вертикальный градиент скорости, тем больше ошибка, введения двухшаговым подходом. Другим важным моментом является то, что при двухшаговом подходе и для функции v(z) небезразлично, в каком направлении выполняется первая миграция. Размывание суммарных амплитуд будет наибольшим в том направлении, в котором выполняется первый шаг 3-D миграции.

Сейчас рассмотрим реальные условия. Теоретически верно, что двухшаговый метод дает хорошие результаты только для скоростей, которые медленно изменяются в вертикальном направлении, и не изменяются в латеральном направлении. С другой стороны, двухшаговый подход имеет преимущество с экономической точки зрения, особенно для крупных 3-D съемок. Вопрос также заключается в зависимости точности алгоритма миграции от точности скоростной модели, используемой для миграции. Во многих практических ситуациях ошибка, вызванная двухшаговым подходом, меньше возможных ошибок, ассоциированных с неопределенностью скоростной модели. Следовательно, для случая реальных данных сложно сказать, чем вызвано размывание суммарных амплитуд – ошибками определения скорости или двухшаговым подходом. На практике мы часто находим, что двухшаговый подход дает приемлемые результаты на площадях, характеризующихся малыми наклонами отражающих поверхностей, умеренными вариациями скорости в вертикальном направлении и вариациями скорости в латеральном направлении не выходящими за пределы миграции во времени.

Сейчас рассмотрим пример полевых данных на рис.6.29. Вверху слева показан суммарный разрез по продольному профилю, а вверху справа – суммарный разрез по поперечному профилю наземной 3-D съемки. Миграция в продольном направлении дает разрез, показанный в среднем ряду. Обратите внимание на частично сжатую энергию дифрагированной волны на разрезе по продольному профилю (в середине слева) и на заметное улучшение энергии дифрагированной волны на разрезе по перечному профилю (в середине слева) и на заметное улучшение энергии дифрагированной волны на разрезе по перечному профилю (в середине слева). Сортировка данных и мигрирование в поперечном направлении дает результаты в нижнем ряду. Это разрезы после двухшаговой 3-D миграции.

На рис.6.30 дается сравнение двухшаговой (средний ряд) и одношаговой (нижний ряд) 3-D миграции одних и тех же продольного и поперечного разрезов (верхний ряд). Кажущаяся перемиграция (ниже A), отмечаемая на результате двухшаговой миграции может быть отнесена за счет ошибки двухшагового подхода, причиной которой является значительные вертикальные градиенты скорости, ассоциированные с этими данными.



Рис.6.26 Разобщенный импульсный 3-D отклик оператора миграции, соответствующей наклону 15° (эквивалентный двумерный отклик показан на рис.4.90).

Рис.6.27 Разобщенный импульсный 3-D отклик оператора миграции, соответствующей наклону 45° (эквивалентный двумерный отклик показан на рис.4.90).

Вышеизложенный анализ полностью находится в рамках миграции, во времени. Алгоритмы двухшаговой 3-D миграции не могут даже приблизительно считаться точными в ситуациях, где вариации скорости в латеральном направлении достаточно большие, чтобы гарантировать миграцию по глубине.

6.5.2 З-D миграция во времени и по глубине

Рассмотрим 3-D съемку гипотетической солянокупольной структуры. Топокарта показана на рис.6.31. Синтетическая 3-D съемка состоит из 481 продольного профиля и 481 поперечного профиля; интервал между трассами равен 35м в обоих направлениях. Выбранные разрезы 3-D модели «скорость-глубина» и ассоциированные разрезы с нулевым выносом по продольным профилям показаны на рис.6.32. Соляной купол обладает круговой симметрией; его подошва плоская. Карта на рис.6.31, в действительности представляет собой срез на времени 1200м; ее назначение - показать круговую симметрию.

59

60



Рис.6.28 Двухшаговая и одношаговая (полная) 3-D миграция (подробности см. в тексте).

На рис.6.33 показаны 3-D и 2-D миграции во времени 3-D данных с нулевым выносом, представленных на рис.6.32. Поле скоростей миграции представляет собой модель «скорость-глубина», которая использовалась при построении данных с нулевым выносом. Отметим следующее:

- Кровля соляных отложений отображается надлежащим образом с помощью 3-D миграции во времени, чего нельзя сказать о подошве. Это связано с тем, что соляная диапировая структура действует как сложно построенная перекрывающая толща.
- 2. 2-D миграция во времени сформировала параллельный результат для кровли соляного слоя только вдоль центрального продольного профиля (I241), поскольку на этот профиль не поступала энергия не из его плоскости; следовательно, необходимость 3-D миграции отсутствует. Однако, на профиле, удаленном от центрального, например, I181, 2-D миграция во времени не дает надлежащего изображения даже кровли соляных отложений. Это связано с тем, что на профиль поступает энергия, отраженная от фланга соляного купола.
- 3. Думаете ли вы сейчас иначе о 2-D сейсморазведке? Положение облегчается тем, что большинство структур имеет преобладающее направление простирания и падения. 2-D мигрированные профиля часто дают картину структур, точность которой вполне приемлема. Однако, из сопоставления 3-D и 2-D миграции во времени по профилю I181, который показан на рис.6.33 следует помнить, что скорости миграции, дающие приемлемый 2-D мигрированный разрез, могут заметно отличаться от истинной модели разреза, требуемой для 3-D миграции.

На рис.6.34 показаны 2-D и 3-D миграции по глубине 3-D данных с нулевым выносом, представленных на рис.6.32. Поле скоростей представляет собой истинную модель «скорость-глубина» разреза, которая использовалась при построении данных с нулевым выносом.

Отметим следующее:

- Кровля и подошва соляного слоя отображены падающим образом с помощью 3-D миграции по глубине. Проблема, связанная со сложно построенной перекрывающей толщей, решена. Сравните левые колонки на рис.6.34 и 6.32.
- 2. 2-D миграция по глубине сформировала корректную модель разреза только по центральному продольному профилю I241, Поскольку на этот профиль поступала энергия не из его плоскости. Однако, на профиле, удаленном от центрального (например, на профиле I181) ни кровля, ни подошва соляного слоя не отобразились надлежащим образом. Это связано с тем, что на профиль поступила энергия с фланга соляного купола.
- 3. Выполняя 2-D миграцию по глубине в итеративном режиме, чтобы получить сходимость с моделью глубин, которая предполагается корректной, мы можем заставить модель сойтись с тем, что весьма отличается от истинного разреза. Причиной такой сходимости является обработка энергии, поступившей не из плоскости профиля, как если бы это была энергия, поступившая из плоскости профиля.

На рис.6.35 и 6.36 показан пример 3-D миграции по глубине полевых данных. Продольный (вверху слева) и поперечный (вверху справа) суммарные разрезы на обоих рисунках показывают структурное поднятие, ассоциированное с кульминациями в шарьяжном поясе. На рис.6.37а показан продольный разрез 3-D модели «скорость-

глубина». Самый глубокий горизонт на скоростной модели (горизонт 8) соответствует отражению ниже времени 2с на продольном суммарном разрезе, на рис.6.35. Истинная конфигурация этого горизонта искажена расположенной выше структурой, которая действует как сложно построенные перекрывающие отложения. График лучей изображения построен в 2-D измерениях (рис.6.37b) по модели «скорость-глубина» (рис.6.37a) и, тем не менее, он позволяет проверить наличие сложно построенных перекрывающих отложений над горизонтом 8 (о лучах изображения см. Раздел 5.1).

Отметим сходство между моделью «скорость-глубина» по продольному профилю (рис.6.37а) и профилем В после 3-D миграции по глубине (внизу слева, рис.6.35). Несмотря на это сходство, имеются участки, где данные перемигрированы (профиль А, внизу слева на рис.6.36) и участки, где данные недомигрированы (не показаны). Различия результата миграции по глубине и использованной моделью «скорость-глубина» требует итеративного модифицирования этой модели там, где она отклоняется от результата миграции по глубине (Раздел 5.2). Для сравнения рис.6.35 и 6.36 показывают 2-D миграцию по глубине выбранных профилей. Обратите внимание на очевидное различие между 2- и 3-D миграцией по глубине на профиле D (рис.6.36). Хотя разрез после 2-D миграции содержит большое количество отраженных волн по сравнению с разрезом после 3-D миграции, эта энергия не принадлежит профилю D. По профилю A и B видно, что энергия должна быть мигрирована вверх по восстанию от профиля D и C. Следовательно, после 3-D миграции содержание энергии отраженных волн на профиле D уменьшается (рис.6.36), а на профиле C увеличивается (рис.6.35).

6.5.3 Приведение к поверхности отсчета в 3-D пространстве (datuming)

В качестве побочного результата конкретной программы 3-D миграции 3-D суммарные данные могут быть приведены от поверхности земли к определенному уровню глубины или времени в трех измерениях. Эта возможность может быть особенно полезной при исследовании коллекторов. Волновое поле, зарегистрированное на поверхности, продолжается вниз до нужной глубины без привлечения принципа получения изображения. На рис.6.38 показаны 3-D данные с нулевым выносом (рис.6.32), приведенные от поверхности (z = 0) на глубину 1000м. Можно сделать следующие заключения:

- 1. Поскольку на центральный профиль I241 не поступает энергия не из его плоскости, приведения к поверхности отсчета (datuming) в 2- и 3-D измерениях являются идентичными.
- 2. Если на профиль поступает энергия не из его плоскости, между этими двумя вариантами приведения имеется значительное различие. Это относится к профилям, удаляющимся от центрального профиля, например, к профилю I181.



Рис.6.29 Продольный (вверху слева) и поперечный (вверху справа) суммарные разрезы по наземной 3-D съемке и результаты первого шага (средний ряд) и второго шага (нижний ряд) процесса двухшаговой 3-D миграции (данные Nederlandse Aardole Maatschappij B. V.)



Рис.6.30 Продольный (вверху слева) и поперечный (вверху справа) суммарные разрезы по наземной 3-D съемке и результаты двухшаговой (средний ряд) и одношаговой (нижний ряд) 3-D миграции (данные Nederlandse Aardole Maatschappij B. V.)

Приведение к поверхности отсчета (datuming) волнового уравнения, рассмотренное здесь, переносит входное волновое поле с одной плоской постоянной горизонтальной поверхности приведения на другую. Приведение волнового уравнения до и после суммирования с использованием произвольных 2-D поверхностей приведения рассмотрено в Разделе 5.3. Постоянный уровень приведения не должен быть ограничением, особенно при исследовании коллекторов. Например, 3-D суммарные данные могут быть приведены (datuming) к верхнему уравнению коллектора, после чего следует получение детального изображения только целевой зоны (Berkhout, 1985).



Рис.6.31 Временной разрез, используемый в качестве топокарты для синтетической 3-D съемки. Модель «скорость-глубина» и 3-D данные с нулевым выносом для выбранных продольных профилей показана на рис.6.32.

6.5.4 Интерполяция между трассами

В типичной 3-D съемке интервал между трассами в поперечном направлении больше, чем в продольном направлении. Эти превышения может доходить до четырехкратного, что может привести к пространственной неоднозначности в поперечном направлении (Раздел 4.3.5). Эту проблему можно решать путем интерполяции между трассами.

Типичная процедура интерполяции включает определение направлений преобладающего падения в данных, основываясь на взаимной коррекции трасс (например, трасс 4 и 10) в скользящем временном окне. Направление преобладающего падения соответствует наибольшей величине ФВК. Простая интерполяция средних точек (Bracewell, 1965) между временными выборками вдоль этого направления падения дает значение ам-

плитуд в центре окна (Rothman и др., 1981). Помехи, изменения формы волны от трассы к трассе и сложность структуры влияют на качество результата интерполяции. Следует отметить, что интерполяция между трассами не создает данные; она просто развертывает (unwraps) спектр так, что частоты с зеркальной составляющей (aliased frequecies) попадают в нужный квадрат в плоскости (f, k). Наконец, данные не обязательно должны быть интерполированы в поперечном направлении до величины интервала между трассами в продольном направлении. Вместо этого можно учесть полосу пропускания сигнала и угол наклона в разрезе, чтобы рассчитать оптимальный шаг между трассами и избежать пространственной неоднозначности [уравнение (4.17)].



Рис.6.32 Модель «скорость-глубина» (левая колонка) и синтетические данные с нулевым выносом (правая колонка) для соляного купола, обладающего круговой симметрией (топокарта показана на рис.6.31).


Рис.6.33 3-D миграция во времени (левая колонка) и 2-D миграция во времени (правая колонка) синтетических данных, показанных на рис.6.32.



Рис.6.34 3-D миграция по глубине (левая колонка) и 2-D миграция по глубине (правая колонка) синтетических данных, показанных на рис.6.32.



Рис.6.35 Продольный (вверху слева) и поперечный (вверху справа) суммарный разрез по наземной 3-D съемке и соответствующие результаты миграции по глубине: 2-D (в середине) и 3-D (внизу). (Данные Chevron USA. Inc.)



Рис.6.36 Продольный (вверху слева) и поперечный (вверху справа) суммарный разрез по той же съемке, что на рис.6.35. В середине результат 2-D миграции; внизу - результат 3-D миграции. (Данные Chevron USA. Inc.)

6.6. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ 3-D СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

После 3-D миграции объем 3-D данных готов для выведения 3-D геологической модели разреза. Поскольку данные в этом объеме являются полными, интерпретатор имеет больше информации, чем в случае 2-D сейсморазведки. Хотя большее количество информации обуславливает меньшую неопределенность при выведении геологической модели, интерпретации такого большого количества данных отнимает много сил. При работе с большими объемами 3-D данных обычным является использование АРМ интерактивной интерпретации. Кроме того, интерактивная среда является многосторонней при просмотре объема 3-D данных. Например, мы можем исследовать разрезы по продольным профилям, поперечным профилям или в произвольном направлении, а также горизонтальные (временные) срезы. Интерактивная среда может обеспечить возможность улучшения интерпретации. Например, могут быть реализованы сглаживание горизонтов, корреляция опорных горизонтов через разломы и некоторые средства обработки изображения, призванные улучшить определенные элементы внутри объема данных. Если АРМ интерактивной интерпретации интенсивно используются для интерпретации 3-D данных, большая часть окончательных карт является результатом сочетания интерактивной и общепринятой интерпретации, ориентированной на использование бумаги.

6.6.1 Временные срезы

Временной срез содержит отражения более чем с одного отражающего горизонта на одном и том же временном уровне. Временные срезы используются для формирования структурных карт. Высокочастотный сигнал на временном срезе представляет собой отражение от сильно наклоненной поверхности или высокочастотный сигнал во времени. По временному срезу на рис.6.39 мы можем сделать вывод о сильном наклоне в точке и, исходя из высокочастотного характера сигнала и о незначительном наклоне в точке L, исходя из низкочастотного характера сигнала. Если изолинии сужаются между временными срезами, соответствующими малой и большой глубинам элемент представляет собой структурное понижение (рис.6.39). Напротив, если изолинии расширяются, элемент является структурным поднятием (рис.6.40).

Согласование в двух измерениях может быть применено к временным срезам для облегчения построения изолиний (рис.6.61). Улучшение на краях среза (edge enhancement) может быть использовано для лучшего выделения переходов через нуль (рис.6.41с). Некоторые средства обработки изображения могут быть также использованы для выделения малозаметных элементов на временных срезах. Примером такой методики может служить освещение временного среза с помощью псевдоисточника света. Используя интерактивную среду, можно быстро установить угол и направление освещения. На рис.6.42 приведен пример такого освещения. Здесь основной структурой является соляной купол. Обратите внимание на присутствие разломов растяжения, ассоциированных с соляным диапазоном. Вопе и др. (1975) и Brown и др. (1982) обсуждают использование временных срезов в 3-D интерпретации.

Помимо построения изолиний временные срезы используются при контроле качества. На рис.6.43 показан временной срез до, и после применения к данным коррекции остаточной статики. Обратите внимание на улучшение отношения сигнал/ помеха и выдержанность отражений на рис.6.43b.



Рис.6.37 (а) Продольный разрез 3-D модели «скоростьглубина», которая использовалась в 3-D миграции по глубине данных, показанных на рис.6.35 и 6.36. (b) Лучи изображения по этой модели «скорость-глубина».

Ложной информацией, которая наблюдается на временных срезах, является горизонтальная полосчатость. Освещение псевдоисточником света усилило полоски на рис.6.42. Обычно полосчатость ориентирована в направлении отстрела. Имеется несколько причин полосчатости; одна из них ошибка определения координат, присутствующая в навигационных данных. Schultz и Lau (1984) идентифицируют полосчатость, как временные сдвиги при переходе от одного профиля к другому (статика поперечных профилей – cross-line statics, или межпрофильная статика). Они предлагают также выполнить после суммирования процедуру оценки этих временных сдвигов в области волновых чисел продольного/поперечного профиля (in-line/cross-line wave number domain).

6.6.2 Сеанс интерактивной интерпретации

Сеанс 3-D интерпретации может начаться с просмотра выбранных разрезов по продольным профилям, чтобы получить представление о геологическом строении в масштабе региона. Могут

также потребоваться разрезы, ориентированные вдоль направления преобладающего падения для того,

чтобы определить тип структуры. Все это можно выполнить в интерактивной среде; вертикальные или

горизонтальные разрезы можно просмотреть в быстрой последовательности (как фильм). Любое измене-

ние структуры в пространстве и времени может быть легко зафиксировано.

На рис.6.44 показаны поперечные профили, выбранные из морской 3-D съемки. Продольные и поперечные профиля помечены на рис.6.17. О конфигурации структуры лучше всего судить по поперечным профилям, по этому именно они показаны на рис.6.44. Отображен каждый 50-ый профиль, начиная с западной границы съемки. По мере продвижения на восток начинает прорисовываться модель региональной структурной обстановки. В середине площади съемки имеется структурное поднятие. Временные срезы на рис.6.45 позволяют проверить его присутствие и показывают, что поднятие осложняется интенсивным сбросообразованием.



Рис.6.38 Приведение волнового уравнения в двух измерениях (левая колонка) и в трех измерениях (правая колонка) от поверхности земли на глубину 1000м синтетических данных, показанных на рис.6.32.



Рис.6.39 (Продолжение на следующей странице)



Рис.6.39 Временные срезы, выбранные по наземной 3-D съемке начиная с времени 580мс до 1740мс с интервалом 40мс. Элемент, ориентированный с северовостока на юго-запад, представляет собой небольшой бассейн между двумя соляными куполами (Данные Nederlandse Aardolie Maatschappij B. V.)

Рис.6.40 Временные срезы, выбранные по наземной 3-D съемке, начиная с времени 1000мс с интервалом 60мс. Элемент неправильной формы представляет собой кровлю соляного купола (Данные Nederlandse Aardolie Maatschappij B. V.)



Следующий шаг в 3-D интерпретации – это отметка основных структурных элементов, таких как разломы и оси синклиналей и антиклиналей, на вертикальных разрезах и проецирование их на временные срезы. Далее выполняется построение предварительных изолиний по опорным горизонтам. Поперечные профиля проходят вертикально через временные срезы. Два опорных горизонта были интерпретированы с использованием вертикальных и горизонтальных разрезов. Горизонты A и B показаны на разрезе по поперечному профилю 550 (рис.6.44). Карты изохрон (рис.6.46) для горизонтов A и B были получены по временным срезам, разнесенным на 50мс. Конечная стадия интерпретации включает непрерывное отслеживание опорных горизонтов по всем вертикальным разрезам и коррекцию через разломы. Интерпретированный горизонт и информация о разломе заносится в базу данных и позднее отыскивается с целью построения полного 3-D изображения разреза.

Дополнительно о 3-D работах можно узнать из следующих публикаций:

Blake et al., 1982; Bone, 1978; Bone et al., 1975; Brown, 1978; Brown et al., 1981; Brown et al., 1982; Brown and McBeath, 1980; Dahm and Graebner, 1982; French, 1974; Galbraith and Brown, 1982; Hautefeuille and Cotton, 1979; Johnson and Bone, 1980; Kurfess et al., 1977; Leflaive and Paturet, 1981; Saeland and Simpson, 1982; Sanders and Steel, 1982; and Tegland, 1977.



Рис.6.41 Обработка данных временных срезов (а) для улучшения интерпретации; (b) 2-D сглаживание; (c) улучшение на краях среза (Данные Shell Oil Company и Esso.)





Рис.**6.42** Обработка данных временного среза для улучшения интерпретации. Освещение псевдоисточником света с целью подчеркивания малозаметных элементов (Данные Sohio Petroleum Company.)

Рис.6.43 Временной срез до и после коррекции остаточной статики соответственно (а) и (b). (Данные Nederlandse Aardolie Maatschappij B. V.)



Рис.6.44 Поперечные профиля морской 3-D съемки. Продольные и поперечные профиля обозначены на рис.6.17.



Рис.6.45 Временные срезы по данным морской 3-D съемки. Начальное время 1624мс, конечное время – 2752м, шаг – 24мс. Поперечные профиля показаны на рис.6.41.



Рис.6.45 (Начало на предыдущей странице)



Рис.6.46 Предварительные структурные карты по горизонтам А и В, показанным на рис.6.44 (профиль 550). Вертикальные и горизонтальные разрезы по этой же съемке показаны на рис.6.44 и 6.45 соответственно.





УПРАЖНЕНИЯ

Упражнение 6.1 По временным срезам на рис.6.47 сделайте выводы о структурной обстановке разреза.

Упражнение 6.2 Под каким углом освещается временной срез на рис.6.42?

Упражнение 6.3 Каковы преимущества и недостатки отстрела в направлении падения и простирания с точки зрения размывания амплитуд на поперечном профиле; DMO (приращения, вызванного наклоном); пространственной неоднозначности; оценки скорости?

Упражнение 6.4 Предположим, что вы выполнили 2-D съемку солянокупольной структуры, показанной на рис.6.32 и применили к вашим данным получение изображения в двух измерениях. Затем вы выполнили 3-D съемку и применили получение 3-D изображения. Рассмотрите картирование кровли соляного слоя. Какая сейсморазведка (2-D или 3-D) подразумевает большую пространственную протяженность и замыкание солянокупольной структуры?

Упражнение 6.5 Идентифицируйте энергию на профилях I181 и I151 на рис.6.32 (правая колонка), которая поступила не из плоскости этих профилей.

Упражнение 6.6 Если в 3-D миграции во времени вы используете метод Stolt с растяжением (Раздел 4.2.3), должны ли вы сделать это в один шаг?

Упражнение 6.7 Что важнее на площадях со сложно построенными перекрывающими отражениями: (a) 3-D миграция по глубине после суммирования; (b) 2-D миграция по глубине после суммирования?

Упражнение 6.8 Рассмотрим работу с применением двух судов в 3-D морских работах, при которых шаг между профилями изменяется от 112.5м до 37.5м. Является ли это эквивалентом работ с применением одного судна с шагом между профилями 75м?

Упражнение 6.9 Как бы вы получили 3-D миграцию разреза по поперечному профилю, не выполняя 3-D миграцию всего набора 3-D данных?

УГЛОВАЯ СУММА И ЕЕ ПРИМЕНЕНИЕ

7.1 ВВЕДЕНИЕ

В разделе 6.1 мы узнали, что двумерное преобразование Фурье - это один из способов разложения волнового поля на его плосковолновые составляющие, каждая из которых имеет уникальную частоту и распространяется под определенным углом к вертикали. В этой главе рассматривается область параметра луча и другой способ разложения волнового поля на плосковолновые составляющие. Это разложение волнового поля (например, выборки ОПВ) можно получить, применив линейное приращение (LMO) и суммирование амплитуд по оси удалений "взрыв-прибор". Такая процедура носит название углового суммирования (slant stacking). В основе углового суммирования лежит предположение о горизонтально-слоистом разрезе. Общепринятая обработка выполнятся в координатах "средняя точка-вынос". При угловом суммировании ось выносов замещается осью параметров луча *p*. Параметр луча представляет собой величину, обратную горизонтальной фазовой скорости. Семейство трасс с диапазоном значений р называется выборкой угловых сумм (slant stack gather).

Создано несколько методик обработки в координатах "средняя точка-параметр луча". В качестве примеров можно привести интерполяцию между трассами (Раздел 7.2), фильтрацию наклонов (Раздел 7.4), подавление кратных волн (Раздел 7.5), обращение преломленной волны (refraction inversion) (Приложение E), миграцию и скоростной анализ. Taner (1977) первым ввел координаты "средняя точка-параметр луча". Он рассмотрел использование сумм плоских волн для интерпретации, когда несколько разрезов с постоянным р накладываются друг на друга в ограниченном диапазоне величин р с целью улучшения вступлений, обусловленных наклонными поверхностями. Позднее были исследованы другие методы обработки, такие как миграция (Ottolini, 1982) и скоростной анализ (Schultz и Claerbout, 1978; Diebold и Stoffa, 1981a; Gonzalez-Serrano, 1982). Alam и Losocki (1981a) и Alam и Austin (1981b) обсудили возможное применение соответственно при интерполяции между трассами и подавлении кратных волн. Clayton и McMechan (1981) разработали метод обращения поля преломленных волн, который включает продолжение вниз в области наклонной суммы. МсМесhan и Yedlin (1981) разработали метод получения кривых фазовой скорости для диспергированных волн с помощью преобразования угловых сумм. Основываясь на продолжении вниз выборки угловых сумм, Schultz (1982) разработал оценку интервальных скоростей.

Исследуем физические аспекты построения выборки угловых сумм, которая обычно упоминается как тау-*p*-выборка или *p*-выборка. Каждая трасса в этой выборке представляет плоскую волну, которая распространяется под определенным углом к вертикали. В реальных условиях при взрыве заряда ВВ энергия распространяется под всеми углами (рис.7.1). Отраженная энергия поступает на различные группы сейсмо-приемников под различными углами, поскольку между точками взрыва и приема существует удаление. Чем больше удаление взрыв-прибор или чем меньше глубина отражающей поверхности, тем более наклонным является восходящий волновой фронт.

Чтобы было легче определить схему построения выборки угловых сумм, сначала рассмотрим, как могут формироваться плоские волны. На рис.7.2 показан профиль точечных источников. Допустим, что все заряды на этом профиле взрываются одновременно, и каждый из них формирует сферическое волновое поле. На некотором расстоянии от поверхности земли сферические волновые фронты накладываются друг на друга, и получается плоская волна, которая распространяется вертикально вниз. Эта

плоская волна отражается от границы раздела и регистрируется сейсмоприемником на поверхности земли. Такие типы источников как Геофлекс (Geoflex – торговая марка Imperial Chemical Industries) и Примакорд (Primacord – торговая марка Ensign-Bickford) можно представить как короткопрофильные источники.

Плоскую волну, которая распространяется под нужным углом к вертикали, можно сформировать, используя такой же профиль точечных источников (рис.7.3). Для этого источники должны быть приведены в действие последовательно, начиная с одного конца профиля при одинаковых временных задержках. При взрыве определенного точечного источника волновой фронт, сформированный предыдущим источником, уже пройдет некоторое расстояние. При наложении сферических волновых фронтов, сформированных различными источниками, получается наклонный плоский волновой фронт (рис.7.3). Эта плоская волна распространяется, отражается от границы раздела и регистрируется сейсмоприемником на поверхности.

Величиной наклона волнового фронта (или углом распространения плоской волны) можно управлять. Рассмотрим геометрические построения на рис.7.4. К моменту, когда волновой фронт, сформированный источником S_1 , достигнет точки A в разрезе, точечный источник S_2 должен быть взорван так, чтобы получился нужный угол. Определим расстояние между S_1 и S_2 как Δx , а скорость, с которой в среде распространяется волна, – как *v*. Если волновой фронт проходит от S_1 до A за время Δt , угол наклона θ плоской волны можно определить как

$$\sin\theta = v\Delta t / \Delta x \tag{7.1}$$

Точка, в которой произошел взрыв, должна перемещаться со скоростью $\Delta x/\Delta t = v/\sin\theta$ в горизонтальном направлении, а точечный источник S₂ должен быть взорван при достижении волновым фронтом от S₁ точки А. Скорость, с которой должна перемещаться точка расположения источника, называется горизонтальной фазовой скоростью (*horizontal phase velocity*).

Из рис.7.2 и 7.3 следует, что плоская волна, которая распространяется под углом к вертикали, может быть сформирована:

- 1. Путем размещения точечных источников на поверхности земли
- 2. Путем последовательного инициирования точечных источников с задержкой во времени
- 3. Путем суперпозиции откликов, имеющих форму сферических волновых фронтов

Отклик, полученный в результате суперпозиции, регистрируется одним сейсмоприемником (рис.7.3) и имеет форму плоской волны, которая отражается от поверхности. Суперпозиция означает суммирование по оси источников для данной точки приема. Используя принцип взаимности, суммирование можно также выполнить по оси точек приема для данной точки взрыва.

Приведенные выше рассуждения показывают, каким образом выборка ОПВ, рассматриваемая как поле одной волны, может быть разложена на плосковолновые составляющие. Заменяя ось точек взрыва на рис.7.4 осью точек приема, получаем геометрию луча, показанную на рис.7.5. Временная задержка, ассоциированная с плоской волной, которая распространяется под углом θ к вертикали, имеет вид:

$$\Delta t = (\sin\theta/\nu)\Delta x \tag{7.2}$$

Согласно закону Снеллиуса, значение $\sin\theta/v$, которое представляет собой величину, обратную горизонтальной фазовой скорости, является постоянным вдоль луча в слоистой среде (рис.7.6). Эта постоянная называется параметром луча *p*. Перепишем ур. (7.2):

$$\Delta t = p\Delta x \tag{7.3}$$

Угол распространения плоской волны определяется величиной p. p=0 соответствует плоской волне, распространяющейся по вертикали. Если задать p и скоростную модель для слоистого разреза, можно построить семейство лучей, ассоциированных с определенной величиной p (рис.7.7). Плоская волна, которая распространяется в слоистой среде, называется волной Снеллиуса (Claerbout, 1978). Плоская волна этого типа изменяет направление распространения на границе каждого слоя согласно закону Снеллиуса (рис.7.6). Для одного значения p сигнал регистрируется на нескольких удалениях взрыв-прибор (рис.7.7). В общем случае приемники на всех удалениях регистрируют плоские волны со многими величинами p. Чтобы разложить выборку общего выноса на плосковолновые составляющие, все амплитуды в выборке должны быть суммированы по нескольким наклонным лучам, каждый из которых характеризуется общей временной задержкой, определенной уравнением (7.3).

Мы рассмотрели разложение волнового поля выборки ОПВ на плосковолновые составляющие. Пока отсутствует наклон отражающих поверхностей, годографы в выборках ОПВ и ОГТ неразличимы (рис.7.8). Поскольку выборка ОГТ не является отдельным волновым полем, может показаться, что разложение на плосковолновые составляющие нельзя применить к выборкам ОГТ. Однако эквивалентность выборок ОГТ и ОПВ в горизонтально-слоистой среде дает основание для применения разложения на плосковолновые составляющие к обоим типам выборок.



Рис.7.1 Сейсмический источник формирует волны, распространяющиеся во всех направлениях; такие волны регистрируются сейсмоприемниками, расположенными в различных точках.



Рис.7.2 Вертикально падающая волна формируется путем одновременного инициирования нескольких источников.





Рис.7.3 Плоская волна, распространяющаяся под углом θ к вертикали, формируется путем инициирования нескольких источников (начиная с левого) с определенным временным интервалом.

Рис.7.4 Расчет временного интервала инициирования источников (S) с целью формирования плоской волны на рис.7.3.

7.2 ПОСТРОЕНИЯ УГЛОВЫХ СУММ

Синтезирование плоских волн путем суммирования амплитуд в области выносов вдоль наклонных лучей обычно выполняется в два шага. Сначала к данным применяется поправка за линейное приращение (LMO) путем преобразования координат (Claerbout, 1978):

$$t = t - px, \tag{7.4}$$

где p - параметр луча, x - вынос, t - полное время пробега, t - линейно смещенное время. После применения поправки за линейное приращение отражение, наклонное на входе, становится горизонтальным. Далее, данные суммируются по оси выносов для получения:

$$S(p, t) = \sum_{x} P(x, t + px)$$
 (7.5)

Здесь S(p, t) представляет плоскую волну с параметром луча $p = \sin\theta/v$. Повторяя операцию ввода поправки за линейное приращение для различных величин p и суммирование [ур.(7.5)], можно построить полную выборку угловых сумм (или p-выборку), которая включает все составляющие наклона в первоначальных данных.



Рис.7.5 Принцип взаимности, примененный к геометрическому построению на рис.7.4 для замещения источников (S) сейсмоприемниками (R)





Рис.7.7 Некоторые лучи для данной величины p, соответствующей одной трассе в плоскости (p, t)



Рис.7.6 Если параметр луча р определен, можно построить луч в горизонтально-слоистой модели разреза с известной скоростной функцией

Рис.7.8 Лучи и времена пробега, ассоциированные с геометрией ОГТ и ОПВ

Угловая сумма и разложение волнового поля на плосковолновые составляющие не различаются между собой. Treitel и др. (1982) выполнил математический анализ процесса разложения на плосковолновые составляющие и сделал различие между общепринятой угловой суммой, рассмотренной здесь, и угловой суммой в собственном смысле. Общепринятая угловая сумма дает точное разложение на плосковолновые составляющие, когда мы имеем дело с линейными источниками; угловая сумма в собственном смысле дает точное разложение на плосковолновые составляющие, когда мы имеем дело с точечными источниками. Угловая сумма в собственном смысле формируется с использованием тех же шагов, которые рассмотрены для общепринятой угловой суммы; исключением является то, что свертка линейно смещенного волнового поля с оператором фильтра выполняется перед суммированием. Этот оператор вносит поправки за трехмерные эффекты, преобразуя волновое поле, полученное по точечному источнику, в волновое поле, полученное по линейному источнику. Пока дело касается кинематики, два типа углового суммирования являются эквивалентными. Они различаются только при обработке амплитуд (Treitel, персональное сообщение).

Схематическое описание распределения плоской волны с помощью ур.(7.4) и (7.5) показано на рис.7-9. Начнем с суммирования амплитуд в области удалений взрывприбор по горизонтальной траектории, p = 0. Эта линия пересекает годограф отраженной волны в окрестности точки А (вершины). Точка А попадает в точку А` на плоскости (p, t). При наклоне линии суммирования пересечение с годографом происходит в точке В, которая попадает в точку В`. Основной вклад в сумму вдоль наклонной траектории поступает в область точки касания В. Эта область называется зоной Френеля. Чем выше скорость и глубже отражения, тем шире зона Френеля. Фактически суммирование в ур.(7.5) может быть ограничено зоной Френеля. Траектория суммирования характеризуется небольшим наклоном: это

87

p = 1/v, т.е. асимптота гиперболы. Такая траектория соответствует лучам, отклоняющимся от вертикали на 90 град. Энергия вдоль асимптоты попадает в С` на оси *p*. При использовании описанного выше распределения гиперболические траектории в области (*x*, *t*) становятся эллиптическими траекториями в области (*p*, τ) (Schultz и Claerbout, 1978; см. упр.7.1). В реальных условиях мы никогда не регистрируем годограф бесконечной протяженности и трассу с нулевым выносом. Следовательно, эллиптическая траектория в области наклонного суммирования никогда не бывает полной от А` до С`.

На рис.7.10 показан более сложный случай. Докритические отражения A и D (т.е. отражения с углом падения меньше критического) попадают в область пониженных значений *p*, тогда как закритические отражения C попадают в область повышенных значений *p*. В идеальном случае линейное отражение в области удаления взрывприбор, такое как вступление преломленной волны B, становится точкой в области угловой суммы. И наоборот, линейное отражение в области угловой суммы становится точкой в области удаления взрыв-прибор (упр.7.2).





Рис.7.9 Гипербола на выборке ОГТ становится эллипсом на р-выборке

Рис.7-10 Различные вступления на выборке ОГТ распределяются в соответствующую р-выборку. Отражения A,B,C,D распределяются в A`,B`,C`,D`

На рис.7.11 показан пример полевых данных, содержащих, в основном, отражения от дна и многократные отражения в тонком слое. Кроме отражений от дна W имеются два хорошо различимых отражения P_1 и P_2 . Кратные отражения распределяются вдоль эллиптических траекторий, сходящихся при p = (1/1500)c/M (величина, обратная скорости в воде). Пример полевых данных, содержащих линейные отражения, показан на рис.7.12. Обратите внимание на интенсивные амплитуды на выборке угловых сумм, которые соответствуют канальным волнам, наблюдаемых в данных выноса. В обоих примерах полевых данных выборки угловых сумм были созданы с использованием только положительных величин p. Следовательно, энергия, рассеянная в обратном направлении в данных выноса на рис.7.12, не представлена в выборке угловых сумм.

Перейдем к взаимосвязям между различными областями, которые используются в обработке сейсмических данных. Рассмотрим отражение от наклонной границы в ограниченной полосе пропускания в области выносов (t, x), как показано на рис.7.13. Величина выноса изменяется от 250 до 5000м при шаге между трассами 50м. Это отражение распределяется вдоль хорошо различимой радиальной линии в *f*-*k*-области (w, k_x) . Наклон радиальной линии связан с горизонтальной фазовой скоростью соотношением:

Подставим $p = \sin\theta/v$, чтобы найти взаимосвязь между переменными в области преобразования:

$$k_x = p \mathbf{W} \tag{7.7}$$

На рис.7.13 также показано распределение отражения от наклонной границы в области угловой суммы. Одномерное преобразование Фурье трасс угловой суммы в направлении времени дает амплитудный спектр (p, w), который также показан на рис.7.13. Эта плоскость описывает зависимость горизонтальной фазовой скорости от частоты и используется при анализе канальных волн (Раздел 7.3). Энергия вдоль радиального направления АА` на плоскости (w, k_x) эквивалентна энергии вдоль вертикального направления BB` на плоскости (p, w).



Рис.7.11 (а) Выборка ОПВ, содержащая интенсивные кратные волны; (b) соответствующая р-выборка. Горизонтальная ось в b представляет собой горизонтальную фазовую скорость (1/*p*). (Данные Shell и Esso).

Рис.7.12 (b) Выборка ОПВ; (a) ее угловая сумма. Горизонтальная ось в b представляет собой горизонтальную фазовую скорость (1/*p*).



Рис.7.13 Одно отражение от наклонной границы в различных областях.

Рис.7.14 Пространственно неоднозначное отражение от наклонной границы в различных областях.

На рис.7.14 показана пространственно неоднозначная составляющая наклона. Циклический возврат (wraparound), наблюдаемый в плоскости (w, k_x), является результатом неадекватной пространственной дискретизации сигнала. Обратите внимание, что составляющие с пространственной неоднозначностью и без нее (участки соответственно 1 и 2) попадают на одну *p*-трассу. Мы ожидаем, что пространственно неоднозначная часть попадет на ряд отрицательных *p*-трасс. Однако, диапазон частот с побочной составляющей (21-42Гц) будет отсутствовать на плоскости (p, w), в которую были включены только положительные величины *p*. На рис.7.14 показан случай одного наклона; восстановление диапазона наклонов рассмотрено на рис.7.17.

После выполнения определенного процесса в области наклонных сумм используется обратное распределение для восстановления данных в области выносов. Thorson (1978) предоставил детали процедуры восстановления. Для надлежащего восстановления амплитуд перед обратным распределением применяется ро-фильтрация. Это выполняется путем умножения амплитудного спектра каждой трассы угловой суммы на абсолютную величину частоты. Данное действие, в некоторой степени, аналогично дифференцированию волнового поля перед суммированием, которое включено в интегральную формулировку миграции [ур.(4.5)].

На рис.7.15 показана блок-схема обработки наклонной суммы.

90



Шаг 1: Применить LMO для определенной величины р [уравнение (7.4)]

Шат 2: Суммировать по выпосу [уравление (7.5)] Шат 3: Повторить шат 1 и 2 для дианазона величины р Результат представляет собой наклонную с сумму S(p, z).

Применить пужный процесс в области наклопной суммы, например, деконволюцию, изменяющееся во времени обнуление



Шаг 1: Применить ро фильтр.

Шаг 2: Применить обратную поправку за LMO для определения величника выноса.

Шаг 3: Суммировать по диапазону 9.

Шаг 4: Повторить шаг 2 и 3 для днапазона величины выпоса.

Результат представляет собой данные выноса, обратные как наклонная сумма.

Рис.7.15 Блок-схема обработки наклопной суммы.

На рис.7.16 можно видеть синтетическую выборку удалений взрыв-прибор, соответствующую угловую сумму и восстановленную выборку удалений взрыв-прибор без какого-либо примененного процесса за исключением ро-фильтрации. Распределение х в р носит обратимый характер (Thorson, 1978). Причиной появления полосок (СР) на выборке угловых сумм является конечная длина косы. Введение переходной зоны на обеих сторонах выборки выносов помогает подавить эти эффекты конечной длины косы.

В процессе восстановления выборки (x, t) мы не должны использовать тот же интервал между трассами, который был взят для первоначальной выборки (x, t). Рассмотрим синтетическую выборку на рис.7.17а.

Двумерный амплитудный спектр показывает, что частоты более 48Гц являются пространственно неоднозначными (рис.7.17b).Эта выборка может быть распределена в область угловых сумм (рис.7.17c) и восстановлена с применением меньшего интервала между трассами (рис.7.17d). Первоначальный интервал равен 25м; в восстановленной выборке он составляет 12.5м. Двумерный амплитудный спектр выборки с интерполяцией между трассами показывает отсутствие пространственно неоднозначных частот (рис.7.17e). Тем не менее, обратите внимание на пропущенную высокочастотную энергию при превышении 60Гц. Эта энергия в основном распределена вдоль годографа прямой волны во входной выборке (рис.7.17a) и отсутствует в выходной выборке (рис.7.17d). Мы видим, что восстановление может быть успешным даже для пространственно неоднозначных данных при условии изменения углов наклона в узких пределах.

7.2.1 Оптимальный выбор параметров угловой суммы

Одно отражение от наклонной границы в области (x, t) теоретически попадает на одну трассу p, которая представляет его наклон (рис.7.13). Однако, поскольку дискретизация происходит по оси p, и поскольку лишь конечное число трасс p охватывается конечным числом удаленных трасс (offset traces), распределение получается несовершенным. Будучи построенной при большом усилении, выборка наклонных сумм на рис.7.13 представляется неожиданно другой (рис.7.18b). Появление полосок вызвано влиянием конечных точек Е и F отражения от наклонной границы в области (x, t). Если говорить более точно, точка Е попадает в А и В, когда для p заданы соответственно минимальное и максимальное значения. Для любой промежуточной величины p точка Е распределяется вдоль AB. Аналогично, другая конечная точка F распределяется вдоль CD. Линейные полоски, являющиеся результатом концевых эффектов (конечной длины кабеля), представляют собой только один тип ложного сигнала, с которым

ходится встречаться при построении угловых сумм. Другим типом ложного сигнала является цуг высокочастотных волн, который особенно заметен на трассах с большими значениями *p*. Это происходит потому, что выборка отражений от наклонных границ выполняется по траектории, характеризующейся большим углом наклона.

На уровень ложных сигналов в угловых суммах влияют несколько факторов. При малой длине косы в области (x, t) концевые эффекты усиливаются и, следовательно, качество восстановления ухудшается, как показано на рис.7.18. Начнем с выборки выносов, которая содержит одно отражение от наклонной границы в (а). Изображение (b) представляет собой *p*-выборку, а (c) - это восстановленная по ней выборка выносов. Чтобы подчеркнуть ложные сигналы, два последних изображения даны при большем усилении. Для получения изображения (d) (*p*-выборки) и восстановления по ней (е) и (f) использовались 2/3 выборки выносов.



Рис.7.16 Угловое суммирование является обратимым. (а) Выборка выносов распределена в область (p, t) (b), по которой может быть восстановлена первоначальная выборка (с).

Изображения (g), (h), (i) были получены с использованием только одной трети первоначальной выборки. При коротких косах формируются ложные сигналы G и H на выборке угловых сумм и восстановленной выборке. Для точного восстановления выборок угловых сумм обычно требуются данные о конфигурации косы (т.е. о длине и количестве каналов), которые содержатся только в недавно зарегистрированных данных.



Рис.7.17 Угловая сумма может быть использована для интерполяции между трассами. (а) выборка выносов распределена в область (p, τ) (с) и восстановлена с применением меньшего интервала между трассами (d). Соответствующие *f-k*-спектры показывают пространственную неоднозначность в первоначальной выборке (b), которая была устранена после восстановления (c).

93



Рис.7.18 Изображения (a), (d), (g) представляют собой входные выборки выносов, которое содержат одно отражение от наклонной границы ЕF. Изображения (b), (e), (h) - соответствующие выборки наклонных сумм. Изображения (c), (f), (i) - восстановленные выборки выносов. Выборка наклонных сумм и восстановленная выборка изображены при большем усилении, чем входные выборки.

Чтобы исследовать шаг выборки по оси р и диапазон величин р, используемые при построении выборки наклонных сумм, рассмотрим синтетическую выборку на рис.7.19 - изображение (а), состоящее из вступлений, образующих гиперболу. На выборке угловых сумм (b) эти вступления располагаются вдоль эллипса. Выбраны следующие величины: количество *p*-трасс (n_p) равно количеству *x*-трасс (n_x) ; минимальная величина p равна 0 ($p_{min}=0$); максимальная величина р (*p_{max}*) равна наибольшему наклону, присутствующему в данных. Восстановление с использованием этих параметров позволило получить точный результат [изображение (с)]. Двумерные амплитудные спектры первоначальной выборки [изображение (d)] и восстановленной выборки [изображение (е)] несколько различаются между собой, т.к. $p_{min} = 0$.

Что произойдет, если шаг выборки по оси *p* будет слишком большим? На рис.7.19 показана выборка угловых сумм [изображение (f)] и восстановленная выборка [изображение (g)], которая получена при $n_p = n_x/2$ и p_{min} и p_{max} таких же, как на изображении (b); следовательно, приращение р получилось вдвое больше, чем на изображении (b). Входная выборка такая же, как на изображении (a). Обратите внимание, что слишком большой шаг выборки по оси *p* приводит к появлению некоторого количества помех в восстановленной выборке [см. А на изображении(g)].

Рассмотрим обратную ситуацию, т.е. слишком малый шаг выборки по оси p [изображение (h)]. Здесь $n_p = 2n_x$, а p_{min} , p_{max} такие же, как на изображении (b). Слишком малый шаг выборки по оси p не наносит вреда, но и не дает никакого выигрыша [изображение (i)]. Как показали дальнейшие эксперименты (здесь они не приводятся), независимо от длины расстановки уменьшение шага дискретизации по оси p не дает улучшения качества восстановленной выборки.

На практике мы можем встретиться с неподходящим выбором величин (p_{min} , p_{max}), т.е. p_{max} может соответствовать большему наклону, нежели тот, который присутствует во входной выборке [рис.7.19, изображение (j)]. Здесь $n_p = n_x$, $p_{min} = 0$, p_{max} вдвое больше величины, выбранной на изображении (b), приращение p такое же, как на изобра-

,,

жении (f). Следовательно, правая половина p-выборки не содержит составляющих наклона, которые присутствовали во входных данных [изображение (a)]. Вместо них в правой половине содержатся помехи, вызванные конечной длиной косы и дискретизацией вдоль сильно наклоненных траекторий при величинах p, которые ассоциированы с наклонами, не содержащимися в данных выноса. Создание несуществующих компонент наклона в области параметра луча обуславливает появление помех при восстановлении [см. В на изображении (k)]. На практике обнуление с подходящими параметрами в p-области может устранить искусственные сигналы, вызванные ложными p-трассами [правая половина изображения (j)].

Изображения на рис.7.20 эквивалентны изображениям на рис.7.19; исключением является то, что входная выборка [изображение (а)] содержит ложные низкочастотные составляющие. Видно, что искусственные сигналы, наблюдаемые на рис.7.19, в последнем случае являются более выраженными. Однако, обратите внимание, что при правильно выбранных (p_{min} , p_{max}), n_p и приращении p [изображение (b)] восстановление является достаточно точным, даже при пространственно неоднозначных данных. Амплитудные спектры первоначальных [изображение (d)] и восстановленных [изображение (e)] данных, в сущности, повторяют друг друга. Исключением является то, что изображение (e) не содержит энергии без ложных составляющих при p<0, которая не была включена в изображение (b).

Исходя из этого экспериментального исследования и других аналогичных исследований параметров, участвующих в обработке наклонной суммы, можно сделать следующие эмпирические утверждения:

- 1. Здесь $n_p = n_x$ является общим правилом (рис.7.20b и 7.20c).
- 2. Пределы изменения (*p_{min}*, *p_{max}*) должны охватывать только те составляющие наклона, которые представляют интерес (рис.7.20b). Например, для морских данных ОСТ *p_{min}* = 0, *p_{max}* = (1500) с/м.
- 3. Приращение р определяется как (*p_{max} p_{min}*)/*n_x*. Выборку по оси р можно также выполнить приращениями, выраженными в 1/*p* (горизонтальная фазовая скорость; см. упр.7.3).
- 4. Концевые эффекты, являющиеся следствием конечной длины расстановки, проявляются в виде линейных полос на выборке угловых сумм (рис.7.18b). Концевой эффект более выражен при меньшей длине косы (рис.7.18h) и при пространственно неоднозначных данных (рис.7.20j).
- 5. Слишком большой шаг выборки по оси р, когда приращение р больше, чем рекомендуется в п.3, вызывает нарастание помех при восстановлении (рис.7.19g). С другой стороны, слишком малый шаг выборки не наносит вреда (рис.7.19i). Наконец, построение трасс угловой суммы, для которых в данных выноса не существует значения р, обуславливает помеху в выборках наклонных сумм и в восстановленных выборках (рис.7.19j и 7.19k).

7.3 АНАЛИЗ КАНАЛЬНЫХ ВОЛН

Морские данные часто осложняются канальными волнами, которые распространяются горизонтально в водном слое или в слоях, залегающих ниже. Эти волны имеют характеристики, зависящие от глубины водного слоя и от геометрии и свойств подстилающих отложений. Моделирование этих продольных волн, распространяющихся в водном слое, может дать лучшее представление об определенных аспектах полевых данных и иногда даже позволит сделать выводы о слоях, залегающих под водой. Хорошо известная теория нормальных мод предоставляет способ экстраполирования акустических и упругих волн в горизонтальном направлении (Pekeris, 1948; Press и Ewing, 1950). В этом разделе процедура нормальных мод применяется для моделирования профилей ПВ, зарегистрированных на поверхности водного слоя, который расположен выше однородного упругого полупространства. Лучи, соответствующие кратным отражениям, вступлениям прямой волны, преломленной волны и их кратных волн, включены в теорию нормальных мод.

Волноводный эффект поверхностного слоя хорошо известен. Распространение волны в поверхностном слое можно описать, используя теорию нормальных мод (Pekeris, 1948). Модель Pekeris состоит из жидкого слоя, который занимает все акустическое (жидкое) полупространство. Более общие модели, состоящие из жидкого слоя, расположенного выше упругого полупространства, исследованы Press и Ewing (1950). Наиболее полные сведения о работах в этой области приведены у Ewing и др. (1957).



Рис.7.19 (а) Входная выборка; (b) выборка угловых сумм; (c) восстановленная выборка выносов; (d) *f-k*-спектр изображения (a); (e) *f-k*-спектр изображения (c). Изображения (f), (h), (i) - это выборки угловых сумм, полученные из входной выборки (a) с помощью различных величин р; изображения (g), (i), (k) - выполненные по ним восстановления. Исходные данные во всех случаях одни и те же [изображение (a)].



Рис.7.20 Та же последовательность, что на рис.7.19, за исключением того, что входная выборка содержит зеркальные частотные составляющие. Обратите внимание на циклический возврат (wraparound) в *f-k*-спектре (d).

Канальные волны являются диспергирующими. Это означает, что каждая частотная составляющая распространяется со своей скоростью (с горизонтальной фазовой скоростью). Очень хороший пример канальных волн можно видеть на полевых данных (рис.7.21) между временами 1 и 3с на дальнем выносе. Первая часть волнового пакета содержит низкие частоты. Высокие частоты присутствуют на прямолинейной траектории вступлений и сопровождаются умеренными частотами. На этой записи можно также видеть рассеянную в обратном направлении канальную волну (зона B) с обратным линейным приращением, которая указывает на присутствие неоднородностей на дне океана. Эти неоднородности обуславливают также гиперболические траектории вступлений (зона A), которые представляют точечные рассеивающие объекты.

Диспергирующий характер канальных волн наиболее выражен в условиях мелководья (при глубине менее 100м). В зависимости от различных условий морского дна, например, при наличии слоя ила переменной мощности или твердого дна, характер этих волн может изменяться от одного ПВ к другому (рис.7.22). Они могут также обусловить появление линейных помех на суммарных данных (рис.1.86а) и их легко спутать с линейными помехами, которые ассоциированы с боковыми рассеивающими объектами (рис.1.88а).

МсМесhan и Yedlin (1981) предложили способ получения информации о фазовой скорости по полевым данным. Этот подход основан на преобразовании волнового поля. Сначала запись преобразуется в область угловых сумм. Затем преобразование Фурье (во времени) каждой трассы выборки угловых сумм дает фазовую скорость как функцию частоты. Этот двухшаговый процесс продемонстрирован вместе с примером полевых данных на рис.7.23a. Выборка угловых сумм показана на рис.7.23b, а ее одномерный амплитудный спектр - на рис.7.23c. Горизонтальная ось в области угловых

сумм представляет собой параметр луча (т.е. величину, обратную фазовой скорости). Следовательно, на рис.7.23с мы видим изменение горизонтальной фазовой скорости в зависимости от частоты. Каждая кривая соответствует конкретной нормальной моде, распространяющейся в водном слое. Фазовые скорости составляющих нормальной моды асимптотически приближаются к составляющим скорости в водном слое v_w на высокочастотном конце спектра.



Теория нормальных мод (Ewing и др., 1957) дает аналитическое выражение фазовой скорости в функции частоты (т.н. характеристическое уравнение или дисперсионное соотношение) для данной модели слоистого разреза. Это выражение используется для моделирования канальных волн. Рассмотрим приемную расстановку и модель, состоящую из водного слоя, который расположен над упругим полупространством (рис.7.24). Источник находится на определенной глубине от поверхности воды, поэтому нужно рассматривать два луча: первичный и лучспутник. Характеристическое уравнение для данного случая дается Ewing и др. (1957):

$$\tan(k_{x}Hr_{1}) = \frac{r_{2}b_{2}^{4}r_{1}}{r_{1}c^{4}r_{2}} \left[4r_{2}s_{2} - (1+s_{2}^{2})^{2}\right] = B$$
(7.8)

где k_x - горизонтальное волновое число [*rw* в yp.(7.7.)]; Н - толщина водного слоя; r_1 и r_2 - соответственно плотность воды и подстилающего слоя; b_2 - скорость S-волн в подстилающем слое; *с*- фазовая скорость канальных волн в водном слое. Нормированные переменные имеют вид:

$$r_{1} = (c^{2} / a_{1}^{2} - 1)^{1/2}$$

$$r_{2} = (c^{2} / a_{2}^{2} - 1)^{1/2}$$

$$s_{2} = (c_{2} / b_{2}^{2} - 1)^{1/2}$$

где a_1 - скорость Р-волн в водном слое; a_2 - скорость Р-волн в подстилающем слое. Поскольку тангенс носит перио-

Рис.7.21 Выборка ОПВ, содержащая преимущественно канальные волны. Обозначения приведены в тексте.

дический характер, ур.(7.8) имеет многозначную функцию в левой части и однозначную функцию в правой части. Чтобы выразить однозначность в явном виде, ур.(7.8) можно переписать следующим образом:

$$k_{x}Hr_{1} + np = \tan^{-1}B$$
(7.9)

где целое число n=0,1,2,... определяет номер моды. Исследуя ур.(7.8) и (7.9), можно видеть, что фазовая скорость является функцией частоты; следовательно, канальные волны являются диспергирующими. Ур.(7.9) дает действительные значения k_x для $a_1 \le c \le a_2$. Допустим, что $a_1 < b_2 < a_2$. В таблице 7.1 даны области фазовой скорости и типы лучей, ассоциированные с каждой областью.

$a_1 < c < a_2$	Закритические, полностью отраженные <i>Р</i> -волны, т.е. отражение в широком диапазоне углов
$b_2 < c < a_2$	Закритические, но лишь частично отраженные Р-волны
$c > a_2$	Докритические Р-волны
$c = b_2$	S-волны, преломленные под критическим углом
$c = a_2$	Р-волны, преломленные под критическим углом

Таблица 7-1 Области фазовой скорости и ассоциированные типы лучей

Только в закритической области, $\alpha_1 < c < \beta_2$, волны полностью захватываются внутри водного слоя. Они часто формируют основной вклад в распространение нормальной моды на дальних выносах, как в примере полевых данных на рис.7.23а. Закритическая область расположена справа от линии СС`. В докритической области происходит утечка энергии в подстилающий слой [отсюда название - вытекающие моды (leaky modes)]. Вклад этой области в энергию, появляющуюся на дальних выносах, относительно мал. Зарегистрированное поле продольных волн для закритической области при различных положениях сейсмоприемников (рис.7.24) имеет следующий вид (Ewing и др., 1957):

$$P(x, z = h_r, t) = 4\sum_n \int dw \{w^2 A(w) \sin(k_x r_1 h_s) \times (7.10)$$

$$\sin(k_x r_1 h_r) \times \exp[iw(t - x/c)]\}$$

где A(w) - амплитудный спектр. Yilmaz (1981) видоизменил это выражение с целью учета влияния волн-спутников. Обратите внимание, что здесь соблюдается принцип взаимности, т.е. произведение синусоидальных коэффициентов, которые модулируют спектр источника A(ω), не изменяются, если поменять местами h_r и h_s .



Рис.7.22 Выборки ОПВ (непоследовательные), содержащие канальные волны различной интенсивности. Сумма ОСТ, полученная по этим выборкам, показана на рис.1.86a (данные Denimex Petroleum Company).



Рис.7.23 (а) Выборка ОПВ, содержащая интенсивные отраженные и преломленные кратные волны, ассоциированные с твердым дном. Здесь СС⁻ энергия, соответствующая критическому углу. (b) Выборка угловых сумм, выделенная по этой выборке ОПВ. (c) Выборка (*p*, *w*), выведенная из плоскости (*p*, *t*) на изображении (b). Величина, обратная *p* - горизонтальная фазовая скорость. Рисунок показывает диспергирующий характер канальных волн, т.е. фазовая скорость является функцией частоты для всех составляющих распространяющейся нормальной моды. Эти моды представлены искривленными траекториями на изображении (c).



Рис.7.24 Геометрическое построения для моделирования нормальной моды канальных волн, показанных на рис.7.25. Здесь S - источник; R - сейсмоприемники; h_s - глубина источника; h_r - глубина сейсмоприемников.

На рис.7.25 показано распространение нормальной моды, рассчитанное по ур.(7.10) (с учетом влияния волны-спутника) для диапазона глубин водного слоя. Параметры модели: $a_1=1500$ м/с; $b_2 = 2a_1$; $a_2 = 1.6b_2$; $\rho_2/r_1=2.2$. Все результаты экспериментов представляют импульсные отклики, канальные волны т.е. A(w) = 1 в ур.(7.10). Канальные волны проявляются на сложной интерференционной волновой картине в условиях мелководья, а при увеличении глубины постепенно разделяются на простые многократные отражения от дна. Диспергирующий характер канальных волн хорошо выражен, особенно в условиях мелководья.

На рис.7.25 канальные волны моделируются в закритической области, где RP вступления преломленной волны; RM - ее кратные волны; M1, M2, M3 - кратные отражения от дна. Кривые фазовой скорости на рис.7.26 подтверждают существование ряда распространяющихся мод для каждого случая. Упругий подстилающий слой, эквивалентный случаю твердого дна, поддерживает энергию преломленной волны RP, кратных волн RM и отраженных от дна водного слоя кратных волн M1, M2, M3. Акустический подстилающий слой ($b_2=0$, эквивалентно случаю мягкого дна) дает только кратные волны, отраженные от дна. Акустические свойства подстилающего слоя подразумевают отсутствие преобразования P-волн в S-волны.



Рис.7.25 Наложение всех мод в водных слоях различной толщины. Модель глубин показана на рис.7.24. При моделировании учитывалось влияние волн-спутников. Описание помеченных сигналов см. в тексте.

100



Рис.7.26 Фазовая скорость как функция частоты для случаев, показанных на рис.7.25. Здесь СТ - искусственный сигнал, вызванный конечной длиной косы.



Рис.7.27 (а) Полевые данные с интенсивной энергией поверхностной волны A, ее составляющей B, рассеянной в обратном направлении, канальными волнами C и интенсивным отражением D; (b) *p*-выборка, полученная по этим полевым данным; (c) восстановление полевой записи с использованием части, расположенной слева от сплошной вертикальной линии на изображении (b) (зона E); (d) данные после фильтрации наклонов (dip filtering), полученные путем вычитания выборки на изображении (c) из первоначальных данных на изображении (a); (e) первоначальный набор данных (a) после *f*-*k*-фильтрации (данные Turkish Petroleum Corporation).

7.4 ФИЛЬТРАЦИЯ НАКЛОНОВ, ИЗМЕНЯЮЩАЯСЯ ВО ВРЕМЕНИ

Область угловой суммы удобна для реализации фильтров наклонов. Чтобы проиллюстрировать это, рассмотрим задачу подавления интенсивной поверхностной волны на полевой записи (рис.7.27а), которая была получена при тестировании помех в зависимости от удаления (walkaway test). В целях упрощения задачи мы не будем учи-

101
тывать волны Рэлея, рассеянные в обратном направлении, поскольку их удаление будет означать расчет отрицательных *p*-трасс. На рис.7.27 показана выборка угловых сумм, полученная по этому набору полевых данных. Значения фазовой скорости изменяются от 500м/с до более чем 10000м/с. Поверхностная волна характеризуется очень низкой фазовой скоростью и распределяется по левую сторону от сплошной линии, соответствующей 2500м/с (зона E).



Рис.7.28 Периодичность кратных волн по радиальной трассе OR и *p*-трассам.

Допустим, что трассы выборки угловых сумм, которые содержат поверхностную волну (зона Е на рис.7.27), используются для восстановления (обращения наклонной суммы) трасс на первоначальных выносах. Восстановленная выборка, показанная на рис.7.27с, содержит только те наклоны, которые мы хотим удалить из первоначального волнового поля. Если эту восстановленную выборку вычесть из первоначальной выборки (рис.7.27а), результатом будет запись, пропущенная через фильтр наклонов (dipfiltered record). Альтернативным способом расчета такой записи является использование трасс угловой суммы, находящихся только внутри зоны F. При применении того или иного подхода, для амплитуд на границе между зонами пропускания и подавления (сплошная линия, соответствующая скорости 2500м/с на рис.7.27b), необходимо ввести переходную зону с целью снижения уровня ложных сигналов в восстановленной выборке.

Фильтрация наклонов (dip filtering) в области угловых сумм должна быть почти эквивалентной хорошо известному процессу *f-k*-фильтрации, рассмотренному в Разделе 1.6.2. На рис.1.81b показан двумерный амплитудный спектр первоначальной полевой записи, представленной на рис.1.81a (это тот же набор данных, что на рис.7.27a). На рис.1.81c зона подавления имеет форму конуса. Эта зона эквивалентна части *p*выборки, расположенной слева от вертикальной линии (зона Е на рис.7.27b). Если сравнивать результат углового суммирования (рис.7.27d) и результат пространственной *f-k*-фильтрации набора полевых данных на рис.7.27e, можно видеть их приблизительное сходство. Однако при угловом суммировании можно применить пространственную фильтрацию, зависящую от времени. Это означает, что граница между зонами пропускания и подавления не будет вертикальной (рис.7.27b).

Кроме того, используя методику углового суммирования, мы можем работать с данными, которые неравномерно распределены по оси выносов. Это не относится к *f*-*k*-методу пространственной фильтрации, поскольку БПФ требует, чтобы шаг между трассами был равномерным. Иногда пространственная фильтрация включается в процесс подавления кратных волн в области угловых сумм с целью их дальнейшего устранения.

7.5 ПОДАВЛЕНИЕ КРАТНЫХ ВОЛН

Методики подавления кратных волн основаны на одной из следующих их характеристик:

- 1. Разность приращений между первичными и кратными волнами (дифференциация по скорости).
- 2. Разность по углу наклона между первичными и кратными волнами на сумме ОСТ.
- 3. Неодинаковый частотный состав первичных и кратных волн.
- 4. Периодичность кратных волн.

Методики, основанные на дифференциации по скорости, рассмотрены в разделе 8.2. Здесь рассматривается методика подавления кратных волн, основанная на прогнозируемом критерии (характеристика №4). Alam и Austin (1981b) и Treitel и др. (1982) исследовали применение прогнозируемой деконволюции в области угловых сумм для подавления кратных волн. Применение прогнозируемой деконволюции для этой цели в случае вертикального падения и нулевого выноса рассматривалось в Разделе 2.7.5. Однако для данного ненулевого выноса кратные волны не являются периодическими во времени. На рис.7.28 показана выборка ОПВ с первичным отражением P (от морского дна) и его кратными отражениями M_1 , M_2 с соответствующей выборкой угловых сумм. Разделения во времени вступлений кратных волн на данном выносе x_0 равны только при x=0.

Тапег (1980) применил прогнозируемую деконволюцию вдоль радиальных трасс для последовательного удаления длиннопериодных кратных волн. Отметим, что величина разделения во времени изменяется при переходе от одной радиальной трассы к другой (рис.7.28). Однако вдоль каждой из наклонных траекторий суммирования разделения во времени равны между собой. Следовательно, по автокоррелограмме каждой из *p*-трасс (p_0) можно разработать оператор прогнозируемой деконволюции и применить его для подавления кратных волн. Это показано на рис.7.29. Здесь мы видим выборку ОПВ (а) и ее автокоррелограмму (b). Данные содержат только отражения от дна и кратные отражения. На автокоррелограмме повторяющийся характер кратных волн незаметен. Следовательно, не имеет смысла ждать положительных результатов от прогнозируемой деконволюции, когда она применяется для подавления кратных волн на выборке ОПВ.

Эта выборка ОПВ сейчас исследуется в области угловых сумм. На рис.7.29с и 7.29е показана выборка угловых сумм до и после применения прогнозируемой деконволюции. На рис.7.29g представлено восстановление выборки ОПВ, которая показана на рис.7.29е. Автокоррелограммы до и после деконволюции в области угловых сумм показаны под соответствующими изображениями. В отличие от автокоррелограммы выборки на рис.7-29b, автокоррелограмма выборки угловых сумм хорошо демонстрирует периодический характер кратных волн в данных (рис.7.29d). Обратите внимание, что периодичность кратных волн изменяется от одной *p*-трассы к другой. Наибольший период наблюдается вдоль трассы, которая соответствует минимальному значению р. Автокоррелограмма после прогнозируемой деконволюции показывает, что энергия в задержках, которые меньше задержки предсказания, сохраняется, а энергия кратных волн подавляется. Задержку предсказания α и длину оператора *n* необходимо определять, исследуя автокоррелограмму выборки угловых сумм. Эти два параметра определяются для трассы, соответствующей наименьшей величине р, как показано на рис.7.29d. Длина оператора поддерживается постоянной, а задержка предсказания подбирается исходя из величины *p* в выборке (Alam и Austin, 1981b):

$$a(p) = a(0)(1 - p^2 v_w^2)^{1/2}$$
(7.11)

где a(0)=задержка предсказания при p=0; v_w =скорость кратных волн (обычно скорость в воде). При увеличении p задержка предсказания уменьшается. При сравнении восстановленной выборки ОПВ (рис.7.29g) и выходной выборки (рис.7.29a) можно видеть, что восстановленная выборка содержит отражение от дна (во входных данных имеется только одно отражение) и остатки первого кратного отражения.

Подавление кратных волн в области угловых сумм продемонстрировано далее на примере модели данных (рис.7.30а). Эти данные являются результатом попытки моделирования нормальных мод выборки ОПВ на рис.7.23а. Идентифицированы несколько вступлений: С - вступление прямой волны; А - вступление преломленной волны, ассоциированной с твердым морским дном; В - отражение от морского дна; М1, М2, М3 - преломленные кратные волны; т1, т2, т3 - отражение кратные волны [D представляет собой артефакт методики моделирования нормальных мод (Раздел 7.3)].



Рис.7.29 Подавление кратных волн в области угловых сумм. (а) выборка ОПВ; (b) ее автокоррелограмма; (c) выборка угловых сумм; (d) автокоррелограмма (c); (e) выборка угловых сумм после прогнозируемой деконволюции,

где длина оператора =240 мс, а задержка предсказания (при *p*=0) =120 мс; (f) автокоррелограмма (e); (g) восстановление выборки ОПВ по (e)

На рис.7.30 показана выборка угловых сумм данных модели. Сравним эту выборку с выборкой угловых сумм полевых данных на рис.7.23b. Преломленная волна А и ее кратные волны М1, М2, М3 распределяются в точки в области угловых сумм. На рис.7.30d показана автокоррелограмма *р*-выборки. В отличие от автокоррелограммы синтетической выборки (рис.7.30b), на рис.7.30d можно видеть периодический характер кратных волн в данных. После применения прогнозируемой деконволюции получается выборка угловых сумм, показанная на рис.7.30е. Остались только вступление преломленной волны А и отражение от дна В. Почти линейные полоски, которые также присутствуют на необработанной выборке угловых сумм (рис.7.30с), представляют собой ложные сигналы, обусловленные конечной длиной косы. Автокоррелограмма после деконволюции свободна от энергии кратных волн (рис.7.30f). Задержка предсказания и длина оператора для минимальной величины *p* показаны на рис.7.30d. Подбор задержки предсказания выполняется с помощью ур.(7.11). Восстановление выборки ОПВ показано на рис.7.30g. При сравнении с рис.7.30а можно видеть, что первичная преломленная и отраженная волны сохранились, а ассоциированные кратные волны в основном подавлены.

Исследуем, насколько эффективным является подавление кратных волн методом угловой суммы в полевых данных. На рис.7.31а показана выборка ОПВ, которая содержит интенсивное отражение от дна А, две хорошо различимых первичных волны В и С, кратные отражения от дна D и E и многократные отражения в тонком слое F, ассоциированные с первичным отражением В. Выборки угловых сумм до и после прогнозируемой деконволюции показаны на рис.7.31b и 7.31d вместе с автокоррелограммами (рис.7.31с и 7.31е). Можно видеть, что в восстановленной выборке (рис.7.31f) кратные волны в значительной степени ослаблены.

Для этого конкретного набора данных выбор задержки предсказания и длины оператора представляет собой сложную задачу. На автокоррелограмме (рис.7.31с) можно видеть энергию G, которая является следствием корреляции двух первичных волн A и B на рис.7.31а. Энергия H является следствием корреляции кратных отражений от дна. Задержка предсказания выбрана так, чтобы исключить первичную энергию G. Длина оператора подобрана так, чтобы включить энергию кратных волн H. На рис.7.31е можно видеть, что энергия кратных волн в значительной степени подавлена.

Поскольку угловая сумма представляет собой разложение плоской волны, а плоские волны не имеют сферического расхождения, в данные, предназначенные для углового суммирования, не должна вводиться поправка за сферическое расхождение. Для эффективного подавления кратных волн методом угловой суммы существенным является сохранение правильных соотношений амплитуд. Поправка за геометрическое расхождение применяется к данным ОПВ с помощью функции скорости первичных волн. Это подчеркивает кратные волны в данных и разрушает соотношение их амплитуд, после чего прогнозируемая деконволюция в области выносов не может эффективно подавить эти кратные волны.

После подавления кратных волн в области угловых сумм выполняется восстановление данных ОПВ, вводится поправка за геометрическое расхождение и продолжается обработка. На рис.7.32a и 7.32b показаны выборки ОПВ, которые можно видеть на рис.7.31f и 7.31a после поправки за геометрическое расхождение. После обработки методом угловой суммы интенсивные кратные волны в значительной степени ослаблены. Автокоррелограмма (рис.7.32c) выборки ОПВ без обработки методом угловой суммы не имеет выраженного признака присутствия интенсивных кратных волн (сравните с рис.7.31c). На рис.7.33 можно видеть, что когда кратные волны имеют вид короткопериодных реверберационных волн, автокоррелограмма данных ОПВ выглядит как адекватно представляющая периодический характер. Следовательно, прогнозируемая деконволюция данных ОПВ часто может устранить реверберационные волны. С другой стороны, длиннопериодные кратные волны на автокоррелограмме данных ОПВ представлены слабо (как на рис.7.32с) и лучше определены в области угловых сумм (рис.7.31с).

На рис.7.34 показан суммарный разрез, который соответствует полевым данным на рис.7.32b. Разрез, обработанный методом угловой суммы, соответствующий данным на рис.7.32a, показан на рис.7.35; он позволяет более четко определить структуру. Больше всего улучшение заметно в левой части разреза между временами 3 и 5 с.



Рис.7.30 (а) Имитация выборки ОПВ, показанной на рис.7.23а, путем моделирования нормальных мод; (b) автокоррелограмма этой синтетической выборки; (c) угловая сумма синтетической выборки; (d) автокоррелограмма выборки угловых сумм; (e) выборка угловых сумм в (c) после прогнозируемой деконволюции; (f) автокоррелограмма (e); (g) восстановление синтетической выборки по выборке угловых сумм в (e). Обозначения см. в тексте.



Рис.7.31 Подавление кратных волн в области угловых сумм. (а) полевая запись без поправки за геометрическое расхождение; (b) выборка угловых сумм, полученная по (a); (c) автокоррелограмма (b); (d) выборка угловых сумм после прогнозируемой деконволюции, где длина оператора равна 400 мс, а задержка предсказания (при *p*=0) равна 700 мс; (e) автокоррелограмма (d); (f) восстановление полевой записи по (d) (Данные Shell)



← Рис.7.32 (а) Полевая запись на рис.7.31f после поправки за геометрическое расхождение; (b) полевая запись на рис.7.31a после поправки за геометрическое расхождение; (c) автокоррелограмма (b) (Данные Shell)



Рис.7.33 Полевая запись, содержащая короткопериодные реверберационные волны до деконволюции (а) и после деконволюции (b), которая сопровождается полосовой фильтрацией (c). Сплошная линия представляет начальные и конечные времена окон оценки автокорреляции. Длина оператора деконволюции сжатия равна 160 мс.



Рис.7.34 Сумма ОСТ, ассоциированная с выборкой, показанной на рис.7.32b (Данные Shell).



Рис.7.36 Линейные отражения в *p*-выборке распределяются в точки в области (*x*,*t*) (см. упр.7.2).



Рис.7.35 Сумма ОСТ, ассоциированная с выборкой, показанной на рис.7-32а (после подавления кратных волн методом угловой суммы). Сравните с рис.7-34 (Данные Shell).

УПРАЖНЕНИЯ

Упр.7.1 Докажите, что гипербола в области выносов (x,t) распределяется в эллипс в области угловых сумм (p, t)

Упр.7.2 Обратитесь к рис.7-36. Как должна выглядеть область (x,t)?

Упр.7.3 Рассмотрим создание выборки угловых сумм по полевой записи, которая состоит из отраженной волны. Является ли одинаковое приращение p (параметра луча) причиной недостаточной или избыточной выборки сильных наклонов? Незначительных наклонов? Что произойдет, если используется одинаковое приращение угла θ , который связан с параметром луча равенством $p=\sin\theta/v$?

Специальные темы

8.1 ВВЕДЕНИЕ

В этой главе рассматриваются темы, в сущности, не связанные между собой: ослабление кратных волн, разрешающая способность сейсмических данных, синтетические кривые АК, мгновенные признаки, ВСП и обработка данных двумерной поверхности.

Ослабление кратных волн является единственным пунктом, который включен в общепринятый поток обработки. В Разделах 2.7.5 и 7.5 рассмотрено ослабление кратных волн на основе прогнозирования. В Разделе 8.2 исследуется ослабление кратных волн, основанное на селекции скоростей первичных и кратных волн в областях f-k и t-x.

Остальные темы представляют собой вспомогательные средства интерпретации, которые включают оперирование сейсмическими данными и их моделирование. Разрешающая способность сейсмических данных рассмотрена в Разделе 8.3. Под разрешающей способностью понимается способность разделять два сигнала, расположенные очень близко один к другому. Имеются два аспекта разрешающей способности сейсмических данных: вертикальная (временная) и латеральная (пространственная). Разрешающая способность особенно важна при картировании небольших структурных элементов, таких как малозаметные запечатывающие разломы, и при выделении маломощных структурных элементов, которые могут иметь ограниченное площадное распространение.

Прямое сейсмическое моделирование (Раздел 8.4) включает формирование характеристики времени пробега для модели отражающей способности, ассоциированной с моделью скорость-глубина. Прямое моделирование имеет широкую область применения; оно позволяет понять сейсмические характеристики структурных и стратиграфических элементов разреза. Моделирование используется также для формирования тестовых данных, которые применяются для оценки алгоритмов обработки. Параметры регистрации, такие как шаг между группами и длина расстановки иногда выбираются на основе прямых моделей. Прямое моделирование используется также для того, чтобы определить, согласуется ли характеристика отражения для интерпретированной геологической модели с суммарными разрезами ОСТ, которые используются в интерпретации.

Синтетическая кривая АК (Раздел 8.5) представляет собой простое одномерное обращение данных МОВ. Если средне- и высокочастотная составляющие синтетической кривой АК выведены из сейсмической трассы, низкочастотный тренд должен быть получен по отдельным источникам информации, таким как общепринятый скоростной анализ или действительные данные АК.

Мгновенные признаки (Раздел 8.6) помогают подчеркнуть выдержанность отражающих поверхностей и границы сейсмических осадочных комплексов. Будучи отображенными в цвете, интенсивность отражения, мгновенная фаза и мгновенная частота являются полезными средствами в стратиграфическом исследовании.

Вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) рассмотрено в Разделе 8.7. В общих чертах обрисованы основная последовательность обработки и использование данных ВСП. В Разделе 8.8 рассматривается обработка данных двумерной поверхности.

8.2 ПОДАВЛЕНИЕ КРАТНЫХ ВОЛН

В Разделе 7.5 рассмотрено ослабление кратных волн, основанное на их периодичности в области угловой суммы. Две представленные здесь методики основаны на разности приращений первичных и кратных волн. Выборки на рис.8-1а хорошо показывают эту разность. Первичное отражение p обычно характеризуется меньшим приращением по сравнению с кратным отражением m. На скоростном спектре (рис.8-1b) обратите внимание на различие общих характеров изменения скорости, ассоциированных с первичными (VP) и кратными (VM1 и VM2) отражениями. Скоростные функции VM1 и VM2 представляют кратные отражения от дна и в тонком слое соответственно. Если поправка за нормальное приращение применена с использованием скоростей первичных волн (как обычно делается при формировании окончательных сумм), первичные отражения выровнены, а кратные отражения недокорректированы (рис.8-1с). Это предполагает, что само по себе суммирование ОСТ является жизнеспособным методом подавления кратных волн. Сумма ОСТ, выведенная по выборкам на рис.8-1с, показана на рис.8-1d.

Синтетическая выборка на рис.8-2с содержит пять первичных отражений, в т.ч. отражение от дна W и ассоциированные кратные отражения, которые характеризуются более высокими амплитудами, чем первичные отражения. Спектр скоростей показывает значительное разделение скоростных функций кратных (VM) и первичных (VP) волн. Суммирование с функцией скорости первичных волн должно в значительной степени отделять кратные волны и давать разрез, который содержит, в сущности, энергию первичных волн, как показано на рис.8-3. Суммарная трасса повторяется для того, чтобы лучше исследовать амплитуды.

Если суммирование на дальних выносах обеспечивает подавление кратных волн, то на ближних выносах этого не происходит, т.к. разность приращений первичных и кратных волн на ближних выносах пренебрежимо мала (например, рис.8-1с). Простейший способ решения этой проблемы заключается в применении внутреннего обнуления к выборкам ОСТ перед суммированием. Затем возникает другая проблема: внешнее обнуление. Его жесткость определяет, какое количество данных дальних выносов остается на ранних временах для селекции скоростей (рис.8-1с). Если здесь имеется серьезная проблема кратных волн, следует принять меры для сохранения максимального количества данных дальних выносов, ассоциированных с целевыми отражениями. Суммарный разрез с примененным внутренним обнулением показан на рис.8-4а. При сравнении с рис.8-1d можно видеть, что происходит ослабление многократных отражений в тонком слое ниже времени 4 с. Разность общепринятой суммы ОСТ (рис.8-1d) и суммы с внутренним обнулением (рис.8-4a) показывает энергию (в основном кратные волны), удаленную процессом внутреннего обнуления (рис.8-4b). Иногда более сложные схемы обнуления, в которых каждому выносу присваиваются веса от 0 до 1 (меньшие веса присваиваются ближним выносам), могут дать лучшие результаты, чем схемы, показанные здесь.

8.2.1 Селекция скоростей в области *f-k*

На рис.8.5а показана синтетическая выборка ОСТ (вверху) из рис.8-2с и ассоциированный амплитудный спектр (внизу). Энергию первичных и кратных волн можно разделить по двум различным квадрантам в плоскости f-k. Это достигается путем исправления выборок за нормальное приращение с использованием скоростной функции первичных и кратных волн. Полученная в результате выборка, исправленная за нормальное приращение и ее амплитудный спектр показаны на рис.8-5b. Кратные отражение недокорректированы, а первичные отражения перекорректированы. На плоскости f-k кратные и первичные отражения распределяются по двум различным квадрантам: P для первичных отражений, M для кратных отражений. Исключением является энергия, соответствующая ближним выносам (это относится как к первичным, так и к кратным отражениям), которая почти полностью распределяется по оси частот. Это обусловлено тем, что кратные и первичные отражения незначительно различаются по величине приращения на ближних выносах. Происходит циклический возврат (wrapped around) энергии с побочными низкочастотными составляющими, и она распределяется не в тот квадрант, в который она должна распределиться. Пространственная неоднозначность подробно рассмотрена в Разделе 1.6.1.



Рис.8-1. (а) Три выборки ОСТ с интенсивными кратными отражениями; (b) скоростной анализ в ОСТ № 186, где VP – общий характер изменения скорости первичных волн; VM1 – медленные кратные волны, отраженные от дна; VM2 – быстрые кратные волны (многократные отражения в тонком слое). VB – скоростная функция, используемая при формировании рис.8-8а. Выборка ОСТ изображена после спектра скоростей. (c) Те же самые выборки ОСТ, что на изображении (а) после поправки за нормальное приращение с использованием скоростей первичных волн. (d) Сумма ОСТ, использующая те же выборки, что в (c). (Данные Petro-Canada Resources).



Рис.8-2. Синтетические выборки ОСТ, содержащие: (a) первичные отражения; (b) кратные отражения от дна; (c) наложение (a) и (b); (d) спектр скоростей, выведенный по (c). Здесь W – первичные отражения от дна; VM – скоростная функция для кратных волн; VP – скоростная функция для первичных волн; VB – скоростная функция, использованная при формировании рис.8-5b.



Рис.8-3. (a) Выборка ОСТ на рис.8-2с; (b) после поправки за нормальное приращение с использованием скоростной функции первичных волн (VP на рис.8-2d). Суммарная трасса, выведенная по (b), повторяется для подчеркивания интенсивных отражений.



Рис.8-4. (а) Сумма ОСТ, выведенная из выборок ОСТ на рис.8-1с с примененным внутренним обнулением. Сравните с рис.8-1d. Форму внутреннего обнуления можно распознать на левом краю разреза. (b) Разность между общепринятой суммой ОСТ (рис.8-1d) и суммой с внутренним обнулением (а). (Данные Petro-Canada Resources).

s





Рис.8-5. (a) Выборка ОСТ на рис.8-2с; (b) после поправки за нормальное приращение с использованием скоростной функции VB (рис.8-2d); (c) результат обнуления квадранта, ассоциированного с кратными волнами; (d) выборка (c) после обратной поправки за нормальное приращение с использованием той же скоростной функции, что в (b). Нижние изображения – соответствующие *f-k* спектры.

Кратные волны могут быть подавлены путем обнуления квадранта, соответствующего их энергии в области *f-k* (рис.8-5с) (Ryu, 1980; Sengbush, 1983). Обратная поправка за нормальное приращение (рис.8-5d), использующая ту же самую скоростную функцию VB, восстанавливает первоначальное приращение первичных отражений. Обратите, однако, внимание, что в выборках остается энергия кратных волн с побочными составляющими (A на рис.8-5). Кроме обнуления квадранта, соответствующего кратным волнам, к квадранту, который соответствует первичным отраженным волнам, можно применить зону подавления (рис.8-6а, где зона подавления обозначена как R). Выборка ОСТ, пропущенная через *f-k*-фильтр, сейчас свободна от энергии зеркальных частот (сравните с рис.8-5d). Следуя этой процедуре, применим поправку за нормальное приращение (при этом будем использовать функцию скорости VP) и выполним суммирование (рис.8-6с и d). На рис.8-7 показана блок-схема ослабления кратных волн в области *f-k*.



Рис.8-6. (а) То же самое, что на рис.8-5с; исключением является то, что дополнительно к обнулению левого квадранта, участок правого квадранта на f-k-спектре (обозначен как R) также обнулен с целью подавления энергии зеркальных частот; (b) результат применения обратной поправки за нормальное приращение к (a) с использованием скоростной функции VB на рис.8-2d; (c) результат применения поправки за нормальное приращение к (b) с использованием функции скорости первичной волны VP на рис.8-2d; (d) сумма (c), повторенная для подчеркивания интенсивных отражений. Внизу показаны соответствующие f-k-спектры.

Сейчас рассмотрим пример полевых данных на рис.8-1. Разность приращений первичных и кратных волн хорошо заметна на выборках ОСТ (рис.8-1а) и на спектре скоростей (рис.8-1b). Слева от сплошной линии VP, все пики ассоциированы с кратными отражениями от дна и в тонком слое. Применим поправку за приращение, используя скоростную функцию VB, которая находится между функциями скоростей первичных и кратных волн. В результате кратные волны недокорректируются, а первичные волны перекорректируются, как показано на рис.8-8а. Рассмотрим приращение первичных и кратных отражений в области f-k. Те и другие отражения, показанные на рис.8-1а, перед вводом поправки за приращение распределены в одном и том же квадранте (положительном) в области f-k. Эти же отражения после поправки за приращение, которая использует промежуточную скорость, распределяются по двум различным квадрантам: кратные отражения попадают в положительный квадрант, а первичные – в отрицательный квадрант. Следовательно, обнуляя квадрант, в котором находятся кратные отражения, можно подчеркнуть первичные отражения.

Выборка ОГТ, ассоциированный спектр скоростей и подавление кратных отражений в области f-k показаны на рис.8-8b. Если сравнить его с рис.8-b, можно видеть, что область кратных волн на спектре скоростей подавлена, а общий характер изменений скорости первичных волн выделяется более четко. На рис.8-8с показаны выборки ОСТ после поправки за приращение, которая использует скорости первичных волн, пикированные по спектру скоростей на рис.8-8b. Суммирование этих выборок дает разрез, показанный

на рис.8-8d. Сравните его с рис.8-1d и 8-4d.

На практике могут быть изменения в выборе скорости приращения (moveout velocity) (шаг 5 на рис.8-7). Одни предпочитают применять поправку за нормальное приращение, используя скорость кратных волн, а затем обнулять энергию по оси частот и квадрант кратных волн *f-k*-спектра; другие применяют поправку за нормальное приращение, используя скорость первичных волн и располагая вокруг оси частот плотную зону пропускания. Отметим, что этот *f-k*-метод селекции скоростей представляет собой один из типов *f-k*-фильтрации. Таким образом, мы должны иметь дело с теми же практическими проблемами, которые рассмотрены в Разделе 1.6.2; в частности, с циклическим возвратом (wraparound), пространственной неоднозначностью и определением переходной зоны вдоль границы между зонами пропускания и подавления.

8.2.2 Селекция скоростей в области t-х

Другой подход к подавлению кратных волн действует в области *t-х*. Снова рассмотрим синтетическую выборку ОСТ на рис.8-9а (та же самая выборка, что на рис.8-2с). Применим поправку за нормальное приращение, используя функцию скорости кратных волн (VM на рис.8-2d). Результат показан на рис.8-9b, а суммарная трасса – на рис.8-9c. Этот рисунок, который называется модельной трассой кратных волн, почти полностью состоит из энергии кратных волн. Вычтем эту трассу из отдельных трасс выборки, исправленной за нормальное приращение (рис.8-9b). Полученная в результате трасса содержит, в сущности, только энергию первичных волн. Отметим, что этот подход, основанный на модели, применяется одновременно только к одной функции скорости кратных волн.



Основная проблема, связанная с этой методикой, - это построение модельной трассы, которая содержит только кратные отражения. Вследствие незначительных изменений формы волны и различия приращения первичных и кратных волн по мере увеличения выноса, модельная трасса кратных волн не будет представлять их одинаково хорошо для каждого выноса. Лучшее представление энергии кратных волн можно получить, создавая отдельные модельные трассы для каждого выноса путем суммирования только нескольких трасс по обе стороны трассы, которая ассоциирована с этим выносом.

Рис.8.7 Блок-ехема процесса подавления кратных воли п *f-h-области*.





Рис.8-8. (а) Выборки ОСТ на рис.8-1а после поправки за нормальное приращение с использованием скоростной функции VB на рис.8-1b; (b) спектр скоростей на ОСТ 186, рассчитанный по выборке, которая обработана пространственным f-k-фильтром (выборка показана слева от спектра). Сравните с рис.8-1b; (c) та же выборка ОСТ, что в (а) после ослабления кратных волн в области f-k; ослабление сопровождается вводом поправки за нормальное приращение, которая использует скорость первичных волн, полученную по спектру скоростей (b); (d) сумма ОСТ, выведенная из выборок ОСТ после подавления кратных волн в области f-k. (Данные Petro-Canada Resources).

Даже в случае использования отдельных модельных трасс, сложно сформировать такие модельные трассы, которые не содержат некоторого количества энергии первичных волн. Хорошее подавление энергии первичных волн в модельной трассе, в конечном счете, зависит от разности приращений первичных и кратных отражений. При малых изменениях частоты во времени, модельная трасса часто включает некоторое количество низкочастотных составляющих первичных волн. Следовательно, вычитание модельной трассы из трасс, исправленных за приращение, часто приводит к подавлению кратных волн и низкочастотных компонент первичных волн. Исключение низкочастотной части спектра при построении модельных трасс представляет собой способ решения этой последней проблемы.

Чтобы исследовать результаты этой методики вычитания на полевых данных, рассмотрим выборки ОСТ на рис.8-1а. Из спектра скоростей на рис.8-1b видно, что кратные волны могут иметь более одного тренда скорости (линии, обозначенные VM1 и VM2). Выборки ОСТ, исправленные за нормальное приращение на рис.8-10а, получены с применением одного из этих трендов (VM1). Первичные отражения перекорректированы, а кратные отражения, ассоциированные с трендом скорости VM1, сглажены. Решающим является опознание и пикирование трендов кратных волн на спектре скоростей, где после ослабления кратных волн (рис.8-10b) хорошо различается тренд скорости первичных волн. Кроме того, произошло удаление тренда кратных волн (VM1) из спектра скоростей. Выборки ОСТ, исправленные за нормальное приращение с применением скоростей первичных волн из рис.8-10b, показаны на рис.8-10c. Суммарный разрез после применения процедуры ослабления кратных волн показан на рис.8-10d; сравните его с рис.8-1d, 8-4a, 8-8d.



Рис.8-9. (a) Выборка ОСТ на рис.8-2с, (b) после поправки за нормальное приращение с применением функции скорости кратных волн (VM на рис.8-2d). (c) Суммарная трасса повторяется, чтобы подчеркнуть интенсивные отражения.



Рис.8-10. (а) Выборки ОСТ на рис.8-1а после поправки за нормальное приращение с применением скоростей медленных кратных волн (VM1 на рис.8-1b); (b) спектр скоростей на ОСТ 186 после одношагового ослабления кратных волн в области *t-х*. Выборка ОСТ после ослабления кратных волн показана слева от спектра скоростей (сравните с рис.8-1b); (c) те же выборки ОСТ, что в (а) после одношагового ослабления кратных волн, сопровождаемого вводом поправки за нормальное приращение с применением скоростей первичных волн, выведенных по спектру скоростей (b); (d) сумма ОСТ, выведенная из выборок ОСТ, таких же, как в (c) после подавления кратных волн. Сравните с рис.8-1d, 8-4a, 8-8d (Данные Petro-Canada Resources)

Этот подход, основанный на модели, можно применить последовательно для подавления более чем одного класса кратных волн, присутствующих в данных. Использование скоростей кратных волн VM2, обозначенных на рис.8-1b, дает результаты, которые показаны на рис.8-11. Выборки ОСТ, подаваемые во второй шаг (рис.8-11а), являются результатом первого шага. Обратите внимание на ослабление тренда кратных волн VM2 на спектре скоростей (рис.8-11b). Затем были подавлены многократные отражения в тонком слое ниже времени 4 с (сравните рисунки 8-10d и 8-11d).

Суммарный разрез, полученный после первого шага (рис.8-10d) и второго шага (рис.8-11d), имеет высокочастотный характер, сравнимый с общепринятой суммой ОСТ (рис.8-1d). Как указывалось ранее, этот эффект можно подавить, исключив модельные частоты из модельных трасс. Ослабление кратных волн с применением версий модельных трасс, пропущенных через фильтр, дает суммарные разрезы, которые показаны на рис.8-12.

Поскольку на малых выносах разность приращений первичных и кратных волн относительно невелика, внутреннее обнуление (или какой-то вид взвешенного суммирования) помогает подавить кратные волны. Следовательно, может оказаться полезным объединение какой-либо из рассмотренных здесь (и в Разделе 7.5) методик подавления кратных волн с внутренним обнулением в процессе суммирования.

Мы рассмотрели методики подавления кратных волн, основанные на: (а) селекции скоростей кратных и первичных волн (этот раздел); (b) периодичности кратных волн (Раздел 7.5). Если эти методики представляются как имеющие хорошую концептуальную основу, их производительность на полевых данных часто разочаровывает. Имеется несколько возможных объяснений этому. Первое: для того, чтобы методики селекции скоростей работали эффективно, разности приращений первичных и кратных волн должны быть значительными. Однако невозможность использования таких разностей в зоне обнуления работает против методов, основанных на селекции скоростей. Имеется также проблема, вызванная применением поправки за геометрическое расхождение (Раздел 1.5), которая применяется с использованием функции скорости первичных волн. Этот тип поправки часто приводит к подчеркиванию амплитуд кратных волн. Подход с использованием угловой суммы (Раздел 7.5) реализуется до ввода поправки за геометрическое расхождение, поэтому нет опасности усиления энергии кратных волн. Тем не менее, нельзя гарантировать, что периодичность кратных волн хорошо сохраняется по всему профилю. Предположение о слоистом разрезе, необходимое для применения подхода, использующего угловые суммы, часто нарушается даже при наличии небольших структурных неоднородностей в латеральном направлении (например, сильно изрезанного морского дна).



Рис.8-11. (а) Выборки ОСТ, полученные в результате первого шага ослабления кратных волн в области t-x (рис.8-10) после поправки за нормальное приращение с использованием скоростей быстрых кратных волн (VM2 на рис.8-1b); (b) спектр скоростей на ОСТ 186 после второго шага ослабления кратных в области t-х. Выборка ОСТ после ослабления кратных волн показана слева от спектра скоростей; (с) те же выборки ОСТ, что в (а) после второго шага ослабления кратных волн, сопровождаемого введением поправки за нормальное приращение с использованием скоростей первичных волн, взятых из (b); (d) сумма ОСТ, выведенная по тем же выборкам ОСТ, что в (c) после второго шага ослабления кратных волн (данные Petro-Canada Resources).



Рис.8-12. Сумма ОСТ после ослабления кратных волн в области *t-х*, реализованного с применением пропущенных через фильтр модельных трасс. (а) Первый шаг, в котором использованы скорости кратных волн VM1; (b) второй шаг, в котором использованы скорости кратных волн VM2; как обозначено на рис.8-1b. Сравните с рис.8-10d и 8-11d. (Данные Petro-Canada Resources).

8.3 РАЗРЕШАЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Разрешающая способность относится к тому, насколько одна к другой могут находиться точки, чтобы их можно было разделить. Рассматриваются два типа разрешающей способности: вертикальная и латеральная. Оба типа определяются шириной спектральной полосы. Критерием вертикальной разрешающей способности является преобладающая длины волны (это скорость волны, деленная на преобладающую частоту). Деконволюция стремится уменьшить вертикальную разрешающую способность, расширяя спектр и, следовательно, сжимая сейсмический импульс. Критерием латеральной разрешающей способности является зона Френеля – круглая площадка на отражающей поверхности, размер которой зависит от глубины отражающей поверхности, скорости над нею и преобладающей частоты. Миграция улучшает латеральную разрешающую способность, уменьшая ширину зоны Френеля и тем самым разделяя элементы, которые размываются в латеральном направлении.

8.3.1 Вертикальная разрешающая способность

Для двух волн, одна из которых отражена от кровли, а вторая – от подошвы тонкого слоя, существует предел того, насколько близко они могут располагаться одна к другой, чтобы их можно было различить. Этот предел зависит от мощности слоя и представляет собой суть проблемы вертикальной разрешающей способности.

Преобладающая длина сейсмических волн определяется уравнением:



Рис.8-13. Соотношение между скоростью, преобладающей частотой и длиной волны. Здесь длина волны равна отношению скорости к частоте (Sheriff, 1976; American Association of Petroleum Geologists).

$$l = v/f \tag{8.1}$$

где v – скорость, а f – преобладающая частота. Скорости сейсмических волн в разрезе изменяются от 2000 до 5000 м/с и в общем случае увеличиваются с глубиной. С другой стороны, преобладающая частота сейсмического сигнала обычно изменяется от 50 до 20 ГЦ и уменьшается с глубиной. Следовательно, типичные длины сейсмических волн изменяются от 40 до 250 м и в общем случае возрастают с глубиной. Поскольку длина волны определяет разрешающую способность, элементы, расположенные на больших глубинах, должны обладать увеличенной мощностью, чтобы быть разрешенными. Зависимость длины волны от скорости для различных значений частоты показана на рис.8-13. При данных скорости и преобладающей частоте легко определить длину волны.

	1/4=v/4f	
v (m/c)	<i>f</i> (Гц)	<i>1/4</i> (м)
2000	50	10
3000	40	18
4000	18	33
5000	20	62

Таблица 8-1 Пороговые величины для вертикальной разрешающей способности

Приемлемой пороговой величиной для вертикальной разрешающей способности в общем случае является четверть преобладающей длины волны. Эта величина субъективная и зависит от уровня помех в данных. Иногда четверть длины волны оказывается излишне большой величиной, особенно когда отражательная способность настолько мала, что не удается получить отражение. Если отраженные волны существуют и их амплитуды можно легко выбрать, критерий «четверть длины волны» может оказаться недостаточным.

В таблице 8-1 показаны пороговые величины длины волны для разрешающей способности с учетом реалистичных значений скорости и частоты. Например, элемент на малой глубине при скорости 2000 м/с и преобладающей частоте 50 Гц может быть разрешен, если его мощность не менее 10 м. Аналогично, для элемента на большей глубине, при скорости 5000 м/с и преобладающей частоте 20 Гц, мощность должна быть не менее 62 м.



Рис.8-14. Сбросы с различными величинами вертикального смещения, выраженными в долях преобладающей длины волны.

Сейчас имеет смысл задать вопрос: должна ли маломощная стратиграфическая единица быть разрешенной для того, чтобы ее можно было закартировать? Ответ: нет. Разрешающая способность, как определяется здесь и в геофизической литературе, подразумевает, что отражения от кровли и подошвы тонкого слоя выглядят как отдельные сигналы или лепестки импульсов (wavelet lobes). При этом определении разрешающая способность не принимает во внимание эффекты амплитуд. Мощность и площадное распространение пластов, которые находятся ниже предела разрешающей способности, часто могут быть закартированы на основе изменения амплитуд. Такой основанный на амплитудах анализ может быть особенно точным, когда он используется для картирования ярких пятен в третичных породах, вызванных наличием газа. Таким образом, во многих стратиграфических ситуациях, разрешающая способность не является проблемой в прямом смысле. Проблему представляет обнаружение.

Вертикальная разрешающая способность становится предметом обсуждения, когда можно сделать вывод о прерывистости отражающего горизонта, обусловленной разлома-

мещение, используя дифрагированные волны.

Совершенно очевидно, что можно повысить способность разрешать или обнаруживать малые объекты, увеличив преобладающую частоту суммарных данных. Преобладающая частота суммарного разреза данной площади определяется физическими свойствами разреза, качеством обработки и параметрами регистрации. Мы не можем управлять свойствами пород, и в наших силах остается только воздействовать на уровень высокочастотного сигнала.

При регистрации следует стремиться к сохранению высоких частот и к подавлению помех. Шаг дискретизации и фильтры зеркальных частот должны соответствовать регистрации желательных частот. Расстановки сейсмоприемников должны быть достаточно малыми, чтобы предупредить значительные потери высокочастотного сигнала, вызванные статикой и смещением во времени между группами. С другой стороны, расстановки не должны быть настолько короткими, чтобы снизилась их эффективность в подавлении случайных высокочастотных помех (микросейсм). Наконец, мощность источника должна быть достаточно высокой, чтобы обеспечить адекватное отношение сигнал/помеха внутри желательной полосы частот. До тех пор, пока отношение сигнал/помеха полевых данных не будет превышать некоторый минимум, например, 0.25, алгоритмы обработки будут испытывать трудности в восстановлении сигнала. Прежде чем сигнал будет усилен, его необходимо обнаружить.

При обработке следует стремиться к сохранению и отображению высокочастотного сигнала, присутствующего во входных данных. Для процессов интерполяции, таких как снятие нормального приращения, поправки к поверхности приведения, статические поправки, поправки за асимметрию при мультиплексной передаче (multiplex skew corrections) должны использоваться фильтры с хорошей частотной характеристикой. Особое внимание следует уделять удалению перед суммированием мелкомасштабной остаточной статики, которая может привести к потере высокочастотного сигнала в процессе суммирования. Для этих же целей иногда используются программы выравнивания с учетом изменения условий, не связанных с поверхностью (они часто называются программами статики уравновешивания – trim statics programs). Следует также следить за тем, чтобы на окончательной сумме отображался весь высокочастотный сигнал. Для это цели может быть с успехом использована деконволюция после суммирования.

8.3.2 Латеральная разрешающая способность

Это понятие относится к тому, насколько близко одна к другой могут быть расположены точки отражения по горизонтали, чтобы их можно было распознать как отдельные точки. Рассмотрим сферический волновой фронт, который падает на плоскую горизонтальную отражающую поверхность AA` (рис.8-15). Эту отражающую поверхность можно представить в виде континуума точечных дифрагирующих объектов. Для случая совпадения источника и сейсмоприемника на поверхности земли (точка S на рис.8-15), энергия, отраженная от точки O, приходит на времени $t_0=2z_0/v$. Допустим, что волновой фронт перемещается в глубину на величину $\lambda/4$. Энергия, отраженная от точки A или A`, достигает сейсмоприемника на времени $t_1=2(z_0+\lambda/4)/v$. Энергия, отраженная от всех точек, лежащих внутри отражающего диска с радиусом OA`, придет на поверхность между временами t_0 и t_1 . Для полной энергии, приходящей во временном интервале (t_1-t_0), который равен половине видимого периода (T/2), имеет место конструктивная интерференция. Отражающий диск AA` называется полуволновой зоной Френеля (half-wavelength Fresnel zone; Hilterman, 1982), или первой зоной Френеля (Sheriff, 1984). Две точки отражения, попадающие в эту зону, считаются неразличимыми при наблюдении с поверхности земли.

Поскольку зона Френеля зависит от длины волны, она зависит также от частоты. Например, если сейсмический сигнал, перемещающийся вдоль волнового фронта, является относительно высокочастотным, зона Френеля будет сравнительно узкой. Чем меньше зоны Френеля, тем легче различить две точки отражения. Следовательно, ширина зоны Френеля является мерой латеральной разрешающей способности. Кроме частоты, латеральная разрешающая способность зависит от скорости и глубины отражающей поверхности (от радиуса волнового фронта) (упр.8.1):

$$r \approx (z\lambda/2)^{1/2} = (v/2)(t/f)^{1/2}$$
 (8.2)



Рис. 8-15 Зона Френеля АА'в пространстве (x,z).

В таблице 8-2 показан радиус зоны Френеля (где r=OA` на рис.8-15) для диапазона частот и сочетаний скоростей на различных глубинах (t=2z/v).

Из таблицы 8-2 можно видеть, что чем меньше глубина отражения (и выше преобладающая частота), тем меньше зона Френеля. Поскольку зона Френеля в общем случае увеличивается с глубиной, пространственная разрешающая способность ухудшается с возрастанием глубины.

$r = (v/2)(t/f)^{1/2}$				
<i>t</i> (c)	v (m/c)	f (Гц)	<i>r</i> (M)	
1	2000	50	141	
2	3000	40	335	
3	4000	30	632	
4	5000	20	1118	

Таблица 8-2. Пороговые величины для латеральной разрешающей способности (первая зона Френеля)

На рис.8-16 показаны отражения от четырех поверхностей, каждая из которых имеет четыре неотражающих участка. Действительные размеры этих участков обозначены толстыми линиями в верхней части рисунка. На сейсмическом разрезе, при переходе некоторых из этих участков, отражения выглядят непрерывными, т.к. их размеры намного меньше ширины зоны Френеля: размеры неотражающих участков находятся за пределами разрешающей способности.

Пространственную разрешающую способность легче понять с точки зрения дифрагированных волн. На рис.8-16 энергия дифрагированных волн размывается при переходе через неотражающие участки на более глубоких поверхностях. Поскольку миграция представляет собой процесс, который сжимает дифрагированные волны, резонно считать, что миграция снижает пространственную разрешающую способность. Следует помнить, что миграцию можно получить, продолжая сейсмоприемники вниз от поверхности к отражающим горизонтам. В результате продолжения вниз точки наблюдения приближаются к точкам отражения и, следовательно, зона Френеля уменьшается. Уменьшенная зона Френеля означает более высокую разрешающую способность (ур. (8.2)).

128

Миграция стремится сжать зону Френеля приблизительно до преобладающей длины волны (ур. (8.1)) (Stolt и Benson, 1986). Следовательно, мы ожидаем, что миграция не будет разрешать горизонтальные границы некоторых неотражающих участков на более глубоких поверхностях раздела на рис.8-16. Таблицы 8-1 и 8-2 можно использовать для оценки потенциального улучшения разрешающей способности, которое может дать миграция. До тех пор, пока не будет выполнена трехмерная миграция (Раздел 6.5), действительная разрешающая способность будет меньше, чем указано в таблицах. Двумерная миграция укорачивает зону Френеля лишь в направлении, параллельном линии профиля; в перпендикулярном направлении разрешающая способность не изменяется.

На рис.8-17 показана взаимосвязь проблем вертикальной и латеральной разрешающей способности. Мы хотим определить край выклинивания. Основной моделью выклинивания является клин материала, представленный в данной средней точке двухэлементной последовательностью коэффициентов отражения: один элемент ассоциирован с верхней поверхностью клина, а второй – с его нижней поверхностью. Истинная мощность клина в различных точках показана в верхней части рис.8-17а. Скорость внутри клина равна 2500 м/с.

Сначала рассмотрим последовательность коэффициентов отражения, состоящую из двух единичных импульсов с одинаковыми амплитудами и одной и той же полярностью. Сейсмический отклик при условии вертикального падения (рис.8-17а) получен путем свертки последовательности с нуль-фазовым импульсом с преобладающей частотой 20 Гц. Нуль-фазовый отклик упрощает отслеживание сигнала от кровли и подошвы клина. Основываясь на этом отклике, можно сделать вывод, что острие клина находится слева от точки В, где форма волны сводится к одному импульсу (рис.8-17а).Согласно критерию пороговой разрешающей способности, минимальная величина, которая может быть разрешена, равна: (2500 м/с)/(4×20 Гц) = 31.25 м. На рис.8-17а, b и с показано одно и то же выклинивание, смоделированное с использованием трех различных нуль-фазовых импульсов с возрастающей преобладающей частотой (20, 30, 40 Гц). Расстояние между истинным положением выклинивания А и положением минимальной разрешаемой мощности клина В уменьшается при увеличении ширины полосы импульса.



Рис.8-16. Разрез с постоянной скоростью и нулевым выносом модели, состоящей из четырех отражающих поверхностей, каждая из которых имеет четыре неотражающих участка A, B, C, D. Латеральная разрешающая способность определяется размером зоны Френеля. Протяженность каждого неотражающего участка по горизонтали обозначена толстыми линиями в верхней части рисунка. Участок A сложно распознать на любом из четырех горизонтов; В можно выбелить на верхнем горизонте (время 0.5 с); С сложно выделить ниже времени 2 с; D распознается на всех глубинах. Все наблюдения зависят от уровня помех и от того, насколько легко распознаются дифрагированные волны.



Рис.8-17. (а) Результат свертки нуль-фазового импульса с преобладающей частотой 20 Гц с моделью отражательной способности клина. Коэффициенты отражения, ассоциированные с кровлей и подошвой клина, характеризуются одной и той же величиной и полярностью. Острие клина расположено под точкой А; истинная мощность клина обозначена циф-

рами в верхней части рисунка; (b) то же самое, что (a), но здесь преобладающая частота импульса равна 30 Гц; (c) то же самое, что (a), но здесь преобладающая частота импульса равна 40 Гц; (d) то же самое, что (b) с действительной геометрией клина, наложенной на сейсмический отклик; (e) то же самое, что (b), но здесь коэффициенты отражения от кровли и подошвы клина имеют противоположные полярности; (f) то же самое, что (e) с действительной геометрией клина, наложенной на сейсмический отклик.

Если критерий пороговой разрешающей способности позволяет нам сказать только, что слева от В мощность клина менее 31.25 м, то критерий, основанный на амплитуде, может дать более точное положение острия клина. Обратимся к рис.8-17а и пронаблюдаем резкое изменение амплитуды в А, где расположено острие клина. Следовательно, острие может быть обнаружено, хотя оно не обязательно разрешается (при условии хорошего отношения сигнал/помеха). Если предположить, что относительная величина коэффициентов отражения кровли и подошвы известна, амплитуды также можно использовать для оценки мощности клина между В и А.

На рис.8.17а, b, с представлено кажущееся изменение мощности слоя в латеральном направлении. Чтобы увидеть разность между истинной и кажущейся мощностью (время между соседними экстремумами), обратимся к рисунку 8-17d, где показаны данные рис.8-17b с наложением действительной геометрии клина на сейсмический отклик. Поскольку составной импульс имеет только один положительный пик, кажущаяся мощность между точками A и B близка к нулю. В точке B составной импульс имеет плоскую вершину. Справа от точки B плоская вершина исчезает, и составной импульс разделяется. Плоскую вершину можно идентифицировать как предел вертикальной разрешающей способности (Ricker, 1953). На небольшом расстоянии справа от точки, где произошло разделение составного импульса на два пика, кажущаяся мощность становится равной истинной мощности. Эта мощность называется мощностью настройки (tuning thickness) и равна расстоянию между соседними экстремумами (т.е. половине преобладающего периода свертывающего импульса) (Kallweit и Wood, 1982). Вне точки мощности настройки обратите внимание на кажущуюся мощность слоя между точками B и C. Справа от точки C кажущаяся и истинная мощности становятся равными.

Кроме кажущейся мощности, изменяется максимальная абсолютная амплитуда составного импульса по выклиниванию (Kallweit и Wood, 1982). Слева от точки A на рис.8-17b обратите внимание на изолированный нуль-фазовый импульс. Сразу справа от точки A отклик двух близко расположенных единичных импульсов с одной полярностью дает максимальную абсолютную амплитуду, которая постепенно снижается до минимальной величины там, где кажущаяся мощность равна истинной мощности. Затем абсолютная амплитуда возрастает и достигает величины первоначального единичного импульса справа от точки C.

Максимальная амплитуда и кажущаяся мощность изменяются противоположным образом, когда модель отражательной способности состоит из коэффициентов отражения с одной и той же величиной и разной полярностью (рис.8-17е). Составной импульс, полученный по этой модели, рассмотрен у Widess (1973). Два разнополярных единичных импульса, разделенные небольшим расстоянием, действуют как дифференциальный оператор. Будучи примененным к нуль-фазовому импульсу, этот оператор вызывает смещение фазы на 90°, которое можно видеть на рис.8-17е на импульсе между точками А и В. Согласно наблюдениям Widess (1973), составной импульс в пределах этой зоны в основном сохраняет свою форму, но его амплитуда изменяется.

На рис.8-17f показаны данные рис.8-17e с действительной геометрией клина, наложенной на сейсмический отклик. Мощность клина кажется больше фактической между точками A и B. Обратите также внимание на кажущееся уменьшение мощности слоя между точками B и C. Вне точки C кажущаяся и истинная мощности становятся равными. сразу справа от точки A на рис.8-1e, отклик двух близко расположенных единичных импульсов дает погашение амплитуд. Наибольшая абсолютная амплитуда составного импульса увеличивается до максимума сразу справа от точки В, и постепенно уменьшается и достигает величины амплитуды первоначального единичного импульса справа от точки С.

Из вышесказанного можно видеть, что измерение времени между двумя соседними экстремумами и информация об амплитудах может оказать помощь в обнаружении выклиниваний, которые другим способом не могут быть разрешены. Если величины коэффициентов отражения известны, амплитуды могут быть использованы для картирования мощности за пределом разрешающей способности.

Тем не менее, надежность анализа зависит, до некоторой степени, от отношения сигнал/помеха. При картировании кровли и подошвы выклинивания следует обращать внимание на изменения амплитуды и кажущейся мощности, которые носят обманчивый характер.

8.4 СЕЙСМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Сейсмическое моделирование включает формирование времен пробега и амплитуд сейсмических волн, распространяющихся в определенной модели отражательной способности, которая ассоциирована с определенной моделью скорость-глубина. Моделирование может быть выполнено на компьютере или в лаборатории. Наиболее ярким примером последнего случая является бак для моделирования Сейсмической Акустической Лаборатории (Seismic Acoustic Laboratory) Хьюстонского университета. В данной работе мы используем сейсмическое моделирование для исследования критических параметров, ассоциированных с деконволюцией, скоростным анализом и миграцией. Приведены примеры некоторых из многочисленных методик моделирования.

В теории, любой алгоритм миграции можно прогнать в обратном направлении, чтобы выполнить моделирование. В частности, мы можем считать миграцию и моделирование экстраполяцией по глубине и во времени соответственно:



На вход миграции подается волновое поле P(x,z = 0,t), зарегистрированное на поверхности z = 0 вдоль пространственной оси x. Рассмотрим P(x,z = 0,t) как волновое поле при нулевом выносе, для которого суммарный разрез является хорошей подставляемой величиной. Мигрированный разрез P(x,z,t = 0) – это разрез по линии, данный по всей глубине и изображенный при t = 0.Чтобы рассчитать мигрированный разрез, экстраполируем волновое поле, зарегистрированное на поверхности, в глубину, и применим принцип получения изображения. С другой стороны, на вход процесса моделирования подается разрез, состоящий из коэффициентов отражения P(x,z,t = 0). В результате моделирования получается имитация соответствующего разреза с нулевым выносом P(x,z = 0,t), как если бы он был зарегистрирован на поверхности земли z = 0. Волновое уравнение решается как при миграции, так и при моделировании.

Если имеется несколько подходов к решению волнового уравнения для миграции, то и методик моделирования также существует несколько типов. Эти методики основаны на интеграле Кирхоффа (Hilterman, 1970), конечно-разностном решении (Kelly и др., 1976) и решения в области *f-k* (Sherwood и др., 1983) волнового уравнения. Алгоритмы, основанные на скалярном (акустическом) волновом уравнении, которое описывает распространение Р-волн, подходят для структурного моделирования, где амплитуды не так важны, как времена пробега. Алгоритмы, основанные на уравнении упругой волны, которое описывает распространение Р- и S-волн, подходят для детального стратиграфического моделирования, где амплитуды так же важны, как времена пробега. Моделирование, основанное на односторонних волновых уравнениях (one-way wave equations), не включают кратные волны, тогда как моделирование, в основе которого лежат полные волновые уравнения (full wave equations), включают в решение кратные волны.





Рис.8-19. Топокарта для гипотетической трехмерной съемки. Разрезы трехмерной модели скорость-глубина и отражательной способности показаны на рис.8-20, а смоделированные разрезы трехмерного волнового поля с нулевым выносом показаны на рис.8-21.

Рис.8-18 Изменение поверхности приведения волнового уравнения (Раздел 5.3), используемое в качестве средства моделирования. Волновое поле при нулевом выносе на поверхности (d) получено путем продолжения вверх [(b) и (c)] через модель скорость глубина (a).

Изменение поверхности приведения волнового уравнения (Berryhill, 1979), рассмотренное в Разделе 5.3, применяется в моделировании, как с нулевым, так и с ненулевым выносом. В частности, такой подход позволяет распространить волновое поле от одной границы раздела неправильной формы к другой. Рассмотрим моделирование с нулевым выносом, где используется методика изменения поверхности приведения модели скорость-глубина, показанной на рис.8-18а. Горизонты 2 и 3 представляют собой кровлю и подошву соляного купола. Начнем с сейсмоприемников, расположенных по горизонту 3. Разрез с нулевым выносом (рис.8-18b) содержит отражение от подошвы модели скорость-глубина (z = 4000 м; на рис.8-18a не показана). Экстраполируем это поле к новой поверхности приведения (горизонту 2), используя скорость в соляном слое (5000 м/с). Разрез с нулевым выносом (рис.8-18c) содержит отражение (более глубокое) от подошвы модели скорость-глубина (z = 4000 м) и менее глубокое отражение от подошвы соляного слоя (горизонт 3). Экстраполируем это волновое поле (рис.8-18c) от горизонта 2 к поверхности (горизонт 1 при z = 0), используя скорость в перекрывающей толще (3000 м/с), чтобы получить двумерный разрез с нулевым выносом на рис.8-18d. Этот разрез содержит отражения от кровли и подошвы соляного слоя. Отражение от подошвы модели появляется после самого позднего времени, показанного на этом разрезе. Обратите внимание на повышение скорости вдоль отражения от подошвы соляного купола. Надлежащее изображение кровли соляного купола можно получить, выполняя миграцию времен (Раздел 4.2); чтобы получить надлежащее изображение подошвы соляного купола, необходимо выполнить миграцию глубин (Раздел 5.2).

Воспользуемся примером, чтобы продемонстрировать методику конечноразностного моделирования, обратную алгоритму миграции омега-x (Приложение С.3). Реализацию в двумерном пространстве впервые выполнил Kjartanson (1979) (см. также Kelamis и Kjartanson, 1985). В данном примере используется алгоритм трехмерного моделирования с нулевым выносом омега-x, основанный на подходе с использованием разобщения, который рассмотрен в Приложении С.8. Рассмотрим гипотетическую трехмерную съемку (см. топокарту на рис.8-19). На рис.8-20 показаны разрезы входных трехмерных моделей скорость-глубина (левая колонка) и отражательной способности (правая колонка) по четырем продольным профилям, которые обозначены на топокарте. На рис.8-19 топокарта представляет собой срез по глубине z = 1700 м трехмерной модели отражательной способности. Разрезы смоделированного трехмерного волнового поля с нулевым выносом по этим же профилям показаны на рис.8-21 (левая колонка).

На рис.8-21 также показаны разрезы моделей по двум продольным профилям (правая колонка). По центральному профилю I241, двух- и трехмерное волновые поля с нулевым выносом одинаковы (исключение составляют амплитудные эффекты). Однако по продольному профилю I181, смещенному от центра, двух- и трехмерные волновые поля с нулевым выносом совершенно различные. То, что мы регистрируем в поле, это разрез, содержащий энергию, поступившую не из его плоскости, аналогично результату трехмерно-го моделирования. Результат двумерного моделирования не содержит такой энергии, и подразумевает ложный отклик отражательной способности.

Можно ожидать, что результаты моделирования по конечно-разностным схемам будут содержать ложные сигналы, аналогичные тем, которые встречаются на разрезах, мигрированных конечно-разностным методом (упр.8.9). При тщательном исследовании рис.8.21 можно видеть ожидаемую диспергированную помеху (Разделы 4.3.2 и 4.3.4). Граничные эффекты при моделировании представляют собой такую же проблему, как и при миграции. Для хорошей программы моделирования требуется реализация всех стандартных свойств подавления помех, имеющихся в улучшенных схемах миграции. Кроме поглощающих границ (Claerbout, 1985), наиболее эффективным способом избавления от граничных эффектов является моделирование более длинного профиля или большей площади, чем требуется в действительности. На рис.8-21 профили были срезаны на обоих концах, чтобы скрыть граничные отраженные волны; остались только участки, не осложненные этими отражениями.

Сейчас рассмотрим некоторые примеры моделирования с ненулевым выносом. Конечно-разностная методика моделирования полей акустических и упругих волн рассмотрена у Kelly и др. (1976). На рис.8-22 показан пример акустического моделирования. Смоделирован сейсмический профиль, проходящий над сложной двумерной структурой (рис.8-22а). Выборки ОПВ и ОСТ показывают сложность вступлений. Поскольку это полное акустическое решение (в двух направлениях), моделированные выборки содержат не только первичные волны, но и кратные. Разрез с нулевым выносом и суммарный разрез, ассоциированный с данными при ненулевом выносе, показан на рис.8-23. Обратите внимание на временной отклик, ассоциированный с плотно расположенными чешуйчатыми структурами в модели скорость-глубина (рис.8-22а).

В качестве примера моделирования с ненулевым выносом на рис.8-24, показано применение изменения поверхности приведения волнового уравнения. Сейсмограммы на рис.8-22b рассчитаны к уровню плоской поверхности приведения z = 0. Чтобы лучше смоделировать условия действительных полевых данных, выборки должны быть рассчитаны с использованием рельефа неправильной формы. Для этого мы можем продолжить вверх точки взрыва и приема к новой поверхности приведения неправильной формы, которая представлена рельефом на рис.8-24a, а затем рассчитать сейсмограммы на рис.8-24b. Сравните рис.8-22b и 8-22c с рис.8-24b и 8-24c и обратите внимание на искажения времен пробега.

Исследуем некоторые примеры упругого моделирования. Sherwood и др. (1983) разработали метод *f-k* для моделирования с ненулевым выносом упругих волн в двумерной горизонтально-слоистой среде. На рис.8-25 показаны 5 сейсмограмм, выведенных по модели v(z) под пятью различными водными слоями с глубинами 5, 10, 15, 20, 50 м. Обратите внимание на энергию каналовой волны, которая особенно заметна на выборках, соответствующих глубинам 5, 10 и 15 метров. Эти выборки содержат все первичные волны (Р-и S-волны), а также все возможные кратные и обменные волны. Исследуя такие моделированные данные, мы можем лучше понять природу когерентных помех (каналовых и кратных волн) в наземных и морских условиях.

На рис.8-26 показано применение упругого моделирования (Sherwood и др., 1983), которое больше соответствует целям интерпретации. Синтетические выборки слева на рис.8-26а получены в кластическом разрезе, где на малой глубине имеется слой с низкой скоростью Р-волн. Справа на рисунке этот слой замещен высокоскоростным известняком. Можно видеть проникновение первичных отраженных волн на дальних выносах с когерентными помехами, которые ассоциированы с этим слоем известняка.



Рис.8-20. Разрезы по четырем продольным профилям, которые указаны на топокарте на рис.8-19 трехмерной модели скорость-глубина (слева) и модели отражательной способности (справа). Результаты трех- и двумерного моделирования показаны на рис.8-21.



Рис.8-21. Разрезы по четырем продольным профилям (см. топокарту на рис.8-19) смоделированных трехмерного (слева) и двумерного (справа) волновых полей с нулевым выносом, которые ассоциированы с трехмерными моделями скоростьглубина и отражательной способности на рис.8-20.









Рис.8-22. (а) Двумерная модель скорость-глубина; (b) полное акустическое моделирование выборок ОПВ; (c) отобранные выборки ОСТ (моделирование выполнено компанией Amoco Production Company).


Рис.8-23. (а) Разрез с нулевым выносом; (b) суммарный разрез по данным модели с ненулевым выносом, показанным на рис.8-23 (данные Amoco Production Company).

В полевых условиях, наличие известняка на поверхности часто обуславливает формирование когерентных помех.

На рис.8-26b и 8-26с показаны две синтетические выборки ОПВ, для которых верхняя часть модели глубин состоит из 50футового водного слоя, подстилаемого 1020-футовыми отложениями глин, где скорость Р-волн равна 5500 фт/с. Более глубокая часть модели представляет собой разрез, полностью сложенный глинами, где скорость Р-волн возрастает от 5600 фт/с в верхней части разреза до 7700 фт/с в его нижней части. Первичные отражения РР между 380 и 850 мс ассоциированы с этим комплексом глин. На рис.8-26с показаны эффекты включения слоя, состоящего на 30% из песка, между временами 660 и 850 мс. Отражения Р-волн (РР) на рис.8-26с показывают усиление амплитуд на дальних выносах. Анализируя амплитуды в функции выноса, можно сформулировать рекомендадля определения отношения пеции сок/глина и, в некоторых случаях, для определения содержания флюида.

Поскольку эффекты являются сложными, этот тип моделирования может быть полезным при анализе изменения амплитуд в зависимости от выноса. На записи, полученной по модели «песок-глина», можно также видеть интенсивные обменные PS- и SP-волны. Моделирование этого типа также полезно при анализе обменных волн в данных МОВ с большим количеством составляющих.

8.5 СИНТЕТИЧЕСКИЕ КРИВЫЕ АК

Целью обработки сейсмических данных является решение обратной задачи, т.е. при данном зарегистрированном волновом поле, мы хотим определить геологическую картину. Если обработка была выполнена аккуратно и в полном объеме, и если амплитуды восстановлены надлежащим образом, то предположение, что трассы в суммарном разрезе представляют последовательность коэффициентов отражения в широкой полосе в различных ОСТ обычно является приемлемым. Поскольку нашей окончательной целью является геология (а не коэффициенты отражения), мы должны выполнить еще один шаг и получить из разреза детальную информацию о скорости. Ширина полосы сигнала суммы ОСТ определяет, насколько детальной может быть информация о скорости, полученная в этом конечном шаге.

В общепринятой модели сейсмической трассы, рассмотренной в Разделе 2.2, исходным пунктом была кривая АК (рис.2-8а). Коэффициент отражения определяется как отношение амплитуды отраженной волны к амплитуде падающей волны. В единицах акустического импеданса, I = rv, где r - плотность породы, v – скорость; коэффициент отражения с определяется следующим образом: где I_1 и I_2 – акустические импедансы среды, перекрывающей и подстилающей отражающую поверхность. Из ур.(8.3) коэффициент отражения интерпретируется как отношение изменения акустического импеданса DI к двойной величине среднего акустического импеданса I:

$$c = DI/2I \tag{8.4}$$

Если предположить плотность постоянной, ур.(8.3) принимает вид:

$$c = (v_2 - v_1)/(v_2 + v_1) \tag{8.4}$$

Следовательно, коэффициенты отражения можно рассчитать, дифференцируя кривую АК. Обратный процесс получения интервальных скоростей по коэффициентам отражения, которые считаются пропорциональными амплитудам суммарных трасс, включает интегрирование. На практике это обращение позволяет получить только высокочастотную составляющую функции интервальной скорости. Низкочастотный тренд должен быть получен с применением другой информации, такой как общепринятый скоростной анализ или ближайшие кривые АК. Во многих практических ситуациях, скважинный контроль недостаточен, и полосы низко- и высокочастотной информации, полученной по сейсмическим данным, не перекрываются. В таких случаях возникают проблемы соединения различных типов информации; следовательно, ухудшается качество синтетических кривых АК.

На рис.8-27 показана блок-схема построения синтетической кривой АК. Рис.8-28 представляет суммарный разрез, содержащий яркое пятно. Соответствующий разрез синтетических данных АК показан на рис.8-29, где сейсмические данные изображены методом отклонений.

Lindseth (1979) первым ввел концепцию синтетических кривых АК и использовал ее для стратиграфической интерпретации. Измеренные кривые АК в общем случае содержат значительно более высокие частоты, чем сейсмические данные. Интегрирование сейсмических трасс для получения синтетических кривых АК означает дальнейшее снижение частоты. Синтетическая кривая АК и измеренная кривая могут быть сопоставлены только в том случае, если к измеренной кривой применен ФНЧ с целью получения полос равной ширины. С другой стороны, ВСП предоставляет, в сущности, такую же ширину полосы сигнала, что и обычные сейсмические данные (Раздел 8.7). Таким образом, их сравнение упрощается.



Рис.8-24. Продолжение вверх, использующее изменение поверхности приведения точек взрыва и приема от плоскости при *z* = 0 к рельефу неправильной формы. (а) На вход подаются такие же выборки ОПВ, как на рис.8-22b; (b) выборки ОПВ и (c) выборки ОСТ по поверхности приведения неправильной формы (данные Amoco Petroleum Company).



Рис.8-25. Полное упругое моделирование водного слоя над слоистым разрезом *v*(*z*). Глубина воды (слева направо): 5, 10, 15, 20, 50 м. Идентифицируйте кратные (отраженные и преломленные) и каналовые волны. Линейные элементы ниже времени 3 с представляют собой ложные объекты моделирования.



Рис.8-26. Примеры полного упругого моделирования: (а) характеристика кластического разреза с низкоскоростным слоем в верхней части (слева), и характеристика этого же разреза с высокоскоростным слоем в верхней части (справа). Что представляет собой диспергирующая низкочастотная энергия? (b) Сейсмическая характеристика разреза, полностью сложенного глинами; (c) сейсмическая характеристика песчано-глинистого разреза (Sherwood и др., 1983).

1.5



STATERARY (COMPARIED STATERARY)

الالالالالالالالالالالالال

Рис.8-28. Часть суммы ОСТ, содержащая яркое пятно.



Рис.8-29. Разрез синтетических данных АК, полученный по суммарному разрезу на рис.8-28.

Описанное здесь обращение основывается на рекуррентном отношении в ур.(8.5). При данных значениях c_i и v_i можно рассчитать v_{i+1} . Существуют также итеративные схемы обращения, основанные на моделях (Cooke и Schneider, 1983). Для них исходной является начальная функция импеданса, определенная в данной ОСТ, по которой рассчитывается синтетическая сейсмограмма. Затем рассчитывается ФВК этой сейсмограммы и действительной суммарной трассы в этой ОСТ. Затем в начальную модель вносятся изменения, и процесс повторяется до тех пор, пока не будет получено наилучшее совпадение рассчитанной и действительной сейсмических трасс.

Наконец, существуют методики обращения, основанные на определенных типах характеристик последовательности коэффициентов отражения, которые рассчитаны по суммарным данным. Например, она может быть охарактеризована как последовательность разбросанных единичных импульсов. Условие разбросанности может быть соблюдено при условии, что сумма абсолютных величин рассчитанных коэффициентов отражения является минимальной (Oldenburg и др., 1983).

Независимо от метода, любой процесс обращения подвержен влиянию неопределенности (неоднозначности), которая ассоциирована с частотными составляющими за пределами преобладающей ширины полосы сигнала. Поэтому результат обращения может оказаться под вопросом для низко- и высокочастотных частей спектра, где помехи преобладают над сигналом. Часто в схемы обращения включаются ограничения (т.е. информация, отличная от обращаемых сейсмических данных, такая как геологический или скважинный контроль), которые используются для того, чтобы работать в низко- и высокочастотных частях спектра.

8.6 МГНОВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ

Когда мы рассматриваем сейсмическую трассу как аналитический сигнал (в математическом смысле), ее можно выразить в виде комплексной функции (Taner, 1978). Действительная часть представляет собой зарегистрированный сейсмический сигнал, а мнимая часть – это квадратура, т.е. смещенная на 90° версия действительной части. Квадратура представляет собой преобразование Гильберта действительной части (Bracewell, 1965). Получив комплексную сейсмическую трассу, мы можем легко рассчитать т.н. мгновенные признаки, ассоциированные с сейсмическим сигналом. Математические подробности расчета мгновенных признаков приведены в Приложении Е.

Мгновенная амплитуда измеряет интенсивность отражения, которая пропорциональна квадратному корню полной энергии сейсмического сигнала в данный момент времени. Мгновенная фаза – это мера непрерывности сигнала на сейсмическом разрезе. Скорость изменения мгновенной фазы во времени – это мгновенная частота. Последняя может характеризоваться значительной изменчивостью, которая может быть связана со стратиграфией. Однако интерпретация всех таких изменений может оказаться сложным делом.

Следовательно, значения мгновенной частоты нередко бывают сглажены во времени.

Мгновенные измерения, относящиеся к аналитическому сигналу, ассоциированы с моментом времени, а не со средней величиной в интервале времени. Эти измерения являются достоверными, когда сейсмический сигнал записывается и обрабатывается таким образом, что сумма ОСТ хорошо представляет разрез. Другими словами, чтобы сделать вывод о стратиграфии по сейсмическим данным перед расчетом мгновенных параметров, на каждом шаге обработки необходимо сохранять амплитудный и частотный состав сейсмического сигнала. Любое изменение формы волны, не связанное с геологией, должно быть устранено. Кратные волны и все типы случайных помех ограничивают надежность результатов.



Рис.8-30. Мгновенные признаки, выведенные по суммарному разрезу на рис.8-28: (a) интенсивность отражения; (b) фаза; (c) частота; (d) сглаженная частота.



Рис.8-31. Расстановка ВСП: (а) лучи и (b) ассоциированные времена пробега (см. в тексте). Статическая поправка равнозначна распределению времени пробега, ассоциированного с лучом ABC, во время пробега, ассоциированное с лучом ABC + CD; поправка за нормальное приращение равнозначно распределению времени пробега, ассоциированного с лучом ABCD, во время пробега, ассоциированное с лучом 2DE.

Интенсивность отражения является эффективным средством идентификации ярких и тусклых пятен. Информация о фазе полезна для выделения таких элементов как выклинивания, разломы, подошвенные налегания и проградирующие отражения (prograding reflections). Информация о мгновенной частоте помогает идентифицировать некоторые коллекторы, которые стремятся ослабить высокие частоты.

Мгновенные признаки часто отображаются в цвете для целей интерпретации. На puc.8-30 показаны мгновенные признаки, которые соответствуют сейсмическому paзpeзy на puc.8-28. Сейсмические трассы изображены способом отклонения. На paзpeзе мгновенных амплитуд можно видеть хорошо различимую аномалию, а на paзpeзе мгновенных фаз обращает на себя внимание улучшение выдержанности отраженных волн.

8.7 ВЕРТИКАЛЬНОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОФИЛИРОВА-НИЕ

Данные ВСП часто обеспечивают более надежную корреляцию скважинного контроля с сейсмическими данными, нежели синтетические сейсмограммы, выведенные по данным АК. Это можно объяснить двумя причинами. Во-первых, данные ВСП имеют ширину полосы сигнала, которая ближе к сейсмическим данным, чем к данным АК. Вовторых (что более важно), обычно данные ВСП не так чувствительны к скважинным условиям, таким как размывание.

В систему сбора данных ВСП входит поверхностный источник, который расположен близко к устью скважины (случай нулевого выноса), либо удален от устья (ВСП со смещением), и сейсмоприемник в скважине. Несколько трасс регистрируются при одной и той же глубине сейсмоприемника, затем редактируются и суммируются. Используются периодические источники, такие как вибраторы или воздушные пушки. Затем сейсмоприемник передвигается на новую глубину, и регистрация повторяется. Полученный в результате разрез представляет собой профиль, отображенный в глубине и во времени. Подробно о ВСП см. у Hardage (1983). На рис.8-31а показана расстановка ВСП. Рассмотрим несколько лучей, которые поступают на сейсмоприемники: прямая волна от источника к сейсмоприемникам АС и АЕ, отраженная волна ABC и преломленная волна ABF. Положение каждого сейсмоприемника дает трассу в области глубина-время (рис.8-31b).Трасса С содержит как прямую волну (1), так и волну, отраженную от первой границы раздела (3). Вступления прямой волны (1 на трассе С) и преломленной волны (4 на трассе F) имеют только падающие лучи; следовательно, они называются падающими волнами. С другой стороны, луч отраженной волны ABC имеет конечный восходящий участок DC (рис.8-31a) и, следовательно, образует восходящую волну С (рис.8-31b). Обратите внимание, что вступление прямой волны 2 на трассе E совпадает со вступлением отраженной волны при условии, что сейсмоприемник расположен на границе раздела, вызывающей отражение. В этой точке восходящая и падающая волны совпадают (вступление 2 на трассе E, рис.8-31b).

Рассмотрим основные шаги обработки данных ВСП. После редактирования трасс, обработка начинается с разделения падающих и восходящих (отраженных) волн. Одна из методик разделения основана на f-k-фильтрации. Исследование ВСП с нулевым выносом на рис.8-32a показывает, что восходящая и падающая волны характеризуются противоположными наклонами, поэтому каждый тип волны должен распределяться в свою полуплоскость в области f-k. Следовательно, падающие волны можно подавить с помощью пространственного f-k-фильтра, и тем самым оставить только отраженные и ассоциированные кратные волны, которые образуют восходящие волны (рис.8-32b).

Набор данных ВСП не всегда может иметь равномерный шаг перемещения сейсмоприемника по глубине (условие, необходимое для f-k-фильтрации). На данных после fk-фильтрации часто наблюдаются краевые эффекты и размывание амплитуд (Раздел 1.6.2).

Альтернативным подходом к выделению восходящих волн является использование медианной фильтрации (median filtering) (Hardage, 1983). Сначала необходимо применить к трассам в наборе данных ВСП VSP(z,t) временные сдвиги первых вступлений, чтобы сгладить падающие волны (при этом первые вступления оказываются на времени t = 0). Затем нужно применить медианный фильтр к каждой горизонтальной группе выборок VSP(z,t = const). Медианную фильтрацию лучше всего объяснить на примере. Рассмотрим группу (массив) чисел: (-1, 2, 1, 2.5, 1.5). Медианой этой последовательности будет средняя выборка: 1.5. Медианная фильтрация подавляет всплески помех и любые сигналы, которые не являются гладкими. Применим медианный фильтр к набору данных ВСП со сглаженными падающими волнами, чтобы получить падающие волны. Чтобы получить восходящие волны, полученный результат нужно вычесть из входных данных. Последний шаг включает действие, обратное сглаживанию данных.

В следующем шаге обработки данных ВСП выполняется приведение всех сейсмоприемников к устью скважины (D на рис.8-31а). Из рис.8.31 видно, что эта статическая поправка представляет собой то же самое, что исправление каждой трассы на величину, равную времени пробега к соответствующему сейсмоприемнику. Например, трасса C корректируется на величину, которая равна времени пробега, ассоциированному с лучом DC.

Статические поправки сопровождаются деконволюцией и фильтрацией (рис.8-32с). В принципе, операторы деконволюции можно разработать по падающим или восходящим волнам. Затем эти операторы применяются к трассам профиля восходящих волн. Обычно на практике для разработки операторов применяются падающие волны, т.к. на записи ВСП они значительно более интенсивные, чем восходящие волны. Следовательно, разработка операторов деконволюции с применением падающих волн более предпочтительна, т.к. операторы основаны на более интенсивном сигнале с более выраженными кратными волнами (Hardage, 1983).

Последний шаг включает суммирование трасс (рис.8-32с). Обычно суммирование выполняется в узком коридоре вдоль области, в которой восходящие и падающие волны совпадают. Результирующая трасса, повторенная несколько раз, показана на рис.8-32d. Коридор суммирования в значительной мере предотвращает суммирование кратных волн

с падающей волной. Трассу на рис.8-32d можно рассматривать как альтернативу синтетической сейсмограмме с нулевым выносом, которая выведена по кривой АК; следовательно, ее можно сравнить с суммой ОСТ (здесь она не показана) в местоположении скважины.

На рис.8-33а показаны необработанные данные ВСП со смещением. Из них выделены падающие волны в соответствии с рассмотренной выше схемой медианной фильтрации (рис.8-33b). Вычитание падающих волн из первоначальных данных, сопровождаемое еще одним процессом медианной фильтрации с целью подавления всплесков помех, дает восходящие волны (рис.8-33с). Затем восходящие волны подвергаются деконволюции (рис.8-33d) с применением операторов, разработанных на основе падающих волн (рис.8-33b). Обычно этот шаг сопровождается вводом статических поправок. Для данных с ненулевым смещением необходимо также ввести поправку за приращение, вызванное смещением источника от устья скважины. Согласно рис.8.31, эта кинематическая поправка включает распределение на 2DE времени пробега, ассоциированного с лучом ABCD. Профиль восходящих волн, исправленных за нормальное приращение, можно сравнить с поверхностными сейсмическими данными в точке скважины при условии, что разрез состоит из горизонтальных слоев без изменения скоростей в латеральном направлении.

При наличии наклонных границ раздела, необходимо мигрировать профиль восходящих волн, т.е. энергия должна быть распределена в действительные точки отражения. Это имеет отношение даже к данным ВСП без смещения. Процедура построения луча для распределения отражающей поверхности показана на рис.8-34. Точки отражения D, E, F имеют различные смещения в латеральном направлении (соответственно ОА, ОВ, ОС) от скважины Oz (рис.8-34а). Однако энергия восходящей волны от всех трех точек отражения регистрируется на одной и той же трассе ВСП в точке положения сейсмоприемника R. Времена отражения RG, RH, RK (рис.8-34b) ассоциированы с лучами SDR, SER и SFR соответственно. Распределение этой энергии в точки отражения включает преобразование координат (Wyatt и Wyatt, 1981; Cassell и др., 1984). В этом преобразовании, амплитуды на одной трассе ВСП распределяются по нескольким трассам на плоскости (x,t), где x – расстояние по горизонтали между точкой отражения и скважиной (рис.8-34b). Времена сигналов RG, RH, RK распределяются по полным вертикальным временам AL, BM, CN соответственно. Эти вертикальные времена ассоциированы с лучами AD, BE и CF на рис.8-34а. Полученный в результате разрез (x,t) состоит из трасс, сходных с трассами мигрированного разреза с нулевым выносом. Следовательно, описанная процедура построения луча часто называется преобразованием ВСП-ОГТ.



Рис.8-32. Данные ВСП с нулевым смещением на различных стадиях обработки: (а) необработанные данные; (b) восходящие волны; (c) после статических поправок с последующей деконволюцией и полосовой фильтрацией; (d) суммирование в коридоре. Здесь TT^{*} - трубная волна, распространяющаяся по скважине (данные Amoco Europe and West Africa, Inc).



Рис.8-33. (а) Необработанные данные ВСП; (b) падающие волны; (c) восходящие волны; (d) восходящие волны после деконволюции; (e) преобразование ВСП-ОГТ профиля восходящих волн, вставленное в мигрированный сейсмический разрез для сравнения (Alam и Millahn, 1986; данные Shell, U.K.).



Рис.8-34. (а) расстановка взрыв-прибор для ВСП со смещением; (b) преобразование ВСП-ОГТ: времена пробега RG, RH, RK, ассоциированные с лучами SDR, SER и SFR, распределились во времена AL, BM, CN, ассоциированные с вертикальными двухсторонними лучами 2AD, 2BE, 2CF. Амплитуды трассы ВСП, расположенные на трассах после преобразования с координатами *x*, такие же, как в точках отражения OA, OB, OC.

Преобразование ВСП-ОГТ данных на рис.8-33d, показано на рис.8-33e (Alam и Millahn, 1986). Сопоставление с мигрированным сейсмическим разрезом на месте скважины показывает хорошую корреляцию сигналов. Различие в частотном составе частично относится за счет различных процессов обработки этих двух разрезов, и частично – за счет меньших эффектов ослабления высоких частот в связи с уменьшением времен пробега, ассоциированных с ВСП.

Преобразование ВСП-ОГТ требует знания модели скорость-глубина вблизи скважины, поскольку мы должны определить положение точек отражения в разрезе, чтобы выполнить распределение. Модель скорость-глубина можно вывести, используя итеративный подход (Cassell и др., 1984). Начиная с исходной модели скорость-глубина и приемной расстановки для данных ВСП, выполняется расчет времен пробега для восходящих волн. Эти рассчитанные времена пробега сравниваются с наблюденными временами, отмечаются расхождения, и в соответствии с ними модифицируется модель скоростьглубина. Процесс повторяется до тех пор, пока не будет получено хорошее совпадение рассчитанных и наблюденных времен пробега.

Следует отметить, что процесс преобразования ВСП-ОГТ не повторяет в точности процесс миграции. Он не имеет дела ни с дифрагированными волнами, ни с искривленными границами раздела. Для того, чтобы данные ВСП могли оперировать этими элементами, они должны быть мигрированы (Dillon и Thomson, 1983). Геометрия ВСП подобна геометрии выборки ОПВ за исключением того, что ось ПВ перпендикулярна оси приема. Миграцию данных ВСП можно рассматривать как распределение амплитуд по эллиптическим траекториям, фокальными точками которых являются точки взрыва и приема. Наложение всех этих траекторий дает мигрированный разрез. Ширина апертуры для данных ВСП часто не позволяет получить мигрированный разрез без существенного размывания.

8.8 ОБРАБОТКА ДВУМЕРНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Карта определяется как двумерная поверхность g(x,y). В зависимости от картируемой величины, g может измеряться различными типами единиц; например, гравитационное притяжение (мГал), напряженность магнитного поля (гамма), отметка превышения или времена, пикированные по опорным горизонтам. Здесь мы задаем условие, что точки оси x с положительным знаком располагаются в восточном направлении, а точки оси y с положительным знаком – в северном направлении. Для многих типов картирования g(x,y)представляет собой плавную функцию, и такая карта может быть анализирована в области преобразования Фурье. Однако имеются ситуации (например, для карт изохрон и структурных карт), в которых функция карты имеет разрывы, представляющие разломы. Дискретная функция карты представляется равномерной сетью (гридом) узловых точек на плоскости (x, y). Обычно эти узловые точки располагаются с одинаковым шагом в направлениях x и y.

Обычно карты создаются по неравномерно расположенным наблюденным величинам. Следовательно, функцию карты в конкретной точке грида необходимо рассчитать, используя некоторую процедуру аппроксимации. В Приложении F рассмотрена процедура аппроксимации локальной плоской поверхностью.

Перед созданием карты, наблюденные данные обычно подвергаются некоторому упрощению, которое сопровождается различными типами редактирования. На рис.8-35 показана карта изохрон тестовой поверхности, применяемой в данном исследовании. Пустые точки грида заполняются арифметическим средним функции карты.

Основной темой данного раздела является следующая стадия обработки, которая включает различные методики двумерной обработки. Каждая из этих методик направлена на достижение определенной цели интерпретации. Чтобы прояснить цели цифровой обра-

ботки, рассмотрим свойства величины, представленной функцией карты. В частности, рассмотрим задачу напряженности гравитационного поля. Сверхдлинноволновые аномалии обычно ассоциируются с изменениями в коре. Аномалии с умеренной длиной волны, как правило, вызваны изменениями рельефа фундамента. Аномалии с длинами волн от средних до коротких связаны с локальными тектоническими отклонениями, такими как разломы. Аномалии с очень короткими волнами имеют множество источников: некоторые из них обусловлены небольшими приповерхностными элементами, а другие представляют собой помехи различных типов. Обратите внимание, что градация по длинам волн в некоторой степени связана с глубиной источника, вызывающего аномалию: чем длиннее волна, тем глубже аномалия.

Сходные физические интерпретации можно выполнить и для карт других функций, например, для карт изохрон на рис.8-35. Здесь некоторые из аномалий с очень малой длиной волны вызваны приповерхностными эффектами в виде остаточной статики. Определенные аномалии с малой длиной волны могут представлять истинную структуру; в этом случае проблемой является их малозаметность. На рис.8-35 можно видеть, что ряд аномалий с умеренной длиной волны соответствует ундуляции структур, которые наблюдаются на площади. Наиболее важное наблюдение, сделанное на этой карте, состоит в том, что большинство элементов с различными длинами волн не изолированы в пространстве, а наложены один на другой. Эта характеристика является общей для всех типов функций карт. Чтобы разделить эффекты от различных элементов, необходимо проанализировать их в единицах длины волны. Анализ длин волн также является способом различения глубины источника для некоторых типов данных (например, измерения потенциального поля).

Основным мотивом цифровой обработки карт является разделение аномалий. Методики разделения состоят в простом двумерном сглаживании и фильтрации во времени. Вертикальные производные и аналитическое продолжение также полезны для подчеркивания основных аномалий. Ниже рассмотрены некоторые методики разделения аномалий по длинам волн.

Прежде чем применять методики цифровой обработки, рекомендуется исследовать карту с точки зрения состава длин волн. Двумерный амплитудный спектр карты является очень хорошим средством распознавания не только состава длин волн, но и ориентации различных составляющих. Наиболее полезное изображение – цветной амплитудный спектр (рис.8-36), по которому часто выделяются различные полосы длин волн. Розовый цвет представляет длинноволновые аномалии, бежевый – аномалии с умеренными длинами волн, желтый – коротковолновые аномалии. Для двумерной действительной функции, такой как карта, амплитудный спектр асимметричен, поэтому нужно отобразить только два его квадранта (например, первый и второй).

8.8.1 Разделение региональных и остаточных аномалий

Простое двумерное сглаживание – это самый легкий способ получения карты, которая представляет региональную аномалию. На рис.8-37 показана карта, приведенная на рис.8-35, после двумерного сглаживания. Основная часть аномалий с очень короткими волнами, имеющихся в середине первоначальной карты, удалена. В зависимости от того, какую цель преследует интерпретатор, такой результат может быть вполне удовлетворительной региональной картой (однако часто желательно получить более сглаженную карту).



Рис.8-35. Карта изохрон по сейсмическому горизонту; разломы сглажены.

Сглаживание обычно выполняется путем расчета средней величины точек грида, которые попали в кольцо некоторого радиуса. Центр кольца находится в рассчитываемой точке. Количество колец не ограничивается. Для n концентрических колец с m_i точками в i- том кольце, среднее значение g_i картируемой величины g_{ij} имеет вид:

$$\overline{g}_i = \frac{1}{m_i} \sum_{j=1}^{m_i} g_{ij}$$
(8.6)

Накопленное среднее по п кольцам рассчитывается как

$$\overline{g} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \overline{g}_i \tag{8.7}$$

Весовые коэффициенты, которые зависят от расстояния до центра колец, часто используются в алгоритмах сглаживания. В этих случаях, ур.(8.7) принимает вид:

$$\overline{g} = \sum_{i=1}^{n} w_i \overline{g}_i \tag{8.8}$$

где *w_i* – веса. Остаточная аномалия определяется разностью:

$$g = g_0 - \overline{g} \tag{8.9}$$

где g_0 – значение грида в центре колец. На рис.8-38 показана региональная аномалия, полученная путем использования 15 колец. В общем случае, чем больше колец, тем выше степень сглаженности данных. Результат использования метода колец является относительным. В зависимости от того, какой характер носит цель обработки данных, рис.8-38 может быть хорошей оценкой региональной аномалии, но может и не быть таковой. В большинстве случаев, предмет интерпретации – это определение того, что является региональной аномалией, а что – остаточной аномалией.





Рис.8-36. Двумерный амплитудный спектр карты на рис.8-35.

Рис.8-37. Сглаженная версия карты изолиний на рис.8-35.

8.8.2 Двумерная фильтрация по длинам волн

На гипотетической карте (рис.8-39а) имеется 10 аномалий различной формы и интерпретации. На рис.8-39 показан двумерный амплитудный спектр этой карты с (k_x , k_y) в качестве двойных преобразований Фурье (x,y). Аномалия 3, характеризующаяся бесконечной длиной волны в направлении север-юг (ось y) и длиной волны, равной 2AA` в направлении восток-запад (ось x), располагается на оси k_x в области преобразования. Аномалия 7 также располагается на оси k_x , но дальше от начала координат, т.к. она характеризуется составляющей с меньшей длиной волны (2BB`) в направлении x. Аномалия 8, наклоненная против часовой стрелки на угол θ от направления y, имеет компоненту с кажущейся длиной волны 2CC` в направлении y, и 2DD` в направлении x. Имеется следующее соотношение:

$$\tan q = \frac{DD}{CC} = l_x / l_y \tag{8.10}$$

где $I_x u I_y$ – компоненты длины волны. По определению, $I_x = 2\pi/k_x;$ $\lambda_y = 2\pi/k_y$ Подставим их в ур.(8.10) и получим:

$$\tan \theta = k_{\nu} / k_x \tag{8.11}$$

Ур.(8-10) и (8.11) означают, что тренд ММ` перпендикулярен тренду ТТ`.

В отличие от простых линейных аномалий 3,7 и 8, круглые аномалии 1,2 и 10 распределяются по всей плоскости преобразования. Кроме того, аномалии 1 и 2 имеют одинаковый размер, поэтому их нельзя различить на плоскости двумерного амплитудного спектра, несмотря на то, что они изолированы в области пространства. Однако, если эти две аномалии характеризуются большей пространственной протяженностью, чем аномалия 10; следовательно, они ограничены малыми волновыми числами. Наконец, вытянутые элементы, такие как аномалии 5,6 и 9, распределяются на плоскости преобразования с определенными преобладающими направлениями, перпендикулярными к их пространственным трендам.

В отличие от гипотетических аномалий на рис.8-39а, реальные данные состоят из аномалий различных форм и ориентаций, наложенных одна на другую. Однако в области преобразования реальные аномалии можно разделить, используя их состав длин волн и ориентации, чего нельзя достичь в области пространства. Таким образом, область преобразования предоставляет способ применения к карте различных операций фильтрации. Полоса длин волн может быть пропущена независимо от ориентации, как показывает передаточная функция радиального фильтра на рис.8-40а. Аномалии, ориентированные в диапазоне углов (θ_1 , θ_2) от направления N, могут быть пропущены независимо от их размера с помощью направленного фильтра, передаточная функция которого показана на рис.8-40b. Наконец, может быть пропущена полоса длин волн с направленной ориентацией. Это достигается с помощью фильтра, передаточная функция которого показана на рис.8-40c. На практике, как и в других методиках разработки фильтра, передаточные функции должны иметь переходную зону в окрестности пороговых длин волн для обеспечения нормальной работоспособности.

После разработки передаточной функции, удовлетворяющей цели работ, фильтр можно применить к карте в области преобразования или пространства. В области преобразования, передаточная функция умножается на двукратное преобразование Фурье карты. Последующее обратное преобразование дает карту после фильтрации. Чтобы применить фильтрацию в области пространства, сначала необходимо выполнить обратное преобразование Фурье передаточной функции фильтра, что дает ее двумерный импульсный отклик. Двумерная свертка этого импульсного отклика с картой дает карту после фильтрации. Фильтры, передаточные функции которых показаны на рис.8-40, не обуславливают какое-либо смещение по фазе, т.е. после фильтрации аномалии не смещаются в области пространства.

Перед тем, как применять двумерные фильтры, необходимо определить возможные полосы длин волн, присутствующих на амплитудном спектре фильтруемой карты. На цветном изображении амплитудного спектра тестовой поверхности (рис.8-36) различаются четыре области. Региональная составляющая имеет длину волны до 21 км. Определена субрегиональная часть спектра с длинами волн от 21 до 12 км. Умеренные длины волн изменяются 12 до 8 км; остаточные составляющие имеют длину волны, которая меньше пороговой величины 8 км. Эту область остаточных составляющих можно подразделить; все, что меньше 4 км, соответствует аномалиям с очень малой длиной волны. Эти аномалии могут быть вызваны различными типами помех.





Рис.8-38. Карта региональных аномалий, основанная на ур.(8.8). Исходной является карта изолиний на рис.8-35.

Рис.8-39. Аномалии различной формы в области: (а) пространства; (b) волновых чисел.

Определенные здесь полосы используются в качестве пороговых длин волн передаточной функции радиального фильтра. Данную карту можно сканировать, используя несколько ФНЧ; может быть построено несколько карт после фильтрации, каждая из которых имеет свою интерпретационную ценность. Результат такой фильтрации показан на рис.8-41. Обратите внимание на сходство рис.8-41 и региональной карты (рис.8-38), которая была получена методом кольца (см. Раздел 8.8.1). При расширении полосы фильтра увеличивается количество включаемых аномалий, что делает результат менее региональным по характеру.

Область применения фильтра не ограничена только фильтрацией с пропусканием нижних частот. Для достижения конкретных целей интерпретации, к картам могут быть применены ФВЧ, полосовой и режекторный фильтры. Например, мы хотим получить остаточную карту, свободную от аномалий с очень малой длиной волны, которые обычно рассматриваются как помехи. Это можно выполнить, выбрав соответствующий полосовой фильтр. Для того чтобы сохранить всю коротковолновую часть спектра, необходимо применить ФВЧ.

Направленные фильтры сканируют карту, представляющую интерес, под различными углами, чтобы подчеркнуть конкретный тренд, который может существовать в данных. На рис.8-42 показан результат применения одного из направленных фильтров к тестовой поверхности на рис.8-35. Радиальный ФНЧ был соединен с каждым из направленных фильтров так, что на площади мог быть выделен любой региональный тренд. Результаты направленной фильтрации указывают на существование регионального тренда с приблизительной ориентацией N30°W (рис.8-42). В некоторых случаях, определенная полоса длин волн может иметь один преобладающий тренд, отличный от тренда другой полосы длин волн. Эта ситуация может означать изменение тектонической обстановки на протяжении геологической истории площади.

156





Рис.8-40. Передаточная функция для полосового фильтра (а), направленного фильтра (b) и направленного полосового фильтра (c).



Рис.8-41. Карта изолиний на рис.8-35 после обработки фильтром нижних частот.



Рис.8-42. Карта изолиний на рис.8-35 после обработки направленным ФНЧ.

УПРАЖНЕНИЯ

Упр.8.1. Выведите выражение для зоны Френеля (ур.(8.2)), используя рис.8-15.

Упр.8.2. Обратитесь к сумме ОСТ (рис.8-1d). Проследите первую кратную волну от дна, которая начинается на времени 2 с и заканчивается на времени около 3 с справа. Обратите внимание на резкое возрастание кажущегося наклона справа. Какова причина этого возрастания?

Упр.8.3. Выполните обращение ур.(8.5), чтобы вывести выражение для расчета интервальных скоростей по коэффициентам отражения (начальная величина скорости равна *v*₀).

Упр.8.4. Обратитесь к рис.8-31а. Рассмотрите кратную волну от первой отражающей поверхности. Проследите время пробега на диаграмме ВСП (рис.8-31b). Кратные волны не достигают луча падающей волны, поэтому их можно устранить путем суммирования в коридоре. Упр.8.5. Обратитесь к рис.8-31b. Должны ли быть одинаковыми наклоны падающей и восходящей волн, ассоциированных со слоем?

Упр.8.6. Исследуя спектр скоростей после подавления кратных волн, можете ли вы сказать, какая методика была использована: *f-k* (Раздел 8.2.1) или *t-x* (Раздел 8.2.2)? (Подсказка: обратитесь к рис.8-1b, 8-8b и 8-10b).

Упр.8.7. Какой процедуре соответствует суммирование ОСТ в области *f-k*?

Упр.8.8. Нарисуйте схему времен пробега для точечного рассеивающего объекта на записи ВСП без смещения.

Упр.8.9.(а) Рассмотрите модель отражательной способности для профиля I241 на рис.8-20 (правая колонка). Как будут выглядеть боковые граничные эффекты на разрезе прямой модели с нулевым выносом, если вы не подавляете их в своей программе моделирования? (b) Рассмотрите разрез с нулевым выносом для профиля I241 на рис.6-32 (правая колонка). Как будут выглядеть боковые граничные эффекты на мигрированном разрезе, если вы не подавляете их в своей программе моделирования?

Приложение А

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ПРЕОБРАЗОВА-НИЯ ФУРЬЕ

Для данной непрерывной функции x(t) одной переменной t, преобразование Фурье определяется выражением:

$$X(w) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \exp(-iwt) dt$$
 (A.1)

где ω - двойное преобразование Фурье переменной *t*. Если *t* обозначает время, то ω - угловая частота. Изменяющаяся во времени частота *f* связана с угловой частотой равенством: $\omega = 2\pi f$. Преобразование Фурье является обратимым, т.е. при данном *X*(ω), соответствующая временная функция запишется как:

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(w) \exp(iwt) dw$$
 (A.2)

В данной работе, для преобразования Фурье приняты следующие знаки. Для прямого преобразования знак аргумента в степенном выражении является отрицательным, если переменная – время, положительным, если переменная – пространство. Обратное преобразование имеет знак, противоположный тому, который использовался в соответствующем прямом преобразовании. Для удобства, масштабные коэффициенты в ур.(А.2) опущены.

В общем случае, $X(\omega)$ – комплексная функция. Используя свойства комплексной функции, $X(\omega)$ можно выразить в виде двух функций частоты:

$$X(w) = A(w) \exp[if(w)]$$
(A.3)

где A(w) и $\phi(w)$ – соответственно амплитудный и фазовый спектры, которые рассчитываются по уравнениям

$$A(w) = [X_r^2(w) + X_i^2(w)]^{1/2}$$
(A.4a)

И

$$f(w) = \arctan[X_i(w) / X_r(w)]$$
(A.4b)

где $X_r(\omega)$ и $X_i(\omega)$ – действительная и мнимая части преобразования Фурье $X(\omega)$. Если $X(\omega)$ выразить в единицах его действительной и мнимой составляющих

$$X(w) = X_r(w) + iX_i(w)$$
(A.5)

и сравнить с уравнением (А.З), можно видеть, что

$$X_r(w) = A(w)\cos f(w) \tag{A.6a}$$

И

$$X_i(w) = A(w)\sin f(w) \tag{A.6b}$$

Рассмотрим функции x(t) и y(t). В таблице А-1 приведены некоторые основные теоремы, которые полезны в различных случаях применения преобразования Фурье.

Дискретная временная функция называется временным рядом. При оцифровке непрерывная функция *x*(*t*) принимает вид:

$$x(t) = \sum_{k} x_{k} d(t - k\Delta t), \ k = 0, 1, 2...$$
(A.7)

Операция	Временная об-	Частотная область
	ласть	
(1) Сложение	x(t)+y(t)	$\leftrightarrow X(\omega) + Y(\omega)$
(2) Умножение	x(t)y(t)	$\leftrightarrow X(\omega)^*Y(\omega)$
(3) Свертка	$x(t)^*y(t)$	$\leftrightarrow X(\omega)Y(\omega)$
(4) Автокорреляция	$x(t)^*x(-t)$	$\leftrightarrow X(\omega) ^2$
(5) Производная	dx(t)/dt	$\leftrightarrow i\omega X(\omega)$
(6) Теорема Парсефаля	$\int \mathbf{x}(t) ^2 dt$	$\leftrightarrow \int X(\omega) ^2 d\omega$

Таблица А-1. Теоремы преобразования Фурье (Bracewell, 1965)

В выражении (А.7), Δt – шаг дискретизации, а d(t-kDt) – дельта-функция Дирака. Дискретный эквивалент интеграла Фурье (ур.(А.1)) записывается в виде суммы:

$$X(w) = \sum_{k} x_{k} \exp(-iw) k\Delta t, \ _{k=0,1,2...}$$
(A.8)

Определим новую переменную $z = \exp(-iwDt)$. Подставив в уравнение (A.8) сумму в явном виде, получаем:

$$X(z) = x_0 + x_1 z + x_2 z^2 + \dots$$
 (A.9)

Функция X(z) называется *z*-преобразованием x(t); это полином переменной *z*. Степень *z* представляет временную задержку дискретных выборок во временном ряду x(t).

Двумерное преобразование Фурье волнового поля P(x,t) определяется как

$$P(k_x, w) = \iint P(x, t) \exp(ik_x x - iwt) dx dt$$
(A.10)

Функция P(x,t) может быть восстановлена по $P(k_x,\omega)$ двумерным обратным преобразованием Фурье:

$$P(x,t) = \iint P(k_x, w) \exp(-ik_x x + iwt) dk_x dw$$
(A.11)

Интеграл в ур.(А.10) рассчитывается в два шага: сначала выполняется преобразование Фурье в *t*:

$$P(x,w) = \int P(x,t) \exp(-iwt) dt$$
(A.12)

а затем – преобразование Фурье в *x*, и мы получаем двумерное преобразование Фурье:

$$P(k_x, w) = \int P(x, w) \exp(ik_x x) dx$$
(A.13)

ЛИТЕРАТУРА

Bracewell, R.N., 1965 The Fourier transform and its applications: McGraw-Hill Book Co.

Приложение В

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ДЕКОНВОЛЮЦИИ

Представленный здесь материал основан на работах Robinson (1967), Treitel и Robinson (1966), Robinson и Treitel (1980), Claerbout (1976) и Yilmaz (1974).

В.1 Синтетическая сейсмограмма

Рассмотрим модель разреза, которая состоит из однородных горизонтальных слоев с мощностями, соответствующими шагу дискретизации. Сейсмический импеданс, ассоциированный со слоем, определяется как $I = \rho v$, где ρ - плотность слоя; v – скорость продольных волн в этом слое. Мгновенное значение сейсмического импеданса для k-того слоя определяется как

$$I_k = \rho_k v_k \tag{B.1}$$

Для вертикально падающей плоской волны, коэффициент отражения продольных волн, ассоциированный с границей раздела, определяется как:

$$c_k = (I_{k+1} - I_k)/(I_{k+1} + I_k)$$
(B.2)

Допустим, что изменение скорости с глубиной пренебрежимо мало сравнительно с изменением плотности с глубиной. Уравнение (В.2) принимает вид:

$$c_k = (v_{k+1} - v_k) / (v_{k+1} + v_k)$$
(B.3)

При единичной амплитуде падающей волны, величина коэффициента отражения соответствует доле амплитуды волны, отраженной от границы раздела.

Зная коэффициенты отражения, мы можем рассчитать импульсный отклик горизонтально-слоистой модели разреза, используя метод Kunetz (Claerbout, 1976). Импульсный отклик содержит не только первичные отражения, но и все возможные кратные отражения. Свертка импульсного отклика с импульсом источника дает синтетическую сейсмограмму. К сейсмограмме могут быть добавлены случайные помехи, но модель фильтрации, используемая здесь для принятия обратных фильтров, не включает случайные помехи. Допустим также, что форма импульса источника не изменяется при его распространении в разрезе; следовательно, модель фильтрации не включает внутреннее затухание.

Свертка сейсмического импульса w(t) с импульсным откликом e(t) дает сейсмограмму x(t):

$$x(t) = w(t)^* e(t) \tag{B.4}$$

Применив к обеим частям преобразование Фурье, получаем:

$$X(w) = W(t)E(w) \tag{B.5}$$

где *X*(*w*), *W*(*w*) *u E*(*w*) представляют соответственно преобразование Фурье сейсмограммы, импульса источника и импульсного отклика.

ПРОПУСК: на стр.498 срезана правая колонка

В действительности, величина нулевой задержки представляет собой накопленную энергию, содержащуюся во временном ряду:

$$r_0 = e_0^2 + x_1^2 + \dots e_{N-1}^2 \tag{B.12}$$

Рассмотрим z-преобразование модели фильтрации в уравнении (В.4):

$$X(z) = W(z)E(z) \tag{B.13}$$

Подставив 1/г вместо z и взяв комплексно сопряженную величину, получаем:

$$\overline{X}(1/z) = \overline{W}(1/z)\overline{E}(1/z)$$
(B.14)

где черта над символом означает комплексно сопряженную величину. Перемножив обе части уравнений (B.13) и (B.14), получим:

$$X(z)\overline{X}(1/z) = [W(z)\overline{W}(1/z)][E(z)\overline{E}(1/z)]$$
(B.15)

Сделаем перегруппировку в правой части:

$$X(z)\overline{X}(1/z) = [W(z)E(z)]\{\overline{W}(1/z)\overline{E}(1/z)]$$
(B.16)

По определению, ур.(В.16) дает

$$r_x = r_w * r_e \tag{B.17}$$

где r_{x_i} , r_w и r_e – функции автокорреляции соответственно сейсмограммы, сейсмического импульса и импульсного отклика.

Основываясь на предположении белой последовательности коэффициентов отражения, получаем:

$$r_x = r_0 r_w \tag{B.18}$$

Согласно уравнению (В.18), ФАК сейсмограммы представляет собой масштабированную версию ФАК сейсмического импульса. Мы увидим, что для преобразования сейсмического импульса в единичный импульс с нулевой задержкой необходимо знать ФАК импульса. Ур.(В.18) свидетельствует о том, ФАК сейсмограммы может быть использована вместо сейсмического импульса, т.к. он часто неизвестен.

В.2 Обратная величина импульса источника

Основным назначением деконволюции является сжатие импульса источника в единичный импульс с нулевой задержкой, что обеспечивает разрешение отражений, расположенных близко одно к другому. Допустим, что существует следующий оператор фильтра f(t):

$$w(t)^* f(t) = \mathbf{d}(t) \tag{B.19}$$

где d(t) – дельта-функция Кронекера. Фильтр f(t) называется обратным фильтром для w(t). Запишем f(t) в единицах сейсмического импульса w(t):

$$f(t) = 1/w(t)$$
 (B.20)

z-преобразование сейсмического импульса конечной длины *m*+1 записывается как (Приложение А):

$$W(z) = w_0 + w_1 z + w_2 z^2 + \ldots + w_m z^m$$
(B.21)

z-преобразование обратного фильтра может быть получено деления полиномов:

$$F(z) = 1/W(z) \tag{B.22}$$

Результатом является другой полином, коэффициенты которого представляют собой элементы обратного фильтра:

$$F(z) = f_0 + f_1 z + f_2 z^2 + \dots + f_n z^n + \dots$$
(B.23)

Полином F(z) в уравнении (B.23) имеет только положительные степени z; это означает, что фильтр f(t) является каузальным. Если коэффициенты F(z) асимптотически приближаются к нулю при времени, стремящемся к бесконечности, фильтр имеет конечную энергию, и мы говорим, что фильтр f(t) является реализуемым. Если коэффициенты возрастают без ограничения, мы говорим, что нереализуемый. На практике мы предпочитаем работать с каузальным и реализуемым фильтром. Такой фильтр, по определению, является также минимально-фазовым. Если это так, то сейсмический импульс w(t) также должен быть минимально-фазовым. Чтобы применить фильтр с конечной длиной n+1, полином F(z) должен быть усеченным. Усечение оператора фильтра обуславливает некоторую ошибку при сжатии сейсмического импульса.

Обращение сейсмического импульса может быть также выполнено в частотной области. По уравнению преобразования Фурье (В.19) получаем:

$$W(w)F(w) = 1 \tag{B.24}$$

Подставив (В.6b), получаем:

$$F(\mathbf{w}) = 1/\{A_w(\mathbf{w}) \exp[if_w(\mathbf{w})]\}$$
(B.25)

Выразим преобразование Фурье обратного фильтра F(w) как

$$F(w) = A_f(w) \exp[if_f(w)]$$
(B.26)

и сравним его с (В.25); получаем:

$$A_f(\mathbf{W}) = 1 / A_w(\mathbf{W}) \tag{B.27a}$$

И

$$f_f(w) = -f_w(w) \tag{B.27b}$$

Уравнения (В.27) показывают, что амплитудный спектр обратного фильтра представляет собой обратную величину спектра сейсмического импульса, а фазочастотный спектр обратного фильтра представляет собой фазочастотный спектр сейсмического импульса с обратным знаком.

В.З Обратный фильтр

Вместо процедуры деления полиномов (уравнение (В.22)), рассмотрим другой подход к выведению обратного фильтра. Начнем с *z*-преобразования ФАК сейсмического импульса

$$R_{w}(z) = W(z)\overline{W}(1/z)$$
(B.28)

и *z*-преобразования уравнения (В.19)

$$W(z)F(z) = 1 \tag{B.29}$$

откуда получаем

$$W(z) = 1/F(Z) \tag{B.30}$$

Подставим в уравнение (В.28):

$$R_w(z)F(z) = \overline{W}(1/z) \tag{B.31}$$

Поскольку импульс является функцией реального времени,

$$r_w(t) = r_w(-t) \tag{B.32}$$

Рассмотрим особый случай трехточечного обратного фильтра (f_0 , f_1 , f_2). Допустим, что сейсмический импульс w(t) является минимально-фазовым (каузальным и реа-

лизуемым); следовательно, результат его обращения f(t) также является минимальнофазовым. *z*-преобразование f(t) выглядит как

$$F(z) = f_0 + f_1 z + f_2 z^2$$
(B.33a)

z-преобразование его автокоррелограммы $r_w(t)$ выглядит как

$$R_{w}(z) = \dots + r_{2}z^{-2} + r_{1}z^{-1} + r_{0} + r_{1}z + r_{2}z^{2} + \dots$$
(B.33b)

z-преобразование *w*(*t*) выглядит как

$$W(z) = w_0 + w_1 z + w_2 z^2 + \dots + w_m z^m$$

следовательно,

$$\overline{W}(1/z) = \overline{w}_0 + \overline{w}_1 z^{-1} + \overline{w}_2 z^{-2} + \dots \overline{w}_m z^{-m}$$
(B.33c)

Подставив уравнения (В.33а), (В.33b) и (В.33c) в уравнение (В.31), получаем:

$$(r_2 z^{-2} + r_1 z^{-1} + r_0 + r_1 z + r_2 z^2)(f_0 + f_1 z + f_2 z^2) = \overline{w}_0 + \overline{w}_1 z^{-1} + \overline{w}_2 z^{-2}$$
(B.34)

Чтобы решить это уравнение по (f_0 , f_1 , f_2), идентифицируем коэффициенты степеней z. Коэффициент z^0 :

$$r_0 f_0 + r_1 f_1 + r_2 f_2 = \overline{w}_0$$

Коэффициент z^1 :

$$r_1 f_0 + r_0 f_1 + r_1 f_2 = 0$$

Коэффициент z^2 :

$$r_2 f_0 + r_1 f_1 + r_0 f_2 = 0$$

В матричной форме, уравнения для коэффициентов дают:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 \\ r_1 & r_0 & r_1 \\ r_2 & r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f_0 \\ f_1 \\ f_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \overline{w}_0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$$
(B.35)

Обратите внимание, что величина \overline{w}_0 , равная w_0 для обычного случая импульса действительного источника, представляет собой амплитуду импульса при t = 0. Имеются четыре неизвестных и три уравнения. Нормируя относительно f, получаем:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 \\ r_1 & r_0 & r_1 \\ r_2 & r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ a_1 \\ a_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} L \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$$
(B.36)

где $a_1 = f_1/f_0$, $a_2 = f_2/f_0$, $v = w_0/f_0$. Сейчас имеются три неизвестных a_1 , a_2 , v и три уравнения. Элементы квадратной матрицы в левой части уравнения представляют задержки ФАК сейсмического импульса, которые мы не знаем. Однако можно подставить задержки ФАК из уравнения (В.18) сейсмограммы, которые мы знаем. Матрица автокорреляции в ур.(В.36) является особой. Во-первых, она симметричная; во-вторых, ее диагональные элементы идентичны. Матрица этого типа называется матрицей Тоеplitz. Для *n* нормальных уравнений, стандартные алгоритмы требуют пространства памяти, которое пропорционально n^2 , и времени ЦП, которое пропорционально n^3 . Поскольку матрица Toeplitz обладает особыми свойствами, Levinson разработал рекуррентную схему (Claerbout, 1976), которая требует пространства памяти и времени ЦП, пропорциональных соответственно *n* и n^2 .

В.4 Деконволюция в частотной области

Мы хотим рассчитать минимально-фазовый импульс по зарегистрированной сейсмограмме. Результатом обращения импульса является оператор деконволюции сжатия. Начнем с ФАК сейсмического импульса *w*(*t*) в частотной области:

$$R_{W}(W) = W(W)\overline{W}(W)$$
(B.37)

где $\overline{W}(w)$ - комплексно сопряженная величина преобразования Фурье w(t). Поскольку w(t) обычно неизвестно, $R_w(w)$ также неизвестно. Однако, основываясь на предположении о белой последовательности коэффициентов отражения (ур.(В.18)), мы можем подставить ФАК сейсмограммы в ур.(В.37).

Определим новую функцию U(w):

$$U(w) = \ln[R_w(w) \tag{B.38}$$

При потенцировании обеих частей этого уравнения получаем:

$$R_{w}(w) = \exp[U(w)] \tag{B.39}$$

Предположим, что определена другая функция φ(ω), и что ур. (В.39) переписывается следующим образом (Claerbout, 1976):

$$R_{w}(w) = \exp\left\{\frac{1}{2}[U(w) + if(w)]\right\} \exp\left\{\frac{1}{2}[U(w) - if(w)]\right\}$$
(B.40)

Сравнивая (В.40) и (В.37), можно видеть, что

$$W(w) = \exp\left\{\frac{1}{2}[U(w) + if(w)]\right\}$$
 (B.41)

Мы знаем $R_w(w)$ из ур.(В.18) и, следовательно, знаем U(w) из ур.(В.38). Чтобы рассчитать W(w) по ур.(В.41), нужно также знать f(w). Если предположить, что функция f(w) является минимально-фазовой, то она оказывается преобразованием Гильберта U(w) (Claerbout, 1976). Чтобы выполнить преобразование Гильберта, сначала нужно обратить преобразование Фурье U(w) снова во временную область. Затем нужно удвоить положительные значения времени, оставить только нулевую задержку и задать отрицательные значения времени равными нулю. Эта операция дает временную задержку $u^+(t)$, которая обращается в нуль перед t = 0. Затем вернемся в область преобразования, чтобы получить

$$U^{+}(w) = \frac{1}{2}[U(w) + if(w)]$$
(B.42)

где $U^+(w)$ – это преобразование Фурье $u^+(t)$. Потенцирование $U^+(w)$ дает преобразование Фурье W(w) минимально-фазового импульса w(t) (ур.(B.41)).

После расчета минимально-фазового импульса w(t), его преобразование Фурье W(w) переписывается в единицах амплитудного и фазового спектров:

$$W(w) = A(w) \exp[if(w)]$$
(B.43)

Обратный фильтр в области преобразования Фурье имеет вид:

$$F(w) = 1/W(w) \tag{B.44}$$

Подставив ур.(В.43), мы получаем амплитудный и фазочастотный спектры этого фильтра:

$$A_f(\mathbf{W}) = 1/A(\mathbf{W}) \tag{B.45a}$$

$$f_f(W) = -f(W) \tag{B.45b}$$

Поскольку рассчитанный импульс w(t) является минимально-фазовым, обратный фильтр, преобразование Фурье которого определяется уравнением (В.44), также является минимально-фазовым. При обращении преобразования Фурье, ур.(В.44) дает оператор деконволюции. Метод деконволюции в частотной области показан на рис.В-1.

На рис.В-2 представлена деконволюция в частотной области, описанная на рис.В-1. Изображения на рис.В-2 следует сравнить с соответствующими результатами метода Винера-Левинсона (во временной области) на рис.2-20. Как и ожидалось, между двумя результатами фактически нет разницы.

Из приведенных рассуждений можно видеть, что оператор деконволюции сжатия представляет собой результат обращения минимально-фазового эквивалента сейсмического импульса, процесс расчета которого называется разложением в спектр. Будучи рассчитанным, минимально-фазовый импульс может быть обращен с целью получения оператора деконволюции. Чтобы избежать деления на 0 в ур.(В.45а) и гарантировать устойчивость фильтра, обычно перед делением к амплитудному спектру прибавляется небольшое число. Это называется предварительным отбеливанием. Ур.(В.45а) принимает вид:

$$A_{f}(w) = 1/[A(w) + e]$$
(B.46)

Амплитудный спектр может быть также сглажен с целью получения более устойчивого оператора. Сглаживание спектра аналогично укорачиванию эквивалентного оператора деконволюции во временной области. Нуль-фазовая деконволюция может быть реализована в частотной области. Для этого фазочастотный спектр, заданный уравнением (B.45b), приравнивается к нулю; получается оператор деконволюции, который сглаживает амплитудный спектр входной сейсмограммы, но не изменяет фазу.

В.5 Оптимальные фильтры Винера

Краткое обсуждение оптимальных фильтров Винера, приведенное ниже, основано на работах Robinson и Treitel (1980). Рассмотрим общую модель фильтра на рис.В-3. Фильтрация Винера включает разработку такого фильтра f(t), при котором расхождение между действительным и желательным результатами, рассчитанная методом наименьших квадратов, была бы минимальной. Расхождение L определяется как

$$L = \sum_{t} (d_{t} - y_{t})^{2}$$
(B.47)

Действительный результат представляет собой свертку фильтра с входной величиной:

$$y_t = f_t * x_t \tag{B.48}$$

Подставим ур.(В.48) в ур.(В.47) и получим:

<u>-</u>

$$L = \sum_{t} \left(d_t - \sum_{t} f_t x_{t-t} \right)^2$$
(B.49)

Целью является расчет коэффициентов фильтра ($f_0, f_2, ..., f_{n-1}$), которые обеспечивали бы минимальное расхождение. Длина фильтра n должна быть определена предварительно. Чтобы расхождение было минимальным, необходимо задать производную L по f_i равной нулю:

$$\frac{\partial L}{\partial f_i} = 0, i = 0, 1, 2, \dots, (n-1)$$
(B.50)



Рис.В-1. Блок-схема деконволюции в частотной области.

169





Рис.В-3. Модель фильтра Винера.

Разлагая в ряд элемент, возведенный в квадрат в ур.(В.49), получаем:

$$L = \sum_{t} d_{t}^{2} - 2\sum_{t} d_{t} \sum_{t} f_{t} x_{t-t} + \sum_{t} \left(\sum_{t} f_{t} x_{t-t} \right)^{2}$$
(B.51)

Взяв частные производные и задав их равными нулю, получаем:

$$\frac{\partial L}{\partial f_i} = -2\sum_t d_t x_{t-i} + 2\sum_t \left(\sum_t f_t x_{t-i}\right) x_{t-i} = 0$$
(B.52)

или

$$\sum_{t} f_{t} \sum_{t} x_{t-t} x_{t-i}, i = 0, 1, 2, \dots (n-1)$$
(B.53)

Используя

$$\sum_{t} x_{t-t} x_{t-i} = r_{i-t}$$
(B.54a)

И

$$\sum_{t} d_t x_{t-i} = g_i \tag{B.54b}$$

для каждого *i*-того элемента, получаем:

$$\sum_{t} f_{t} r_{i-t} = g_{i}, i = 0, 1, 2, \dots, (n-1)$$
(B.55)

В матричной форме, ур.(В.55) имеет вид:

$$\begin{bmatrix} r_{0} & r_{1} & r_{2} & \dots & r_{n-1} \\ r_{1} & r_{0} & r_{1} & \dots & r_{n-2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \ddots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \dots & r_{0} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f_{0} \\ f_{1} \\ \vdots \\ \vdots \\ f_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_{0} \\ g_{1} \\ \vdots \\ \vdots \\ g_{n-1} \end{bmatrix}$$
(B.56)

Здесь r_i – задержки ФАК входной функции, а g_i – задержки ФАК требуемого и действительного результатов. Поскольку матрица ФАК является матрицей Toeplitz, можно рассчитать коэффициенты f_i оптимального фильтра Винера, используя рекурсию Левинсона (Levinson) (Claerbout, 1976).

Сейчас необходимо рассчитать ошибку, вовлеченную в этот процесс. Запишем ур.(В.51) как

$$L_{\min} = \sum_{t} d_{t}^{2} - 2 \left(\sum_{t} \sum_{t} d_{t} x_{t-t} f_{t} \right) + \sum_{t} \left(\sum_{t} f_{t} x_{t-t} \right)^{2}$$
(B.57)

Подставляя в ур.(В.57) соотношения

$$\sum_{t} d_t x_{t-t} = g_t \tag{B.58a}$$

И

$$\sum_{t} x_t x_{t-t} = r_t \tag{B.58b}$$

получаем:

$$L_{\min} = \sum_{t} d_{t}^{2} - 2\sum_{t} f_{t} g_{t} + \sum_{t} f_{t} \sum_{i} f_{i} \sum_{t} x_{t-t} x_{t-i}$$
(B.59)

или

$$L_{\min} = \sum_{t} d_{t}^{2} - 2\sum_{t} f_{t} g_{t} + \sum_{t} f_{t} \sum_{i} r_{t-i} f_{i}$$
(B.60)

Используя уравнение (В.55), получаем

$$L_{\min} = \sum_{t} d_{t}^{2} - \sum_{t} f_{t} g_{t}$$
(B.61)

Допустим, что требуемыми выходными данными модели фильтра на рис.В-3 является версия входной функции d(t) = x(t+a), характеризующаяся опережением во времени. Мы хотим разработать фильтр Винера f(t), который предсказывает x(t+a) по последним значениям входной функции x(t). В этом случае, функция взаимной корреляции *g* принимает вид:

$$g_{t} = \sum_{t} d_{t} x_{t-t} = \sum_{t} x_{t+a} x_{t-t} = \sum_{t} x_{t} x_{t-(a+t)}$$
(B.62)

По определению, мы имеем:

$$r_t = \sum_t x_t x_{t-t} \tag{B.63}$$

Для задержки α+τ, ур.(В.63) принимает вид:

$$r_{a+t} = \sum_{t} x_t x_{t-(a+t)} = g_t$$
(B.64)

Путем подстановки в ур.(В.56) мы получаем систему нормальных уравнений, которая должна быть решена с целью нахождения фильтра предсказания (prediction filter) ($f_0, f_1, ..., f_{n-1}$):

Для единичной задержки предсказания $\alpha = 1$, ур.(B.65) принимает вид:

$$\begin{bmatrix} r_{0} & r_{1} & r_{2} & \dots & r_{n-1} \\ r_{1} & r_{0} & r_{1} & \dots & r_{n-2} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \ddots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \ddots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \dots & r_{0} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f_{0} \\ f_{1} \\ \vdots \\ \vdots \\ f_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_{1} \\ r_{2} \\ \vdots \\ \vdots \\ r_{n} \end{bmatrix}$$
(B.66)

Дополним правую часть до квадратной матрицы в левой части и получим:

$$\begin{bmatrix} -r_{1} & r_{0} & r_{1} & \dots & r_{n-1} \\ -r_{2} & r_{1} & r_{0} & \dots & r_{n-2} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdots & \cdot \\ -r_{n} & r_{n-1} & r_{n-2} & \dots & r_{0} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ f_{0} \\ f_{1} \\ \cdot \\ f_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ \cdot \\ 0 \end{bmatrix}$$
(B.67)

Добавим одну строку и присвоим отрицательный знак колонке фильтра:

$$\begin{bmatrix} r_{0} & r_{1} & \dots & r_{n} \\ r_{1} & r_{0} & \dots & r_{n-1} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n} & r_{n-1} & \dots & r_{0} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ -f_{0} \\ \vdots \\ \vdots \\ -f_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} L \\ 0 \\ \vdots \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix}$$
(B.68)

Сейчас мы имеем n+1 уравнений и n+1 неизвестных, например, ($f_0, f_1, ..., f_{n-1}, L$). Из ур.(B.68):

$$L = r_0 - r_1 f_0 - r_2 f_1 - \dots - r_n f_{n-1}$$
(B.69)
Используя ур.(В.61), минимальную ошибку, ассоциированную с фильтром единичной задержки предсказания (unit prediction lag-filter), можно рассчитать следующим образом. Начнем с равенства

$$d_t = x_{t+1} \tag{B.70}$$

которое удовлетворяет условиям:

$$\sum_{t} d_t^2 = r_0 \tag{B.71a}$$

И

$$g_t = r_{t+1} \tag{B.71b}$$

Подставив в ур.(В.61), получаем:

$$L_{\min} = r_0 - (r_1 f_0 + r_2 f_1 + \dots + r_n f_{n-1}), \tag{B.72}$$

что идентично величине L, заданной уравнением (В.69). Следовательно, при решении ур.(В.68), мы рассчитываем как минимальную ошибку, так и коэффициенты фильтра.

Уравнение (В.65) дает нам фильтр предсказания с задержкой предсказания α . Требуемый результат – $x_{t+\alpha}$. Действительный результат - $x_{t+\alpha}$, который представляет собой оценку требуемого результата. Этот последний является предсказуемой составляющей входной последовательности, т.е. периодических сигналов, таких как кратные волны. Последовательность ошибок содержит непредсказуемую составляющую входной последовательности, и определяется как

$$e_{t+a} = x_{t+a} - \pounds_{t+a} = x_{t+a} - \sum_{t} f_t x_{t-t}$$
(B.73)

Допустим, что непредсказуемая составляющая *e*_t представляет собой некоррелированный коэффициент отражения, который мы хотим выделить из сейсмограммы. Выполнив *z*-преобразование уравнения (В.73), получаем:

$$z^{-a}E(z) = z^{-a}X(z) - F(z)X(z)$$
(B.74)

или

$$E(z) = [1 - z^{a} F(z)]X(z)$$
(B.75)

Определим новый фильтр a(t), *z*-преобразование которого имеет вид:

$$A(z) = 1 - z^{a} F(z)$$
(B.76)

Подставив его в уравнение (В.75), получаем:

$$E(z) = A(z)X(z) \tag{B.77}$$

Соответствующее соотношение во временной области имеет вид:

$$e(t) = a(t) * x(t)$$
 (B.78)

После определения e(t) как коэффициента отражения, из ур.(В.78) следует, что, применив фильтр a(t) к входной сейсмограмме x(t), мы получим последовательность коэффициентов отражения. Поскольку расчет этой последовательности представляет собой цель деконволюции, фильтры предсказания могут быть использованы для деконволюции. Форма во временной области фильтра a(t), определенного уравнением (В.76), записывается как

$$a_t = (1, 0, 0, \dots, 0, -f_0, -f_1, \dots, -f_{n-1})$$
(B.79)

Фильтр a(t) получается из фильтра предсказания f(t), который представляет собой решение уравнения (В.65). Мы называем a(t) фильтром ошибки предсказания. Для единичной задержки предсказания, коэффициенты фильтра, заданные уравнением (В.79), имеют вид:

$$a_{t} = (1, -f_{0}, -f_{1}, ..., -f_{n-1})$$
 (B.80)

Это то же самое, что решение уравнения (В.68). Более того, ур.(В.68) эквивалентно уравнению (В.76) при n = 2. Отсюда мы можем сделать вывод, что фильтр ошибки предсказания при единичной задержке предсказания и при длине n+1 эквивалентен обратному фильтру такой же длины, за исключением масштабного коэффициента.

В.6 Деконволюция с учетом изменения поверхностных условий

Деконволюция может быть сформулирована как разложение в спектр с учетом изменения поверхностных условий (Taner и Coburn, 1981). При такой формулировке, сейсмическая трасса разлагается на эффекты фильтрации источника, сейсмоприемника, выноса и импульсного отклика разреза; таким образом, в явном виде учитываются изменения формы отклика, вызванные условиями вблизи источника и сейсмоприемника, и удалением «взрыв-прибор». Допущение об учете изменения поверхностных условий означает, что форма импульса зависит только от местоположения источника и сейсмоприемника, а не от особенностей луча, проходящего от источника к отражающей поверхности и к сейсмоприемнику.

Модель фильтрации, рассмотренная в Разделе 2.2, определяется уравнением:

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t)$$
(B.81)

где x(t) – зарегистрированная сейсмограмма; w(t) – импульс источника; e(t) – импульсный отклик разреза, который мы хотим оценить; n(t) – помеха. Постулированная модель фильтрации с учетом изменения поверхностных условий имеет вид:

$$x_{ij}(t) = s_j(t) * h_{(i-j)/2}(t) * e_{(i+j)/2}(t) * q_i(t) + n(t)$$
(B.82)

где $x_{ij}(t)$ – сейсмограмма; $s_j(t)$ – компонента формы волны, ассоциированная с местоположением источника j; $q_i(t)$ – компонента, ассоциированная с местоположением сейсмоприемника *i*; h(t) – компонента, ассоциированная с зависимостью формы волны от выноса. Как и в уравнении (B.81), e(t) представляет импульсный отклик разреза в положении средней точки между источником и сейсмоприемником, (i+j)/2. Сравнивая уравнения (B.81) и (B.82), мы делаем вывод, что w(t) представляет комбинированные эффекты s(t), h(t), q(t).

Чтобы проиллюстрировать метод расчета *s*, *h*, *e*, *q*, допустим, что n(t) = 0, и выполним преобразование Фурье уравнения (B.82):

$$X(w) = S(w)H(w)E(w)Q(w)$$
(B.83)

Это уравнение может быть разделено на следующие амплитудную и фазочастотную спектральные составляющие:

$$A_{x}(W) = A_{s}(W)A_{h}(W)A_{e}(W)A_{q}(W)$$
(B.84a)

И

$$f_{x}(W) = f_{s}(W) + f_{h}(W) + f_{e}(W) + f_{q}(W)$$
 (B.84b)

Если считать импульс минимально-фазовым, необходимо рассмотреть только амплитудные спектры. Ур.(В.84а) можно линеаризовать путем логарифмирования обеих его частей:

$$\ln A_x = \ln A_s + \ln A_h + \ln A_e + \ln A_q \tag{B.85}$$

Левая часть представляет собой логарифм амплитудного спектра моделированной входной трассы. Отдельные фильтры можно рассчитать путем минимизации ошибок, определенных методом наименьших квадратов. Энергия такой ошибки имеет следующий вид:

$$L = \sum_{i,j,w} (\ln A_x - \ln A_x)^2$$
(B.86)

Чтобы минимизировать L, необходимо соблюдение условия:

$$\frac{\partial L}{\partial(\ln A_s)} = \frac{\partial L}{\partial(\ln A_h)} = \frac{\partial L}{\partial(\ln A_e)} = \frac{\partial L}{\partial(\ln A_q)} = 0$$
(B.87)

Это условие дает множество нормальных уравнений, решение которых предоставляет отдельные спектральные составляющие, ассоциированные с местоположениями источника и сейсмоприемника, зависимостью от выноса и импульсного отклика разреза. Оператор деконволюции с учетом изменений поверхностных условий представляет собой минимально-фазовый результат обращения s(t)*q(t).

ЛИТЕРАТУРА

Приложение С

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ МИГРАЦИИ

С.1 Экстраполяция и миграция волнового поля

Фундаментальным уравнением сейсморазведки методом отраженных волн является уравнение с двумя квадратными корнями (double square-root equation – DSR). Это уравнение описывает продолжение вниз источников и сейсмоприемников, и может оперировать всеми диапазонами изменения углов наклона и выноса. Если пренебречь градиентом скорости dv(z)/dz, уравнение DSR можно также применять к слоистому разрезу. С некоторым приближением, уравнение DSR может быть расширено для того, чтобы можно было иметь дело со слабыми вариациями скоростей в латеральном направлении. Вывод уравнения DSR приводится у Claerbout (1985).

Здесь представлена основная двумерная теория экстраполяции волнового поля. Затем выполняется анализ общепринятой обработки сейсмических данных и использованием уравнения DSR. Показано, что общепринятая реализация уравнения DSR требует допущения о нулевых углах наклона и нормальном падении.

Перед обсуждением уравнения DSR сделаем обзор основной теории экстраполяции волнового поля. После вывода уравнений экстраполяции, они могут быть использованы вместе с принципом получения изображения для мигрирования для мигрирования двух- или трехмерных данных до и после суммирования. Начнем с двумерного скалярного волнового уравнения, которое описывает распространение полей продольных волн P(x,z,t) в среде с постоянной плотностью и скоростью продольных волн v(x,z):

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

где x – горизонтальная пространственная ось; z – ось глубин (вниз от поверхности земли – положительные значения); t – время. При данном восходящем поле сейсмических волн P(x,0,t), которое зарегистрировано на поверхности, мы хотим определить отражательную способность P(x,z,0). Определение отражательной способности (коэффициента отражения) требует экстраполирования волнового поля, зарегистрированного на поверхности, на глубину z, с последующим приведением его к t = 0 (что эквивалентно принципу получения изображения).

Предпочтительно разложение волнового поля на монохроматические плоские волны с различными углами распространения от вертикали. Следовательно, мы будем работать в области преобразования Фурье там, где это возможно (всегда может быть выполнено преобразование волнового поля по времени *t*). При отсутствии вариаций скорости в латеральном направлении, можно выполнить преобразование Фурье волнового поля по горизонтальной оси *x*. Следовательно,

$$P(k_x, z, w) = \iint P(x, z, t) \exp(ik_x x - iwt) dx dt$$
(C.2a)

и, в обратной зависимости:

$$P(x, z, t) = \iint P(k_x, z, w) \exp(-ik_x x + iwt) dk_x dw)$$
(C.2b)

Применив дифференциальный оператор в уравнении (C.1) к уравнению (C.2b), получим:

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} P(k_x, z, w) + \left(\frac{w^2}{v^2} - k_x^2\right) P(k_x, z, w) = 0$$
(C.3)

В общем случае, v может изменяться с глубиной z, но сейчас мы предполагаем, что скорость является постоянной. Случай слоистого разреза будет рассмотрен далее в этом приложении. Уравнение (С.3) имеет два решения: одно для восходящих волн, второе для падающих волн. Решение для восходящих волн записывается как

$$P(k_x, z, w) = P(k_x, 0, w) \exp\left[-i\left(\frac{w^2}{v^2} - k_x^2\right)^{1/2}\right]$$
(C.4)

Уравнение (С.4) является также решением следующего однонаправленного волнового уравнения:

$$\frac{\partial}{\partial z}P(k_x, z, w) = -i\left(\frac{w^2}{v^2} - k_x^2\right)^{1/2}P(k_x, z, w)$$
(C.5)

Это решение можно проверить, подставив ур.(С.4) в ур.(С.5). Определим вертикальное волновое число как

$$k_{z} = \frac{W}{v} \left[1 - \left(\frac{vk_{x}}{W}\right)^{2} \right]^{1/2}$$
(C.6)

Уравнение (С.6) часто называется дисперсионным соотношением однонаправленного скалярного волнового уравнения. При использовании этого выражения, ур.(С.4) принимает простую форму:

$$P(k_x, z, w) = P(k_x, 0, w) \exp(-ik_z z)$$
 (C.7)

Чтобы определить отражательную способность P(x,z,0) по волновому полю P(x,0,t), зарегистрированному на поверхности земли, продолжим следующим образом. Сначала выполним двумерное преобразование Фурье по x и t, чтобы получить $P(k_x,0,w)$. Затем умножим результат на $\exp(-ik_z z)$ фазового фильтра, чтобы получить волновое поле на $P(k_x, z, w)$ на глубине z. Последующее суммирование по ω и обратное преобразование Фурье по k_x дает изображение разреза P(x,z,0) на этой глубине. Для случая постоянной скорости, $P(k_x,k_z,0)$ можно рассчитать путем прямого распределения в области преобразования из (k_x, w) в (k_x, k_z) с использованием уравнения (C.6) (Stolt, 1978).

Здесь основной задачей является интерпретация уравнения (С.7) как средства для экстраполяции вниз волновых полей, зарегистрированных на поверхности. Мате-

матический вывод представленного здесь процесса довольно прост, но его физическая основа неясна. Чтобы обосновать ур.(С.7) с точки зрения физики, воспользуемся упрощенным выводом.

При данном восходящем волновом поле, зарегистрированном на поверхности P(x,0,t), мы можем разложить его на монохроматические плоские волны, каждая из которых распространяется под определенным углом к вертикали. Идентифицируем эти плоские волны, присваивая им единственную пару чисел (k_x , w). Это разложение на плоские волны эквивалентно преобразованию Фурье волнового поля, которое дает $P(k_{x}, 0, w)$. Рассмотрим одну из этих плоских волн (рис.C-1). Представим, что эта плоская волна прошла через точку Р при t = 0, распространилась вверх и была зарегистрирована сейсмоприемником в точке поверхности G при времени t. Чтобы определить положение отражающих поверхностей, необходимо вернуть энергию, зарегистрированную в точке G при времени t, в положение, соответствующее времени t = 0, т.е. в точку отражения Р. Для этого нужно следовать траектории луча, по которому энергия распространялась из точки Р. Факт использования этой же траектории означает, что продолжение вниз не приводит к изменению горизонтального волнового числа k_x . Допустим, что волновой фронт перемещается на глубину $\Delta z = GG$ под сейсмоприемником (точкой G) таким образом, что волновой фронт в G сейчас оказывается в G``. Если сейсмоприемник расположить в точке G^{\sim} , он зарегистрирует плоскую волну на времени t-Dt, где Δt – время пробега между G и G^{**}. Другими словами, перемещение сейсмоприемника, находящегося в точке G, вертикально вниз на расстояние Δz в новую точку G`, приводит к изменению времени пробега вдоль луча из G в P на величину - Dt.

Из геометрического построения на рис.С-1 можно видеть, что

$$\Delta t = \frac{\Delta z}{v} \cos q \tag{C.8}$$

где $v/\cos\theta$ - вертикальная фазовая скорость. Мы знаем значения k_x и ω для плоской волны. Предположим, что расстояние между G и G^{*} равно одной длине волны λ . На времени $t-\Delta t$ волновой фронт пересекает ось x на расстоянии λ_x от точки G. Из геометрического построения на рис.С-1 следует:

$$l / l_x = \sin q \tag{C.9a}$$

Используя определения $\lambda = 2\pi/(\omega/\nu)$, $\lambda_x = 2\pi/k_x$ и уравнение (C.9a), получаем:

$$\sin q = vk_x / w \tag{C.9b}$$

И

$$\cos q = \left[1 - \left(\frac{vk_x}{w}\right)^2\right]^{1/2} \tag{C.9c}$$

где ω/v – волновое число вдоль луча. Подставляя уравнение (С.9с) в уравнение (С.8), получаем:



(C.10a).

При перемещении вниз мы не хотим изменять амплитуду до плоской волны. При данном изменении времени пробега - Dt в yp.(C.10a), соответствующее смещение по фазе равно $-\omega\Delta t$. При каждом последующем перемещении вниз Δz , мы можем распространить плоскую волну с другой скоростью v(z). Полное смещение по фазе, которому подверглась волна при появлении в точке P, равно $-\int \omega dt$. Чтобы рассчитать волновое поле в точке Р, воспользуемся уравнением (С.10а) и умножим преобразованное волновое поле, зарегистрированное на поверхности $P(k_x, 0, \omega)$, на выражение:

Рис.С-1. Геометрические построения для экстраполяции волнового поля (Yilmaz, 1979).

$$\exp\left(-\int_{G}^{P} w dt\right) = \exp\left\{-i\int_{0}^{z} \frac{w}{v(z)} \cdot \left[1 - \left(\frac{v(z)k_{x}}{w}\right)^{2}\right]^{1/2} dz\right\}$$
(C.10b)

Уравнение (C.10b) – это то же самый оператор, который используется в уравнении (C.7), за исключением того, что ур.(С.7) было выведено для постоянной скорости *v*.

Рассмотрим слоистый разрез со скоростью v(z). Поскольку мы не выполнили преобразование Фурье Р по *z*, однонаправленное волновое уравнение (ур.(С.5)) действительно и для v(z):

$$\frac{\partial}{\partial z}P(k_x, z, w) = -i\left[\frac{w^2}{v^2(z)} - k_x^2\right]^{1/2}P(k_x, z, w)$$
(C.11)

В этом случае, ур.(С.6) выглядит как

$$k_{z}(z) = \frac{W}{v(z)} \left\{ 1 - \left[\frac{v(z)k_{x}}{W} \right]^{2} \right\}^{1/2}$$
(C.12)

При подстановке получаем, что ур.(С.11) имеет следующее решение:

180

$$P(k_{x}, z, w) = P(k_{x}, 0, w) \exp\left[-i\int_{0}^{z} k_{z}(z)dz\right]$$
(C.13)

Мы должны проверить, удовлетворяет ли это решение двустороннему скалярному волновому уравнению (С.3). Из уравнений (С.11) и (С.12) получаем:

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} P = -i \frac{dk_z(z)}{dz} \frac{dv(z)}{dz} P - ik_z(z) \frac{\partial}{\partial z} P$$

где P = $P(k_x, z, w)$. Подставляя в ур.(C.11) $\partial P/\partial z$, получаем:

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} P = -i \frac{dk_z(z)}{dz} \frac{dv(z)}{dz} P - k_z^2(z)P$$

Если пренебречь градиентом скорости dv(z)/dz, первый элемент в правой части (амплитуда) отбрасывается. Окончательное выражение имеет вид:

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} P + k_z^2(z)P = 0$$

Подставив в это выражение уравнение (С.12), получим:

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} P + \left[\frac{w^2}{v^2(z)} - k_x^2\right] P = 0$$
 (C.14)

что идентично уравнению (С.3), в котором скорость может изменяться с глубиной z.

Мы показали, что двумерное волновое поле, зарегистрированное на поверхности земли, может быть экстраполировано вниз с помощью оператора сдвига фаз, заданного уравнением (C.10b). Экстраполяция может быть выполнена через среду с постоянной скоростью (ур.(C.7)) или через среду, где скорость изменяется в вертикальном направлении (ур.(C.13)). Получение сейсмического изображения является незаконченным, пока на процедуру продолжения вниз не будет наложено ограничивающее условие остановки. Процесс продолжения вниз заканчивается, когда часы, замеряющие t−∫dt, считывают нулевое время пробега.

Рассмотренная концепция продолжения вниз может быть применена для эксперимента, который включает множество источников и сейсмоприемников. Продолжение вниз постигается с помощью оператора DSR, вывод которого можно найти у Claerbout (1985). Используя оператор DSR вместо выражения с одним квадратным корнем для вертикального волнового числа, заданного уравнением (С.6), получаем:

$$k_z = \frac{W}{v} DSR(G, S) \tag{C.15}$$

где v – скорость в среде, которая может изменяться с глубиной z, а

$$DSR(G,S) = (1-G^2)^{1/2} + (1-S^2)^{1/2}$$
(C.16)

где G и S – нормированные волновые числа сейсмоприемника и источника, соответственно k_g и k_s :

$$G = vk_g/\omega \tag{C.17a}$$

$$S = vk_s/\omega \tag{C.17b}$$

Вновь определенное вертикальное волновое число (ур.(С.15)) подставляется в уравнение экстраполяции (С.7), в котором входное волновое поле -P(s,g,t,z=0), данные перед суммированием в координатах «источник–сейсмоприемник». Это новое уравнение экстраполяции затем может быть использовано для продолжения вниз выборок ОПВ и (по принципу взаимности) выборок ОТП.

Оператор DSR, заданный уравнением (С.16), является сепарабельным с точки зрения волновых чисел источника и сейсмоприемника. Это разделение означает, что мы можем начать с волновых полей, зарегистрированных на поверхности земли в виде выборок ОПВ, и использовать первую часть оператора DSR для продолжения сейсмоприемников вниз на глубину Δz . После этого мы можем реорганизовать уже продолженные вниз волновые поля в выборки ОТП, и использовать вторую часть DSR для продолжения источников вниз на глубину Δz . Переходя от выборок ОТП к выборкам ОПВ и обратно, мы можем продолжать вниз весь сейсмический профиль, пока не будет завершен процесс получения изображения.

Хотя в этой схеме попеременного продолжения вниз единственным приближением является предположение слоистого разреза, она требует весьма значительного объема вычислений. Сейчас основная часть обработки сейсмических данных выполняется в координатах «средняя точка–половина выноса» (y,h), а не «источник– сейсмоприемник» (s,g). Следовательно, необходимо определить DSR (см. уравнение (C.16)) в координатах (y,h). Требуется следующее преобразование координат (рис.1-40):

$$y = 1/2(g+s)$$
 (C.18a)

И

$$h = 1/2(g-s)$$
 (C.18b)

После преобразования (Claerbout, 1985) получаем:

$$G = Y + H \tag{C.19a}$$

И

$$S = Y - H \tag{C.19b}$$

где Y и H – соответственно нормированные волновые числа средней точки и выноса:

$$Y = vk_{y}/W \tag{C.20a}$$

$$H = v k_h / W \tag{C.20b}$$

Подставив уравнения (С.19а) и (С.19b) в уравнение (С.16), получим следующий оператор DSR в координатах «средняя точка-вынос»:

$$DSR(Y,H) = \left[1 - (Y+H)^2\right]^{1/2} + \left[1 - (Y-H)^2\right]^{1/2}$$
(C.21)

Сейчас вертикальное волновое число (ур.(С.15)) выражается в единицах нормированных волновых чисел У и Н:

$$k_z = \frac{W}{v} DSR(Y, H) \tag{C.22}$$

На рис.С-2 показаны характеристики отклика оператора DSR (ур.(С.22)), Обратите внимание на полуэллиптические волновые фронты в плоскости (y,z) для одной частоты; в плоскости (y,t) вершины годографов имеют плоскую форму.

Является ли уравнение (C.21) улучшенным по сравнению с (C.16)? Обратите внимание, что в уравнении (C.16) элементы с пространственными волновыми числами являются сепарабельными. Однако в ур.(C.21) свойство разделимости теряется, т.к. операторы Y и H связаны между собой. В результате, разложение в ряд Тэйлора квадратных корней в ур.(C.21) дает элементы, которые содержат векторные произведения двух волновых чисел. «Платой» за обработку в общепринятой системе координат (y,h,t) является то, что сильная связь в операторе экстраполяции требует оперирования полным набором данных до суммирования одновременно на каждом шаге глубины.

Имеется ли связь между обработкой DSR и общепринятой обработкой в пространстве (y,h,t)? Общепринятая последовательность обработки включает две основные составляющие. Первая: данные организуются в выборки ОСТ, и к каждой выборке применяется поправка за нормальное приращение. Временной сдвиг, ассоциированный с поправкой за нормальное приращение, задается уравнением:

$$\Delta t = t(h) - t(0) = t(0) \left\{ \left[1 + \left(\frac{2h}{vt(0)} \right)^2 \right]^{1/2} - 1 \right\}$$
(C.23)

где t(h) – полное время пробега для данного полувыноса h, а t(0) – соответствующее полное вертикальное время пробега. Полная поправка за приращение представляет собой разность между t(h) и t(0). Здесь v – это среднеквадратичная скорость при t(0). Уравнение (С.23) основано на предположении горизонтально-слоистого разреза. После поправки за нормальное приращение суммируются трассы выборки ОСТ. Это не только уменьшает объем данных, но и улучшает отношение сигнал/помеха.

Второй шаг: сумма ОСТ мигрируется так, как если бы это было волновое поле с нулевым выносом, сформированное взрывающимися отражающими поверхностями (Раздел 4.1). Уравнение, используемое для части миграции, которая представляет собой экстраполяцию вниз, – это однонаправленное волновое уравнение (С.11). Чтобы учесть в модели взрывающихся ОП время пробега в одном направлении, скорость, используемая в экстраполяции, берется как половина скорости в среде. Таким образом, вертикальное волновое число, заданное уравнением (С.12), выражается как

$$k_{z} \frac{2w}{v} \left[1 - \left(\frac{vk_{y}}{2w} \right)^{2} \right]^{1/2}$$
(C.24)

где скорость v может изменяться с глубиной z. Поскольку миграция выполняется в пространстве средних точек, волновое число k_x заменено волновым числом k_y . Неко-

торые из текущих методик миграции, основанных на экстраполяции волн, используют рациональные приближения уравнения (С.24), а другие методики реализуют точную форму в области частот и волновых чисел.

Сейчас понятно, что общепринятая обработка имеет преимущество перед точной теорией, представленной уравнением DSR в пространстве «средняя точка-вынос» (ур.(С.21)). В отличие от последней, общепринятый подход состоит из двух сепарабельных операторов, т.е. поправка за нормальное приращение + суммирование в пространстве выносов и миграция в пространстве средних точек. Однако это преимущество основано на предположении горизонтально-слоистого разреза и нормального падения. Как сейчас быть? С одной стороны, мы имеем точную теорию, которая может оперировать всеми углами наклона и выносами, но ее сложно реализовать. С другой стороны, у нас имеется общепринятый подход, который обладает удобным свойством разделения, но он основан на двух предположениях, которые могут оказаться недействительными в районе со сложной структурной обстановкой. Чтобы исследовать взаимосвязь между двумя подходами, вернемся к точной теории и сделаем два предположения, которые лежат в основе общепринятого подхода.

Предположение о нулевых углах наклона означает, что модель разреза является слоистой в пространстве (y,t). Сейсмическая энергия, зарегистрированная над таким разрезом, полностью сосредоточена в средней точке с нулевым волновым числом $k_y = 0$. Это предполагает, что мы задали в ур. DSR (C.21) нормированное волновое число *Y* равным нулю. Полученный в результате оператор определяется как оператор суммирования St:

$$St(H) = 2(1-H_2)^{1/2} - 2 \tag{C/25}$$

Коэффициент –2 сначала выглядит как прибавление *post facto* к St(*H*). Первая часть St(*H*) переносит каждую пару «источник-сейсмоприемник» в выборке OCT на точку отражения, следуя лучам с $\cos\theta = (-H_2)^{1/2}$. Поскольку поправка за нормальное приращение предназначена для приведения к вертикальному времени, а не к t = 0, полное время пробега, ассоциированное с вертикальной траекторией от OII к поверхности земли, должно быть в явном виде включено в St(*H*). Второй элемент, –2, учитывает эту траекторию.

Временной сдвиг, ассоциированный с поправкой за нормальное приращение (см. уравнение (С.23)), является стационарно-фазовым приближением (stationary-phase approximation) уравнения (С.25) (Clayton, 1978). Оператор St(H) сосредотачивает информацию о первичных отражениях в выборке ОСТ с нулевым выносом. После применения этого оператора к выборке ОСТ, мы можем сохранить трассу с нулевым выносом, и отбросить все остальные выносы. Поскольку сумму ОСТ можно рассматривать как волновое поле при нормальном падении, уравнение (С.25) представляет собой оператор типа «поправка за нормальное приращение при нулевых углах наклона + суммирование».

Включение предположения нулевого выноса (нормального падения) (h = 0) в оператор DSR дает менее заметный результат. В выборке ОСТ при нулевых выносах, энергия, в сущности, концентрируется на нулевом значении волнового числа выноса $(k_h = 0)$. Поправка за нормальное приращение стремится сместить энергию первичных отражений в выборке ОСТ в сторону $k_h = 0$. Следовательно, задавая нормированное волновое число выноса H = 0 в уравнении (C.21), оператор миграции взрывающихся отражающих поверхностей (ER) можно выразить как

$$ER(Y) = 2(1-Y^2)^{1/2}$$
(C.26)

Уравнение (С.26) является приближением; задание H = 0 – это не то же самое, что задание h = 0. Задавая H = 0 в ур.(С.22), мы получаем вертикальное волновое число при нормальном падении:

$$k_z = \frac{2W}{v} (1 - Y^2)^{1/2}$$
(C.27)

Подставляя определение для $Y = v k_v / 2\omega$ в уравнение (С.27), получаем:

$$k_{z} = \frac{2w}{v} \left[1 - \left(\frac{vk_{y}}{2w} \right)^{2} \right]^{1/2}$$
(C.28)

что идентично уравнению (С.24). Делаем вывод, что оператор миграции с нулевым выносом ER(Y), выведенный из уравнения DSR, идентичен оператору миграции, который основан на модели взрывающихся отражающих поверхностей в общепринятой обработке.

На рис.С-3 показаны характеристики отклика оператора взрывающихся поверхностей (ур.(С.28)). Обратите внимание на полукруглые волновые фронты в плоскости (y,z) и гиперболические годографы в плоскости (y,t). Сравните с откликом полного оператора DSR для случая выноса, отличного от нулевого, на рис.С-2.



(ур.(С.22)) (Yilmaz, 1974). (а) Действительная часть плоскости (у,z) при 16 Гц и h = 400 м. Обратите внимание на полукруглые волновые фронты. (b) Действительная часть плоскости (у,z) при t = 1024 мс, h = 400 м. Вследствие циклического возврата в h, мы наблюдаем два волновые фронта, один для h = 400 м, второй – для h = 0. (с) Действительная часть плоскости (у,t) при наложенных z = 200 м, 400 м, 600 м, 800 м. При h = 400 м, вершина годографа плоская. Годографы определяются стационарно-фазовым приближением (stationary-phase арргохітаtion) уравнения DSR (Clayton, 1978). Периодичность по y и t является результатом аппроксимации интегралов Фурье суммами.

С.2 Параболическая аппроксимация

Если параболическая аппроксимация уравнения (С.26) выполняется путем разложения в ряд Тэйлора, получаем:

$$DSR(Y,H=0) \approx 2(1-Y^2/2)$$
 (C.29)

где Y – нормированное волновое число средней точки, определенное уравнением (С.20а). Подставляя уравнения (С.29) и (С.20а) в уравнение (С.22), получаем дисперсионное соотношение, ассоциированное с параболическим уравнением:

$$k_{z} = \frac{2W}{v} - \frac{vk_{y}^{2}}{4W}$$
(C.30)

Выполняя операции на волновом поле P и замещая $-ik_z P$ частной производной $\partial P/\partial z$, запишем следующее дифференциальное уравнение:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -i \left(\frac{2w}{v} - \frac{vk_y^2}{4w} \right) P \tag{C.31}$$

Вывод уравнения (С.30) основан на предположении постоянной скорости. Тем не менее, однонаправленное волновое уравнение (опе-way wave equation) (С.31), соответствующее углу наклона 15°, может быть перезаписано с использованием функции скорости v(z), изменяющейся в вертикальном направлении (аналогично тому, как мы делали для однонаправленного волнового уравнения (С.11), соответствующего углу 90°). После того, как выполнено преобразование Фурье уравнения (С.31) из горизонтального волнового числа k_y в горизонтальную ось y, заменим v(z) функцией скорости v(y,z), изменяющейся в латеральном направлении. Теоретически это может быть недопустимым, но на практике такое замещение является действительным.

Эффект переноса устраняется задержкой во времени (рис.4-30b):

$$t = 2\int_{0}^{z} \frac{dz}{\overline{v}(z)}$$
(C.32)

вающихся отражающих поверхностей ER(Y) (ур.(С.27)) (Yilmaz, 1979). (а) Действительная часть плоскости (у,z) при 16 Гц. Обратите внимание на полукруглые волновые фронты. (b) Действительная часть плоскости (у,t) при наложенных z = 200 м, 400 м, 600 м, 800 м. Это гиперболические траектории. Годографы определяются путем стационарнофазового приближения ER(Y) (Clayton, 1978). Периодичность по у и t является результатом аппроксимации интегралов Фурье суммами.

где $\overline{v}(z)$ – горизонтальное среднее v(y,z). Временной сдвиг, определенный уравнением (С.32), эквивалентен смещению по фазе в частотной области. Следовательно, действительное волновое поле *P* связано с волновым полем *Q*, смещенным во времени:

$$P = Q\exp(-iwt) \tag{C.33}$$

Дифференцируя по *z*, получаем:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \left(\frac{\partial}{\partial z} - i\frac{2w}{\bar{v}(z)}\right) Q \exp(iwt)$$
(C.34)

Подставляя уравнения (С.33) и (С.34) в ур.(С.31), получаем:

$$\frac{\partial Q}{\partial z} = i \frac{v k_y^2}{4w} Q + i 2w \left[\frac{1}{\overline{v}(z)} - \frac{1}{v} \right] Q$$
(C.35)

Первый элемент в правой части этого уравнения называется элементом дифракции (diffraction term), а второй – элементом тонкой линзы (thin-lens term).

Рассмотрим случай $v = \overline{v}(z)$. Элемент тонкой линзы становится равным нулю, и у нас остается

$$\frac{\partial Q}{\partial z} = i \frac{v k_y^2}{4w} Q \tag{C.36}$$

После обратного преобразования Фурье, получаем параболическое дифференциальное уравнение:

$$\frac{\partial^2 Q}{\partial z \partial t} = \frac{v}{4} \frac{\partial^2 Q}{\partial y^2} \tag{C.37}$$

где в реальных условиях скорость может изменяться как в вертикальном направлении, так и в горизонтальном.

В некоторых случаях практической реализации уравнения (С.37), продолжение вниз выполняется в области τ , а не *z*. Затем мигрированный разрез отображается во времени τ (миграция времен). Эти две переменные связаны уравнением (С.32). Дисперсионное соотношение в ур.(С.28) для скалярного волнового уравнения в единицах $\omega_{\tau} = vk_z/2$ (двойное преобразование Фурье ω) принимает вид (упр.4.10):

$$\boldsymbol{w}_{t} = \boldsymbol{w} \left[1 - \left(\frac{v k_{y}}{2 \boldsymbol{w}} \right)^{2} \right]^{1/2}$$
(C.38a)

Возведя в квадрат обе стороны, получим уравнение эллипса в плоскости (ω_{τ}, k_y). Дисперсионное соотношение в ур.(C,30) для параболического уравнения, также выраженное в единицах ω_{τ} , принимает вид:

$$W_t = W - \frac{v^2 k_y^2}{8W} \tag{C.38b}$$

что является уравнением параболы в плоскости (ω_{t} , k_{y}). Первый элемент ассоциирован с вертикальным временным сдвигом, который может быть устранен путем задержки по фазе. Чтобы получить дифференциальное уравнение, эквивалентное уравнению (С.37), применим второй элемент правой части уравнения (С.38b) к задержанному волновому полю Q и обратному преобразованию Фурье:

$$\frac{\partial^2 Q}{\partial t \partial t} = \frac{v^2}{8} \frac{\partial^2 Q}{\partial v^2}$$
(C.39)

Это уравнение является основой для алгоритмов миграции времен, соответствующей наклону 15° (15-degree time migration algorithms). Дисперсионные соотношения (уравнения C.38a и C.38b) построены на рис.C-4a для постоянной скорости v и входной частоты ω = DE. Кривая 1 ассоциирована со скалярным волновым уравнением, соответствующим углу наклона 90° (90-degree scalar wave equation) и представляет собой то же самое, что на рис.4-34 (исключением является то, что в последнем случае она выражена в единицах k_z). Та же самая точка A попадает в точку C после миграции по уравнению (C.38b). Дисперсионная кривая для параболического уравнения (2) постепенно отклоняется от дисперсионной кривой для точного волнового уравнения (1) по мере возрастания углов наклона. Угол наклона перед миграцией измеряется как угол между вертикальной осью и радиальным направлением DA. Таким образом, параболическое уравнение обуславливает тем большую недомиграцию, чем больше угол наклона.

На рис.С-4b обратите внимание на то, как ошибки определения скорости влияют на характеристики уравнения в полных дифференциалах и параболического уравнения. Правильным является размещение A в B для данной входной частоты ω = DE. Ниже показано, как происходит распределение точки A по уравнению в полных дифференциалах и параболическому уравнению с использованием более низких и более высоких скоростей:

	0.8v	ν	1.2v
Уравнение в полных дифференциалах	L1	В	H1
Параболическое уравнение	L2	С	H2

Использование слишком низкой скорости приводит к недомиграции, AL1<AB, AL2<AB, а использование слишком высокой скорости обуславливает перемиграцию, AH1>AB, AH2>AB. Эффект недомиграции более выражен для параболического уравнения (BL2>BL1), а эффект перемиграции – для уравнения в полных дифференциалах (BH1>BH2). Практические аспекты конечно-разностной миграции, соответствующей наклону 15° (15-degree finite-difference migration), приведены в Разделе 4.2.2.



Рис.С-4. (а) Дисперсионное соотношение для уравнения в полных дифференциалах (ур.(С.38а), кривая 1) и параболического уравнения (ур.(С.38b), кривая 2), построенных на плоскости (ω_{t} , kу) для данной входной частоты, где ω = DE и скорость равна v. (b) Кривые на изображении (a) построены для трех различных величин скорости 0.8v(L1,L2), v(B,C) и 1.2v(H1,H2).

С.3 Конечно-разностная миграция для сильных наклонов

Приближения дисперсионного соотношения однонаправленного уравнения, которые имеют более высокий порядок, можно получить путем разложения непрерывной дроби (Claerbout, 1985). Перепишем уравнение (C.27):

$$k_z = \frac{2W}{v}R \tag{C.40}$$

где

$$R = (1 - Y^2)^{1/2} \tag{C.41}$$

Различные порядки приближения ур.(С.41) определяются следующим рекуррентным соотношением:

$$R_{n+1} = 1 - \frac{Y^2}{1 + R_n} \tag{C.42}$$

при начальном значении $R_0 = 1$. Задав n = 0 в уравнении (С.42), получаем:

$$R_1 = 1 - Y^2 / 2 \tag{C.43}$$

Затем, подставляя уравнение (С.43) в уравнение (С.40), запишем:

$$k_z = \frac{2w}{v} (1 - Y^2 / 2) \tag{C.44}$$

Это такое же уравнение, которое получено при параболической аппроксимации (ур.(С.30)). Следующее разложение более высокого порядка получается при задании n = 1 в уравнении (С.42) и использовании уравнения (С.43):

$$R_2 = 1 - \frac{Y^2}{2 - \frac{Y^2}{2}}$$
(C.45)

что является приближением уравнения (С.41), которое соответствует наклону 45°.

Ма (1981) установил, что рекуррентную формулу для разложения непрерывной дроби можно выразить как соотношения двух полиномов для разложений, упорядоченных по четным элементам (even-ordered expansion). Он показал также, что выражение может быть разделено на следующие элементарные дроби:

$$R_{2n} = 1 - \sum_{i=1}^{n} \frac{a_i Y^2}{1 - b_i Y^2}$$
(C.46)

Например, при n = 1 получаем:

$$R_2 = 1 - \frac{a_1 Y^2}{1 - b_1 Y^2} \tag{C.47}$$

что эквивалентно разложению при наклоне 45° (45-degree expansion) в уравнении (C.45), когда $\alpha_1 = 0.5$, и $\beta_1 = 0.25$.

Обратите внимание, что разложения R4, R6, R8,... состоят из сумм элемента, соответствующего наклону 45° (45-degree term), каждая со своим набором коэффициентов α_i и β_i . Lee и Suh (1985) минимизировали разность (в смысле наименьших квадратов) между *R* уравнения (C.41) и R_{2n} уравнения (C.46) для определенного угла наклона, и вывели оптимальные коэффициенты (α_i , β_i) до 10-го порядка (таблица C-1).

Выведем дифференциальное уравнение, ассоциированное с дисперсионным соотношением, которое соответствует наклону 45° (45-degree dispersion relation). Подставляя уравнение (С.47) и определение для $Y = vk_y/2\omega$ в уравнение (С.40), получаем:

$$k_{z} = \frac{2W}{v} \left(1 - \frac{a_{1}v^{2}k_{y}^{2} / 4W^{2}}{b_{1}v^{2}k_{y}^{2} / 4W^{2}} \right)$$
(C.48)

Первый элемент – это смещение по вертикали, которое может быть устранено с помощью задержки (как для случая аппроксимации наклона 15°, ур.(С.31) – (С.35)). Упрощая остальные элементы уравнения (С.48), получаем:

$$\frac{b_1}{a_1} \frac{v}{2w} k_z k_y^2 - k_y^2 - \frac{1}{a_1} \frac{2w}{v} k_z = 0$$
(C.49)

$$i\frac{b_1}{a_1m}\frac{\partial^3 Q}{\partial z \partial y^2} - \frac{\partial^2 Q}{\partial y^2} + i\frac{m}{a_1}\frac{\partial Q}{\partial z} = 0$$
(C.50)

Таблица С-1. Коэффициенты оптимизированных дробных однонаправленных волновых уравнений (Lee и Suh, 1985)

Порядок, 2п	Степень точности	α_i	β_i
2	45	0.5	0.25
2	65	0.47824060	0.376369527
4	80	0.040315157	0.873981642
		0.457289566	0.222691983
6 87	87	0.004210420	0.972926132
		0.081312882	0.744418059
		0.414236605	0.150843924
8 90	90	0.000523275	0.994065088
		0.014853510	0.919432661
		0.117592008	0.614520676
		0.367013245	0.105756624
10	90	0.000153427	0.997370236
		0.004172967	0.964827992
		0.033860918	0.824918565
		0.143798076	0.483340757
		0.318013812	0.073588213

где m = 2 w/v. Kjartansson (1979) вывел это уравнение другим способом и запрограммировал его для моделирования наклона 45° и миграпространственноции в частотной области. Такая миграция, обычно известная как алгоритм омега-х (omega-x algorithm), включает две вложенные операции: (а) смещение во времени, основанное на уравнении (C.33), которое не зависит от скорости для миграции

времен и зависит от скорости для миграции глубин; (b) фокусировка энергии дифрагированных волн с помощью уравнения (C.50).

Имея код для оператора, соответствующего наклону 45°, вы легко реализуете приближения более высоких порядков, которые заданы уравнением (С.46) с ассоциированными коэффициентами в таблице С-1. Обратите внимание, что разность между алгоритмами, соответствующими наклонам 45° и 65°, представляет собой значения, используемые для коэффициентов (α_1 , β_1). Отметим также, что аппроксимация, соответствующая 15°, получается из уравнения (С.50) при $\alpha_1 = 0.5$ и $\beta_1 = 0$.

На рис.4-90 показаны импульсные отклики различных приближений однонаправленного дисперсионного соотношения (one-way dispersion relation), которое основано на уравнении (C.46). Можно видеть, что при включении элементов высшего порядка в уравнение (C.46), волновые фронты становятся похожими на полукруг. Приближение, соответствующее наклону 15°, дает эллиптический волновой фронт. Приближение, соответствующее наклону 45°, дает импульсный отклик, имеющий сердцевидную форму. В Разделе 4.3.4 изложены практические аспекты миграции времен для сильных наклонов в частотно-пространственной области; в Разделе 5.1 рассматривается миграция глубин, а в Разделе 6.5 – трехмерная миграция.

С.4 *F-К*-миграция

Здесь приводится краткое обсуждение математической формулировки методик *f-k*-миграции. Начнем с решения скалярного волнового уравнения для волнового поля при нормальном падении (см. уравнение (С.7)) в предположении горизонтальнослоистой модели разреза v(z). Выполняя обратное преобразование Фурье уравнения (С.7), где k_x замещено k_y , получаем:

$$P(y, z, t) = \iint P(k_y, 0, w) \exp(-ik_z z) \cdot \exp(-ik_y y + iwt) dk_y dw$$
(C.51)

где k_z определено уравнением (С.28). Затем применим принцип получения изображения t = 0, чтобы получить мигрированный разрез P(y, z, t = 0):

$$P(y, z, t = 0) = \iint P(k_y, 0, w) \cdot \exp(-ik_y y - ik_z z) dk_y dw$$
(C.52)

Это уравнение метода сдвига фаз (Gazdag, 1978). Уравнение (C.52) включает интегрирование по частоте и обратное преобразование Фурье по оси средних точек у. Схема миграции методом сдвига фаз приведена на рис.4-38.

Рассмотрим особый случай v(z) = v = const. Stolt (1978) разработал методику миграции, которая включает распределение в области двумерного преобразования Фурье из частоты, изменяющейся во времени ω , в вертикальное волновое число k_z . Перепишем уравнение (C.28):

$$w = \frac{v}{2} \left(k_y^2 + k_z^2 \right)^{1/2} \tag{C.53}$$

Выполняя дифференцирование и сохраняя горизонтальное волновое число *k_y* без изменений, получаем:

$$dw = \frac{v}{2} \frac{k_z}{\left(k_y^2 + k_z^2\right)^{1/2}} dk_z$$
(C.54)

Подставив уравнения (С.53) и (С.54) в уравнение (С.52), получаем:

$$P(y, z, t = 0) = \iint \left[\frac{v}{2} \frac{k_z}{(k_y^2 + k_z^2)^{1/2}} \right] \cdot P\left[k_y, 0, \frac{v}{2} (k_y^2 + k_z^2)^{1/2} \right]$$
(C.55)
$$\cdot \exp(-ik_y y - ik_z z) dk_y dk_z$$

Это уравнение миграции Stolt с постоянной скоростью. Оно включает две операции в *f*-*k*-области. Первая операция: частота, изменяющаяся во времени ω , распределяется в вертикальное волновое число k_z посредством уравнения (C.53). Это то же самое, что размещение точки В` в точку В на рис.4-34. Вторая операция: к амплитудам применяется масштабный коэффициент

$$\frac{v}{2} \frac{k_z}{(k_y^2 + k_z^2)^{1/2}}$$
(C.56)

который эквивалентен коэффициенту наклона, ассоциированному с миграцией Кирхоффа (Раздел 4.2.1). Схема миграции Stolt с постоянной скоростью приведена на рис.4-39.

Чтобы распространить алгоритм на случай изменяющейся скорости без потери эффективности, Stolt (1978) выполнил преобразование координат, которое включает растяжение оси времен таким образом, чтобы волновое уравнение было не зависимым

от скорости. Здесь в кратком виде приводится теоретическая процедура. Рассмотрим волновое поле P(y,z,t) и преобразованное волновое поле P(y,d,T):

$$P(y,z,t) = P(y,d,T)$$

где T – растянутая ось времен, а d – выходная переменная (эквивалент z) для миграции в системе растянутых координат. Здесь переменная y тождественна в обеих системах координат. Этот преобразование координат, в основном, эквивалентно растяжению данных с использованием среднеквадратичных скоростей:

$$T(t) = \frac{1}{c} \left[2 \int_{0}^{t} dt \, v_{rms}^{2}(t) t \right]^{1/2}$$
(C.57)

где

$$v_{rms}^{2}(t) = \frac{1}{t} \int_{0}^{t} v^{2}(t) dt$$

с — произвольная эталонная скорость, используемая для сохранения вертикальной оси как оси времени после преобразования координат из t в T. После выполнения длительных расчетов, задержанное во времени скалярное волновое уравнение принимает следующую форму в растянутых координатах (Stolt, 1978):

$$\frac{\partial^2 P}{\partial y^2} + W \frac{\partial^2 P}{\partial d^2} + \frac{2}{c} \frac{\partial^2 P}{\partial d \partial T} = 0$$
(C.58)

где W – сложная функция скорости и переменных координат. На практике, она обычно задается равной постоянной величине от 0 до 1. Процедура миграции Stolt с растяжением выглядит следующим образом:

- (0) Начнем с суммарного разреза, который предполагается разрезом с нулевым выносом P(y, z = 0, t).
- (1) Преобразуем этот временный разрез в растянутый разрез P(y,d=0,t) путем трансформирования координат (ур.(С.57)).
- (2) Выполним двумерное преобразование Фурье растянутого разреза $P(k_{v}, d = 0, w_{T})$.
- (3) Применим следующую функцию распределения, чтобы выполнить миграцию:

$$k_{d} = \left(1 - \frac{1}{W}\right) \frac{W_{T}}{c} - \frac{1}{W} \left(\frac{W_{T}^{2}}{c^{2}} - Wk_{y}^{2}\right)^{1/2}$$
(C.59)

Это уравнение основано на дисперсионном соотношении задержанного волнового уравнения в растянутых координатах (С.58).

Приведем (без вывода) выражение для волнового поля после миграции:

$$\left\{ \frac{c}{2-W} \left[\left(1-W\right) + \frac{1}{\left[1+(2-W)k_{y}^{2}/k_{d}^{2}\right]^{1/2}} \right] \right\}$$

$$\cdot P\left\{ k_{y}, 0, \left[\frac{ck_{d}}{2-W} \left((1-W) + \left[1+(2-W)k_{y}^{2}/k_{d}^{2}\right]^{1/2}\right) \right] \right\}$$
(C.60)

- (4) Выполним двумерное преобразование Фурье мигрированного разреза в растянутых координатах P(y,d,T=0).
- (5) Вернемся в пространственно-временные координаты P(y,z,t=0) это окончательный мигрированный разрез.

При W = 1, уравнение (С.59) принимает простую форму:

$$k_d = \left(\frac{W_T^2}{c^2} - k_y^2\right),$$

которая выполнит распределение эквивалента уравнения (С.59) в алгоритм Stolt с постоянной скоростью.

Обратите внимание, что миграция Stolt с растяжением пытается оперировать вариациями скорости, но она не является подставляемой величиной для миграции глубин. Stolt лишь предпринял попытку приспособить свой алгоритм к изменениям скорости, которыми может оперировать миграция времен. Практические аспекты *f-k*-миграции приведены в Разделе 4.3.8.

С.5 Остаточная миграция

Взаимосвязь между выходной и входной частотами, изменяющимися во времени, для оператора миграции времен при наклоне 90° (перезапись из уравнения (С.28)), выглядит следующим образом:

$$w_t = \left(w^2 - \frac{v^2 k_y^2}{4}\right)^{1/2}$$
(C.61)

где $\omega_{\tau} = vk_z/2$ – выходная частота; ω – входная частота. Ур.(С.61) относится к одношаговой миграции, если скорость миграции такая же, как скорость в среде. Рассмотрим двухшаговую миграцию: сначала она выполняется со скоростью v_1 , а затем – со скоростью v_2 . Выходная частота первого шага равна:

$$W_{1} = \left(W^{2} - \frac{v_{1}k_{y}^{2}}{4}\right)^{1/2}$$
(C.62a)

Горизонтальное волновое число k_y фиксированное, т.к. оно не изменяется в процессе миграции. Если выходная частота одношаговой миграции, определенная уравнением (C.61), задана равной выходной частоте двухшаговой миграции,

$$W_{2} = \left(W_{1}^{2} - \frac{v_{2}k_{y}^{2}}{4}\right)^{1/2}$$
(C.62b)

можно установить важную взаимосвязь между скоростью остаточной миграции v₂ и скоростью в среде:

$$v^2 = v_1^2 + v_2^2 \tag{C.63}$$

Одна из практических схем остаточной миграции реализуется следующим образом:

- (1) На первом шаге используется миграция Stolt с постоянной скоростью при коэффициенте растяжения W = 1. Скорость (v₁ в уравнении (С.63)) выбирается как минимальная величина в действительном поле скоростей.
- (2) Для второго шага используется конечно-разностная миграция, ограниченная по углу наклона. Процесс миграции в первом шаге уменьшает наклон до величин, которыми может точно оперировать конечно-разностная миграция во втором шаге. Следует помнить, что поле скоростей для второго шага рассчитывается по соотношению:

$$v_{(\text{второго шага})} = [v^2_{(\text{первоначальная})} - v^2_{(\text{первого шага})}]^{1/2}$$

Вероятно, может быть использован больший шаг по глубине, поскольку, вследствие миграции в первом шаге, воспринимаемый наклон для миграции второго шага уменьшен. Практические аспекты остаточной миграции приводятся в Разделе 4.3.3.

С.6 Скорость миграции для параболического уравнения

Из теории мы ожидаем, что оптимальные скорости миграции не будут зависеть от углов наклона для алгоритмов, соответствующих наклону 90°, таких как миграция Кирхоффа. Это не соответствует случаю алгоритмов, ограниченных по углу наклона, таких как метод конечных разностей, соответствующий наклону 15°. Приведем простой вывод выражения для скоростей миграции, зависящих от наклона (в частотной области). Это выражение можно использовать для оптимизации отклика уравнения, соответствующего наклону 15°.

Начнем с дисперсионного соотношения для уравнения, соответствующего наклону 90°:

$$\boldsymbol{w}_{t} = \boldsymbol{w} \left[1 - \left(\frac{\boldsymbol{v}_{med} \boldsymbol{k}_{y}}{2\boldsymbol{w}} \right)^{2} \right]^{1/2}$$
(C.64)

Уравнение, соответствующее наклону 15°, получается путем разложения в ряд Тэйлора квадоатного корня:

$$W_{t,15^{\circ}} = W \left[1 - \frac{1}{2} \left(\frac{v_{med} k_y}{2W} \right)^2 \right]$$
(C.65)

Чтобы согласовать выходную частоту $\omega_{\tau,15^\circ}$ с требуемой выходной частотой ω_{τ} , сначала заменим v_{med} (скорость в среде) на $v_{mig,15^\circ}$ в уравнении (С.65), и подставим

$$\frac{k_{y}}{2w} = \frac{\sin q}{v_{med}}$$

где θ - истинный наклон. Уравнение (С.65) принимает вид:

$$W_{t,15^{\circ}} = W \left[1 - \left(\frac{v_{mig,15^{\circ}}}{v_{med}} \right)^2 \frac{\sin^2 q}{2} \right]$$
(C.66)

Чтобы найти оптимальную скорость v_{mig,15°} для уравнения (С.66), зададим выходные частоты из уравнений (С.64) и (С.66) равными:

$$v_{mig,15^{\circ}} = \left(\frac{2}{1 + \cos q}\right)^{1/2} v_{med}$$
(C.67)

Для наклона 45 градусов, масштабный коэффициент в уравнении (С.67) равен 1.08. Это позволяет предположить, что при мигрировании отражений с углом наклона 45 градусов с помощью уравнения, соответствующего наклону 15 градусов, нужно использовать скорость, которая на 8% больше, чем скорость в среде.

Уравнение (С.67) не учитывает в явном виде ошибки и эффекты приближений методом конечных разностей. На практике оптимальные скорости миграции зависят от деталей приближений методом конечных разностей, используемых в данной реализации. Результаты тестирования скорости приведены в Разделе 4.3.2.

С.7 Анализ скорости миграции

Метод анализа скорости миграции, основанный на экстраполировании волнового поля, рассмотрен в Разделе 4.5. Ниже приведены основные шаги процесса вычисления (Yilmaz и Chambers, 1984). Мы работаем с сейсмическими данными в координатах «средняя точка - полувынос» (y,h). Мы хотим получить объем сфокусированной энергии при нулевом выносе в координатах (y,v,t) из набора данных перед суммированием в координатах (y,h,t). Затем для положения средней точки y, функция скорости миграции может быть пикирована по соответствующей плоскости (v,t).

Сначала к восходящему волновому полю, зарегистрированному на поверхности земли P(y,h, t = 0,t)применяется трехмерное преобразование Фурье:

$$P(k_{y}, k_{h}, t = 0, w) = \iiint P(y, h, t = 0, t)$$

$$\cdot \exp(ik_{y}y + ik_{h}h - iwt)dk_{y}dk_{h}dw$$
(C.68)

где *t* – полное время пробега, а

$$t = 2 \int \frac{dz}{v(z)} \tag{C.69}$$

это полное вертикальное время пробега, эквивалентное продолжению вниз глубины z в среде со скоростью v(z). Переменные (k_y, k_h, w) – это двойное преобразование Фурье (y, h, t).

Волновое поле, определенное уравнением (С.68), экстраполируется вниз на глубину *t*:

$$P(k_{y}, k_{h}, t, w) = P(k_{y}, k_{h}, t = 0, w) \exp\left(-i\frac{w}{2}tDSR\right)$$
 (C.70)

где

$$DSR = \left[1 - (Y + H)^{2}\right]^{1/2} + \left[1 - (Y - H)^{2}\right]^{1/2} - 2$$
(C.71)

а Y и H – нормированные волновые числа средней точки и выноса, заданные уравнениями (C.20a) и (C.20b). Элемент –2 приводит выражение в форму с задержкой во времени; он не был включен в предыдущее определение DSR, заданное уравнением (C.21). Уравнение (C.70) используется рекурсивно для экстраполирования волнового поля с одной глубины на другую шагами, равными Δt .

Затем мы преобразуем экстраполированное волновое поле $P(k_y, k_h, t, w)$ в пространственно-временную область. При этом нам нужно только получить информацию при нормальном падении (h = 0). Суммируя уравнение (С.70) по k_h , мы получаем волновое поле при нормальном падении, P(k, h = 0, t, w). Выполняя двумерное обратное преобразование по (k_y, w), получаем:

$$P(y, h = 0, t, t) = \iint P(k_y, h = 0, t, w)$$

$$\cdot \exp(-ik_y y + iwt) dk_y dw$$
(C.72)

Здесь P(y, h = 0, t, t) – разрез с нулевым выносом на различных глубинах, из которого мы хотим выделить информацию о скорости.

Предположим, что скорость v_e была использована для экстраполяции волнового поля вниз на глубину т. Уравнение (С.70) перепишется с v_e и т:

$$P(k_{y}, k_{h}, t, w) = P(k_{y}, k_{h}, t = 0, w) \cdot \exp\left[-i\frac{w}{2}tDSR(v_{e})\right]$$
(C.73)

Сейчас допустим, что для экстраполяции волнового поля, зарегистрированного на поверхности земли, на глубину $\tau = t$, была использована истинная скорость в среде *v*. Перепишем уравнение (С.70) с *v* и *t*:

$$P(k_{y}, k_{h}, t, w) = P(k_{y}, k_{h}, t = 0, w) \cdot \exp\left[-i\frac{w}{2}ttDSR(v)\right]$$
(C.74)

Совместим два экстраполированные волновые поля в уравнениях (С.73) и (С.74), чтобы получить взаимосвязь между v_e , τ , v и t:

$$tDSR(v_e) = tDSR(v)$$
(C.75)

Из-за сложности DSR (ур.(С.71)), уравнение (С.75) не дает явного выражения для v в единицах других трех переменных τ , *t* и v_e . Однако мы можем получить приблизительное выражение путем разложения квадратных корней в ряд Тэйлора. Разложение уравнения (С.71) до элемента первого порядка дает

$$DSR \approx -Y^2 - H^2 \tag{C.76}$$

Подставляя уравнение (С.76) в уравнение (С.75) с определениями Y и H в уравнениях (С.20а) и (С.20b) с последующим упрощением, получаем приблизительную взаимосвязь:

$$tv_e^2 = tv^2 \tag{C.77}$$

Это выражение предполагает, что продолжение вниз с использованием приблизительной формы DSR, соответствующей наклону 15 градусов (ур.(С.76)), с правильной скоростью (т.е. со скоростью в среде) на неправильную глубину, эквивалентно продолжению вниз на правильную глубину с неправильной скоростью (Doherty и Claerbout, 1974).

Вывод уравнения (С.77) предполагает, что $v_e = \text{const. Если } v_e$ изменяется с глубиной, соотношение в уравнении (С.77) сохраняется, т.к. ур.(С.70) действительно для слоистой модели разреза. Однако величина v_e в этом уравнении замещается среднеквадратичной скоростью:

$$v_{rms}^{2} = \frac{1}{t} \sum_{k} \Delta t v_{e}^{2} \left(k \Delta t \right)$$
(C.78)

Поскольку приближение (ур.(С.76)) является наилучшим для малых отношений выноса к глубине, точность процедуры распределения, основанной на уравнении (С.77), ухудшается при очень малых глубинах. С практической точки зрения методика расчета скорости миграции рассматривается в Разделе 4.5.

С.8 Трехмерная миграция

Здесь приводится математическое обоснование трехмерной миграции, рассмотренной в Разделе 6.5. Перепишем уравнение (С.7) для трехмерного случая:

$$P(k_{x}, k_{y}, z, w) = P(k_{x}, k_{y}, 0, w) \exp(-ik_{z}z)$$
(C.79)

$$k_{z} = \frac{2w}{v} (1 - X^{2} - Y^{2})^{1/2}, \qquad (C.80)$$

$$X = vk_x / 2w \tag{C.81a}$$

И

$$Y = vk_y / 2w \tag{C.81b}$$

х и *у* – оси, параллельные соответственно продольным и поперечным профилям. Обратите внимание на связь нормированных волновых чисел в уравнении (С.80).

Сначала рассмотрим случай постоянной скорости и перепишем ур.(С.80) как для двумерного случая (ур.(С.61)), чтобы получить следующее:

$$W_{t} = \left(W^{2} - \frac{v^{2}k_{x}^{2}}{4} - \frac{v^{2}k_{y}^{2}}{4}\right)^{1/2}$$
(C.82)

где $\omega_{\tau} = v k_z/2$ – выходная частота, изменяющаяся во времени.

Предположим, что мы выполняем двумерную миграцию по всем продольным профилям, распределяя входную частоту ω в выходную частоту ω_1 с применением соотношения

$$W_{1} = \left(W^{2} - \frac{v^{2}k_{x}^{2}}{4}\right)^{1/2}$$
(C.83)

Отсортируем мигрированные продольные профили в направлении поперечных профилей. Затем предположим, что снова выполняем двумерную миграцию по всем поперечным профилям. Этот второй шаг миграции достигается путем распределения частоты ω_1 в уравнении (С.83) в выходную частоту ω_2 с помощью соотношения

$$W_2 = \left(W_1^2 - \frac{v^2 k_y^2}{4}\right)^{1/2}$$
(C.84)

Подставив уравнение (С.84) в уравнение (С.83), получаем:

$$W_{z} = \left(W^{2} - \frac{v^{2}k_{x}^{2}}{4} - \frac{v^{2}k_{y}^{2}}{4}\right)^{1/2}$$
(C.85)

– то же самое, что уравнение (С.82). Таким образом, трехмерная миграция может быть выполнена в два шага: двумерная миграция в направлении продольных профилей, а затем – двумерная миграция в направлении поперечных профилей. Приведенный выше вывод оператора трехмерной миграции для наклона 90 градусов основан на предположении постоянной скорости.

С математической точки зрения, двухшаговый подход основан на идее полного разделения (Claerbout, 1985) операторов миграции в направлении продольных и попе-

речных профилей. Разделение является полностью действительным для среды с постоянной скоростью. При изменении скоростей в пространстве, необходимо выполнить разобщение (splitting) (Claerbout, 1985) операторов продольных и поперечных профилей (рис.6-25). Математическую обработку разделения и разобщения операторов интерполяции можно найти в статье Brown (1983).

Чтобы реализовать разделение или разобщение, необходимо разъединить волновые числа продольных и поперечных профилей в трехмерном дисперсионном соотношении (ур.(С.80)). Выполнив разложение квадратного корня в ряд Тэйлора, и сохранив первые три элемента, получаем:

$$k_z \approx \frac{2w}{v} \left(1 - \frac{X^2}{2} - \frac{Y^2}{2} \right)$$
 (C.86)

Когда составляющая падения по поперечному профилю равна 0 (Y = 0), уравнение (C.86) сводится к его двумерной форме (ур.(C.30)). Элементы уравнения (C.86), соответствующие продольным и поперечным профилям, являются разделенными, когда скорость медленно изменяется в направлении z или не зависит от направлений x и y (Brown, 1983). Импульсный отклик двумерного оператора миграции, соответствующего наклону 15 градусов (ур.(C.30)), представляет собой эллипс (рис.4-90). Импульсный отклик трехмерного оператора миграции, соответствующего наклону 15 градусов (ур.(C.86)), представляет собой эллипсоид (рис.6-26). Трехмерный импульсный отклик при наклоне 15 градусов отклоняется от идеального импульсного отклика (полусферы) при углах наклона, превышающих приблизительно 30°.

Когда требуется более высокая точность, возникают новые проблемы; элементы X и Y в уравнении (С.80) более не являются разъединенными. Например, приближение уравнения (С.80), соответствующее углу наклона 45° (Приложение С.3), вводит перекрестные элементы. Другое приближение представляет один квадратный корень в уравнении (С.80) двумя квадратными корнями (Ristow, 1980):

$$k_{z} \approx \frac{2w}{v} [(1 - X^{2})^{1/2} + (1 - Y^{2})^{1/2} - 1]$$
(C.87)

Обратите внимание, что уравнение (С.87) имеет такую же форму, как уравнение (С.15). Путем разложения в ряд Тэйлора двух квадратных корней, уравнение (С.87) сводится к уравнению (С.86). Предполагая, что составляющая падения по поперечным профилям имеет небольшую величину, можно достичь большей точности в направлении продольных профилей. Для этого нужно выполнить приближение, соответствующее наклону 45°:

$$k_{z} \approx \frac{2w}{v} \left(1 - \frac{X^{2}}{2 - \frac{X^{2}}{2}} - \frac{Y^{2}}{2} \right)$$
(C.88)

Когда повышенная точность требуется в обоих направлениях, мы можем применить к уравнению (С.87) следующее разложение в направлении продольных и поперечных профилей:

$$k_{z} \approx \frac{2w}{v} \left(1 - \frac{X^{2}}{2 - \frac{X^{2}}{2}} - \frac{Y^{2}}{2 - \frac{Y^{2}}{2}} \right)$$
(C.89)

Импульсный отклик трехмерного оператора миграции, соответствующего наклону 45° (ур.(С.89)), показан на рис.6-27. Обратите внимание, что времена пробега являются точными в направлениях продольных и поперечных профилей, и что наибольшая ошибка (недомиграция) имеет место по двум диагональным направлениям. Горизонтальные разрезы (временные срезы) импульсных откликов для уравнений (С.86) и (С.87) имеют соответственно круглую и ромбовидную форму.

Чтобы реализовать разделение или разобщение, необходимо разъединить элементы продольных и поперечных профилей трехмерного оператора миграции. Этого можно достичь путем рациональных приближений (ур.(С.86) или (С.89)) к квадратному корню в уравнении (С.80). Разделение работает для случаев наклона 90° при постоянной скорости (миграция Stolt), или наклона 15° при медленно изменяющейся скорости v(z). При наличии значительных вертикальных градиентов скорости или сильных изменений скорости в латеральном направлении, необходимо применять разобщение. Практические аспекты трехмерной миграции изложены в Разделе 6.5.

ЛИТЕРАТУРА

Приложение D

Экстраполяция волнового поля в области угловых сумм

В Разделе 7.1 рассмотрено преобразование волнового поля из координат «средняя точка – вынос» в координаты «средняя точка – параметр луча». Это преобразование выполняется путем применения соответствующего линейного приращения и суммирования по оси выносов для каждой величины параметра луча (угловое суммирование). По результатам, приведенным в Приложении С.1, оператор DSR можно специализировать для выполнения миграции перед суммированием в координатах «средняя точка– параметр луча» (Ottolini, 1983). Чтобы вывести уравнение экстраполяции в области угловых сумм, начнем с взаимосвязи переменных в области преобразования:

$$k_h/\omega = 2p \tag{D.1}$$

где k_h – волновое число выноса; ω - частота, изменяющаяся во времени; p – параметр луча. Нормированное волновое число выноса Н определяется как

$$H = vk_h/2\omega \tag{D.2}$$

Объединяя два результата, получаем:

$$H = pv \tag{D.3}$$

Подставляя оператор DSR (ур.(С.21) в Приложении С.1), получаем:

$$DSR(Y, H = pv) = [1 - (Y + pv)^{2}]^{1/2} + [1 - (Y - pv)^{2}]^{1/2}$$
(D.4)

Ottolini (1983) использовал этот оператор для миграции перед суммированием в координатах «средняя точка–параметр луча». Процедура представлена на рис.D-1. Здесь не рассматриваются детали этого подхода к миграции перед суммированием; вместо этого ур.(D.4) адаптировано к случаю нулевого наклона. Задав *Y* = 0, получаем:

$$DSR(Y = 0, H = pv) = 2(1 - p^{2}v^{2})^{1/2}$$
(D.5)

Clayton и McMechan (1982) использовали этот оператор для продолжения вниз энергии преломленных волн на выборках ОСТ или ОПВ. Эта процедура показана на рис.D-2.

Конечный шаг дает профиль горизонтальной фазовой скорости (1/*p*) в функции глубины. Необходимо помнить два момента. **Первое**: процедура основана на предположении слоистого разреза. **Второе**: для экстраполирования волнового поля по глубине необходимо знать скорость в среде. Процесс должен повторяться до тех пор, пока профиль фазовой скорости не сойдется с функцией скорости, используемой в экстраполяции. При хорошем отношении сигнал/помеха, для достижения сходимости достаточно трех итераций.



Рис.D-1. Блок-схема миграции перед суммированием в координатах «средняя точка-параметр луча».



Рис. D-2: Блок схема обращения преломленных волн

ЛИТЕРАТУРА

Приложение Е

Мгновенные признаки

В Разделе 8.6 приведены примеры данных для мгновенных признаков. Здесь представлены математические подробности расчета мгновенных признаков. Аналитический сигнал выражается зависящей от времени комплексной переменной *u*(*t*):

$$u(t) = x(t) = iy(t) \tag{E.1}$$

где x(t) – сам сигнал; y(t) – его квадратура (смещенная на 90 градусов версия зарегистрированного сигнала), которая получается путем выполнения преобразования Гильберта x(t) (Bracewell, 1965):

$$y(t) = \frac{1}{pt} * x(t) \tag{E.2}$$

Подставив уравнение (Е.2) в уравнение (Е.1), получаем:

$$u(t) = x(t) + i\frac{1}{pt} * x(t)$$
 (E.3)

или

$$u(t) = \left\lfloor d(t) + \frac{i}{pt} \right\rfloor * x(t)$$
(E.4)

Таким образом, чтобы получить аналитический сигнал u(t) по сейсмической трассе x(t), к ней нужно применить следующий оператор:

$$d(t) + \frac{i}{pt}$$
(E.5)

Будучи анализированным в области преобразования Фурье, этот оператор равен 0 для отрицательных частот. Следовательно, комплексная трасса u(t) не содержит отрицательных частотных составляющих.

Рассчитанная величина u(t) может быть выражена в полярной форме:

$$u(t) = R(t) \exp[if(t)]$$
(E.6)

где

$$R(t) = [x^{2}(t) + y^{2}(t)]^{1/2}$$
(E.7)

И

$$f(t) = \arctan[y(t) / x(t)]$$
(E.8)

Здесь R(t) представляет мгновенную амплитуду, а f(t) – мгновенную фазу. Последняя может быть рассчитана с помощью следующего альтернативного подхода. Взяв логарифм обеих частей уравнение (Е.6), мы получаем:

$$\ln u(t) = \ln R(t) + if(t) \tag{E.9}$$

Следовательно,

$$f(t) = \operatorname{Im}[\ln u(t)] \tag{E.10}$$

где Im – мнимое число.

Мгновенная частота *w*(*t*) представляет собой скорость изменения во времени функцию мгновенной фазы:

$$w(t) = \frac{df(t)}{dt}$$
(E.11)

Возьмем производную уравнения (Е.10) по времени:

$$\frac{df(t)}{dt} = \operatorname{Im}\left[\frac{1}{u(t)}\frac{du(t)}{dt}\right]$$
(E.12)

Для практической реализации, уравнение (Е.12) записывается как разностное уравнение:

$$\boldsymbol{w}_{t} = \operatorname{Im}\left[\frac{1}{\left(\boldsymbol{u}_{t} + \boldsymbol{u}_{t-\Delta t}\right)/2} \frac{\boldsymbol{u}_{t} - \boldsymbol{u}_{t-\Delta t}}{\Delta t}\right]$$
(E.13)

Упрощая (Е.13), получаем:

$$W_{t} = \frac{2}{\Delta t} \operatorname{Im} \left[\frac{u_{t} - u_{t-\Delta t}}{u_{t} + u_{t-\Delta t}} \right]$$
(E.14)

ЛИТЕРАТУРА

Bracewell, R., 1965, The Fourier transform and its applications: McGraw-Hill Book Co.

Приложение F

Подбор плоской поверхности

Рассмотрим подбор плоской поверхности в смысле наименьших квадратов:

$$\widetilde{g}(x, y) = a_0 + a_1 x + a_2 y \tag{F.1}$$

Ошибка, рассчитанная методом наименьших квадратов, равна:

$$L = \sum_{i=1}^{M} (g_{i} - \tilde{g}_{i})^{2}$$
 (F.2)

где M – количество наблюдений; g – наблюденная величина в точке грида (x,y). Мы хотим найти множество (a_0, a_1, a_2) , для которого величина L является минимальной, т.е.

$$\frac{\partial L}{\partial a_0} = \frac{\partial L}{\partial a_1} = \frac{\partial L}{\partial a_2} = 0$$
(F.3)

Подставляя (F.1) в (F.2), получаем:

$$L = \sum_{i=1}^{M} (g_i - a_0 - a_1 x_i - a_2 y_i)^2$$
(F.4)

Затем, выполнив дифференцирование (ур.(F.3)), получаем следующее множество совместных уравнений:

$$\sum a_0 + \sum a_1 x + \sum a_2 y = \sum g$$

$$\sum a_0 x + \sum a_1 x^2 + \sum a_2 xy = \sum xg$$

$$\sum a_0 y + \sum a_1 xy + \sum a_2 y^2 = \sum yg$$

Преобразуем его в матричную форму:

$$\begin{bmatrix} M & \sum x & \sum y \\ \sum x & \sum x^2 & \sum xy \\ \sum y & \sum xy & \sum y^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum g \\ \sum xg \\ \sum yg \end{bmatrix}$$
(F.5)

Уравнение (F.5) решается относительно коэффициентов (*a*₀, *a*₁, *a*₂). Этот алгоритм используется для локального подбора *M* наблюдений (обычно *M* = 8) вокруг точки грида, в которой должна быть оценена функция карты.

206