

Построение глубинного разреза: практический подход к учету анизотропии при анализе скоростей миграции до суммирования

Tariq Alkhalifah (*King Abdul Aziz City for Science and Technology, Riyadh, Saudi Arabia*)

В данной статье описана новая модель миграции до суммирования для изображения земных недр, верхние слои которых анизотропны и представляют собой гладкие поверхности, а нижние горизонты изотропны и имеют сложное строение. Данная модель обходит теоретические ограничения, связанные с оценкой параметра анизотропии по данным продольных волн в горизонтально-неоднородной среде. Она также хорошо согласуется с нашими представлениями о строении земных недр в различных обстановках, таких как шельфовая часть западной и южной Африки. Это, несомненно, является большим прогрессом по сравнению с полным пренебрежением анизотропией среды. Таким образом, нами был предложен подход к построению изображения среды, основанный на исследовании анизотропных свойств верхних гладких слоев и последующем использовании полученной информации при анализе скоростей миграции до суммирования. В частности, мы делаем анализ скоростей миграции до суммирования с учетом анизотропии верхних гладких слоев. Однако при каждой итерации анализа скоростей TAU миграции до суммирования уточняются только интервальные скорости рассматриваемой среды. Использование упрощенной модели при анализе скоростей TAU миграции до суммирования позволило нам получить более детальное изображение шельфовой части Тринидада (Trinidad).

Введение

Так как сбор данных сейсморазведки в большинстве случаев происходит на земной поверхности, то задача построения изображения глубинных частей разреза зачастую является более сложной, чем построение изображения верхней части разреза. Множество физических и геометрических ограничений препятствуют изображению глубинных особенностей на сейсмическом разрезе с желаемым разрешением. Физические ограничения включают в себя явления спада амплитуды: затухание и геометрическое расхождение. Для распространения сейсмической энергии в более глубокие части земных недр требуется некоторое время (в сейсмическом масштабе), в течение которого, часть энергии расходуется на внутреннее трение в породе (затухание), а также происходит расхождение фронта волны.

Затухание понижает разрешение сейсмических данных, путем уменьшения содержания высоких частот с глубиной. Так как источник сейсмической энергии находится на поверхности, то, как неглубокие неоднородности земных недр, так и глубокие влияют на изображение глубинных особенностей разреза. Дикс (1955) ярко продемонстрировал это явление на примере его формулы для среднеквадратичной скорости (RMS) в вертикально-неоднородной среде. Он показал, что влияние свойств среды на разрешение волновой картины на

определенной глубине зависит от характера изменения свойств среды от поверхности до рассматриваемой глубины. В частности, эффективная скорость на определенной глубине есть среднее (среднеквадратичное значение) скоростей вышелегающих слоев. В более сложной среде формула Дикса перестает работать; однако принцип суммарного влияния сохраняется.

Глинистые слои часто приурочены к верхним и средним частям глубинного разреза. Поэтому, сейсмическая энергия перед тем как попасть в глубокие части земной коры должна пройти через глинистые слои, в которых она подвергается изменению. Согласно Banik (1984) и другим авторам, влияние глинистых слоев включает в себя анизотропное поведение сейсмической энергии. Учет глинистых слоев в верхней части разреза может существенно повысить разрешающую способность сейсмического разреза по глубине. Этот факт был продемонстрирован Ball (1995), Alkhalifah (1997), Sarkar и Tsvankin (2003) и многими другими на данных, полученных в западной Африке, Северном море, Мексиканском заливе и других местах. На первый взгляд можно предположить, что сейсмический луч в верхней части разреза при выходе на поверхность имеет направление близкое к вертикальному (см. Рис. 1) и поэтому не испытывает влияния анизотропии. В большинстве случаев, это утверждение является истинным; однако, при получении глубинного распределения скорости необходимо учитывать информацию о распределении скоростей в ВЧР по эффективным данным. Скорости в ВЧР сильно зависят от глин и поэтому, анизотропны.

На площадях, где эффективных данных достаточно для построения разреза, извлечение данных об анизотропии не производят. Однако, в случае сложно простроенной среды, где

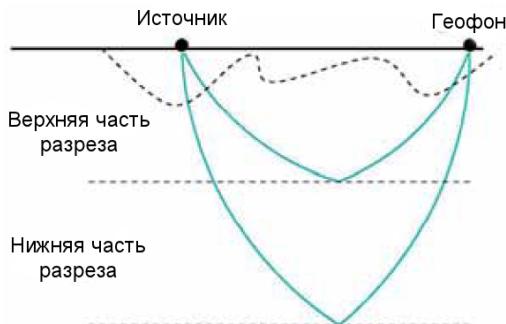


Рис. 7 Схематический рисунок, на котором показано что лучи, проникающие в нижнюю часть разреза, выходят на поверхность почти вертикально, в то время как лучи, распространяющиеся в верхней части разреза, выходят на поверхность не вертикально.

необходимо получение разреза до суммирования, процесс

последовательного снятия влияния вышележащих слоёв также становится необходимостью. Эти сложно построенные области являются предметом данной статьи.

Термин сложно построенная по отношению к среде является относительным понятием, которое включает степень анизотропии, неоднородности среды и их комбинации. Сложность, кроме прочих вещей, зависит также и от интересующей нас глубины. Так как изображение некоторой области среды часто зависит от свойств и геометрии вышележащих отложений, определение сложности зависит от строения среды над рассматриваемой областью. Также сложность построения изображения увеличивается с глубиной, особенно в областях шельфа, таких как в западной и южной Африке.

В данной статье рассматриваются данные, полученные в среде, верхняя часть которой, в общем, имеет гладкое строение (и возможно анизотропна) а нижняя часть имеет сравнительно сложное строение. К счастью, существует множество областей, которые подходят к этой модели. Сперва мы обсудим идею и создадим подход к её реализации. После чего мы опишем процесс получения оценок параметра анизотропии в средах с гладким строением для выявления анизотропии слоев в верхней части разреза. При этом будут показано влияние различных параметров анизотропии на результат построения изображения. Также проводилась инверсия анизотропных параметров по реальным данным с шельфа Тринидада. В конце будет дано описание анизотропной TAU миграции до суммирования и последовательности уточнения скоростей в предположении изотропии нижней части разреза. Применение предложенного метода иллюстрируется примерами реальных 2D данных, полученных на шельфе Тринидада.

Идея

Для практической работы с анизотропией нам необходимо полагаться на анизотропную модель среды. Сложно построенная среда требует проведения глубинной миграции до суммирования, и при наличии анизотропии, требует высокого качества каротажных данных, которые обычно отсутствуют. Поэтому мы предлагаем модель, которая наиболее представительна на большом количестве областей работ, а также позволяет работать с анизотропией без использования каротажных данных. Ключевым допущением в этой модели является изотропия нижней части разреза.

Изотропная нижняя часть разреза

В такой же мере как осадочные породы (включая глины) слагают верхнюю часть разреза, карбонаты и солевые структуры могут слагать нижнюю часть разреза. В частности, так происходит в шельфовой области западной и южной Африки. Лабораторные измерения по керну подтверждают наличие изотропии в карбонатах; этот факт может быть использован для упрощения анализа скоростей миграции по глубине.

Выполнение анализа скоростей анизотропной миграции до суммирования является довольно трудной или едва выполнимой задачей. С трудом мы провели анализ скоростей миграции до суммирования для изотропной среды, при этом нас интересовал только один параметр (скорость продольных волн). Только представьте себе задачу отыскания двух или трех параметров, которые могут изменяться горизонтально, вертикально или в обоих направлениях одновременно в анизотропной среде. Для оценки параметра анизотропии η

(будет описан немного позже) в относительно плавно изменяющейся среде мы используем годографы для наклонных границ или негиперболические годографы для горизонтальных границ. Использование наклонных границ или отражений на дальних выносах для оценки η при построении изображения по данным до суммирования также возможно, однако этот способ работает в предположениях, которые ставятся при традиционных подходах. Одним из этих предположений является отсутствие (или минимальное присутствие) горизонтальной неоднородности среды.

Остаточное приращение времени прихода волны является ключевым параметром в анализе скоростей миграции до суммирования. Этот единственный параметр представляет собой степень смещения отражений друг относительно друга на общей сейсмограмме (CIG) как функцию выноса с гиперболической аппроксимацией. Этот параметр часто используется для выявления отклонений скорости и последующей коррекции скоростной модели, так что после очередной миграции до суммирования остаточные приращения уменьшаются. Очевидно, что этот единственный параметр не может быть связан с несколькими параметрами, которые необходимы для нахождения эквивалентных отклонений параметров анизотропии, если остаточное приращение времени не зависит от угла наклона границы вдоль линии анизотропной инверсии сделанной на основе кинематических поправок за угол наклона отражающей границы (DMO). Однако в настоящее время невозможно физически связать остаточное приращение времени с изменениями параметра анизотропии. Также, анализ дальних выносов, со всеми негиперболическими годографами, вызванными горизонтальной неоднородностью среды, является довольно неоднозначным процессом. Говоря проще, полный анализ скоростей до суммирования при наличии анизотропии является на текущее время невыполнимой процедурой, если не привлекать качественные каротажные данные. Поэтому нам необходимо полагаться на более простую модель для оценки свойств земных недр при наличии анизотропной среды.

Такая упрощенная модель состоит из пологих анизотропных слоев в верхней части разреза, залегающих на изотропных слоях нижней части разреза; верхняя часть разреза заканчивается там, где перестает работать традиционный анализ скоростей для анизотропных пологих слоев. В этом случае нам приходится пренебречь анизотропией среды на данной глубине и полагать все нижележащие части разреза изотропными. Различие этой модели по сравнению с традиционной состоит в том, что, при использовании этой новой модели, мы достаточно полно учтываем анизотропию верхних слоев, вместо того, чтобы рассматривать все слои модели изотропными. Два аргумента служат поддержкой широкой области применения такой упрощенной модели - глины обычно приурочены к верхней части разреза, а сложность строения среды часто возрастает с глубиной.

Подход

Основная идея, которая стоит за этим подходом заключается в инверсии изотропных скоростей в случае анизотропной среды. Подход представляет собой комбинацию анализа скоростей при наличии анизотропии среды, проводимого для среды с гладким строением, и анализа скоростей до суммирования в изотропной среде, проводимого для глубинных и сложно построенных структур, с учетом анизотропии слоев в верхней части

разреза. Итак, эта идея основана на пренебрежении анизотропией глубинных частей разреза в пользу повышения устойчивости процесса инверсии.

Данный подход может быть обобщен и представлен в виде следующих шагов:

- Делать ли анализ кинематических поправок по негиперболическим годографам для полого построенной среды для скоростей и параметра анизотропии η ? Такой скоростной анализ предполагает отсутствие горизонтальной изменчивости скорости; однако, он может работать, как и другие методы построения изображений, с плавным изменением скорости по горизонтали. Его результат представляет собой интервальную скорость, как функцию от координат. Эта интервальная скорость может быть использована в качестве начальной скорости при анализе скоростей миграции до суммирования.
- Сделать миграцию до суммирования в случае анизотропной среды используя начальную интервальную скорость и данные о η и вычислить остаточные значения в виде разности между начальной скоростью и истинной. Предполагается, что эти остаточные значения связаны с ошибками определения скорости миграции, а не с ошибками определения параметра анизотропии.
- Использовать остаточные значения для коррекции интервальной скорости по корректной линеаризованной формуле отклонений, которая учитывает анизотропию верхней части. Остаточные значения дадут нам отклонения, необходимые для уточнения скоростной модели и таким образом, мы можем подойти к верной модели интервальных скоростей.
- Сделать миграцию до суммирования в случае анизотропной среды используя новую скоростную модель и снова вычислить остаточные значения. Если они малы, можно завершить цикл скоростного анализа и назначить получившуюся скоростную модель оцененной скоростью. В любом другом случае необходимо повторять последние два шага до удовлетворения определенному критерию сходимости.

Критерий сходимости может быть основан на некой задаче или математическом условии. Обычно с циклом инверсии, основанной на миграции до суммирования, используется критерий задачи. При использовании подхода Кирхгофа, скорость миграции может быть воссоздана только по анализу нижней части разреза в пользу увеличения эффективности работы.

Первый шаг: анизотропная инверсия пологой верхней части разреза

В различных статьях проиллюстрированная важность учета анизотропии при обработке данных. В некоторых статьях показаны ограничения изотропной модели обработки при наличии анизотропии среды, а также показан результат практического применения графа обработки в предположении наличия анизотропии среды. Однако подходы обработки с учетом анизотропии обычно требуют на входе параметры, полученные не по данным продольных волн, а по данным ВСП и каротажа скважин. Последовательность обработки с учетом анизотропии, представленная в данной статье, требует на входе только параметры анизотропии, полученные по данным

продольных волн. В результате, её можно использовать на большем числе площадей и даже на тех, на которых вообще отсутствуют скважины.

В большинстве случаев, среди пород земной коры ярко выраженными анизотропными свойствами обладают глины. В итоге, влияние анизотропии на данные сейсморазведки может быть связано с присутствием в разрезе глин, и, следовательно, данные сейсморазведки могут быть использованы для нахождения глин в разрезе. В большинстве областей земной коры, особенно в верхней части разреза и на шельфе, недостаточное распространение глин служит признаком наличия песка. Поэтому анизотропная инверсия может быть использована для осторожной оценки местоположения песков, особенно мощных интервалов песка (песчаника).

Анизотропия

Анизотропия соответствует среде, в которой скорость изменяется в зависимости от направления распространения волны. Такое изменение скорости контролируется в общем случае 21 параметром, которые могут изменяться как по вертикали, так и по горизонтали. Однако, в большинстве практических случаев, благодаря природе осадконакопления и силе тяготения, одно направление имеет характеристики, отличные от двух других ортогональных направлений, что приводит к модели трансверсально-изотропной (TI) среды с вертикальной осью симметрии. Плоскость, перпендикулярная оси симметрии, изотропна и наибольшая изменчивость скорости происходит в плоскости, которая содержит в себе ось симметрии. В этом случае необходимо ввести четыре параметра для того, чтобы знать характер изменчивости скорости, а в случае продольных при решении практических задач волн нужны только три из них.

Три параметра среды необходимы для того, чтобы охарактеризовать продольные волны в модели трансверсально-изотропной среды: вертикальная скорость продольных волн, скорость продольных волн по нормальной кинематической поправке (NMO) и параметр анизотропии η . Подробное описание этих параметров было дано Thomsen (1986), Alkhalifah и Tsvankin (1995). Из этих трех параметров величина η определяет влияние анизотропии на сейсмический разрез, в то время как разница между вертикальной скоростью и скоростью NMO определяет неувязку сейсмического разреза с каротажными данными по глубине. В частности, скорость NMO берется из скорости суммирования на малых выносах, а вертикальная скорость берется из каротажных данных. Если время построения изображения критично, то вертикальная скорость обычно не нужна.

Поэтому, если скорость, полученная в результате анализа скоростей суммирования, не дает хорошего изображения (разреза), то изменение параметра η может сделать свое дело. Зачастую обработчики обнаруживают, что им необходимо три типа скорости для правильного построения изображения глубинного разреза - скорость суммирования, скорость для построения изображения и глубинная скорость (обычно по данным ГИС). Анизотропия представляет собой физическое объяснение этому явлению, которое также с тремя параметрами анизотропии. В этом случае параметр η соответствует скорости для построения изображения.

Здесь мы использовали модель трансверсально-изотропной среды с вертикальной осью симметрии (VTI) для иллюстрации явления анизотропии. На практике эта модель

позволяет делать оценку параметров глубинной миграции, так как в случае VTI нам надо оценить только 3 параметра. В действительности, для VTI среды мы можем воспользоваться негиперболической инверсией, описанной Alkhalifah (1997) для получения двух параметров. Этих двух параметров в нашем случае достаточно, при допущении о пологости слоев в верхней части разреза.

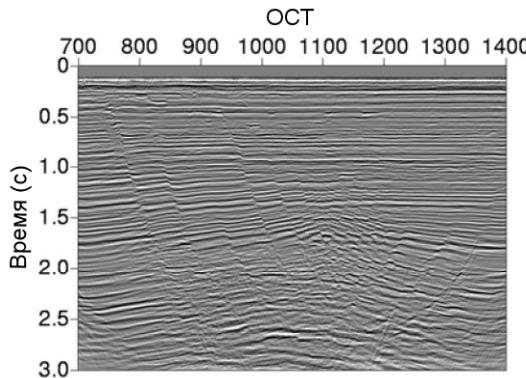


Рис. 8 Сейсмический разрез профиля на шельфовой части Тринидад полученный в результате миграции с учетом анизотропии.

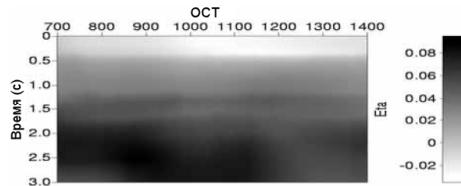


Рис. 9 Интервал h проходит вдоль линии больших значений (>0.09) и делится на два слоя.

Результаты на шельфе Тринидад

Мы сделали анизотропную инверсию в предположении о пологости слоев в верхней части разреза по данным профиля шельфовой части побережья Тринидад, предоставленного ВР. На Рис. 2 представлено изображение данного профиля после временной миграции для анизотропной среды с использованием параметров, оцененных по результатам анизотропной инверсии. Пространство под водным слоем состоит из слоев глин и песков с отчетливо выраженным разломами. Это тот же профиль, который представлен в работах Alkhalifah и Rampton (2001). Максимальные выносы при регистрации данных достигали 7 км, поэтому была возможность проведения негиперболической анизотропной инверсии.

По результатам инверсии на основе негиперболических годографов на протяжении всего профиля на Рис. 2 мы выделили интервал h , который показан на Рис. 3. На протяжении всего профиля были выделены два слоя, демонстрирующих относительно высокую степень анизотропии: верхний слой во временном интервале 1.1 и 1.5 с и залегающий ниже слой в интервале от 2 с и ниже. Если рассматривать более глубокие области, то здесь анализ анизотропии становится неустойчивым вследствие уменьшения отношения вынос/глубина. Однако информация дальних выносов в данном случае позволила выявлять анизотропию до трех сек. При инверсии параметра η мы использовали алгоритмы регуляризации для стабилизации итоговых значений и для исключения пустых интервалов в

процессе инверсии. В результате интервальные значения характеризовались низким разрешением, что соответствует нормальному изображению. Достоверное разрешение при оценке параметров и литологической интерпретации зависит от качества исходных данных, и поэтому чем качественнее данные на входе процесса, тем более достоверный и разрешенный получается результат. Далее мы ослабили условия регуляризации для того чтобы увидеть более резкую смену интервальных значений η и сравнить полученные результаты с кривыми ГК, аналогичными тем, что использовались в работах Alkhalifah и Rampton (2001).

Оценки при большем разрешении

Вопрос о том, как далеко мы можем пойти при оценке литологии по анизотропной инверсии по отношению к разрешению картины, требует отдельного рассмотрения? Он может быть разрешен только по данным независимых исследований с привлечением данных каротажа.

Конечно, предел разрешения наших оценок будет зависеть в первую очередь от качества и разрешения исходных данных. Чем выше качество данных и меньше горизонтальная неоднородность среды, тем выше достоверность оценок анизотропии, которые сильно зависят от дальних выносов. В данном случае, мы позволили сделать высоко разрешенные оценки анизотропии на данных Тринидада, так как мы уверены в том, что факторы, которые помогают стабилизировать полученный результат, присутствуют в исходных данных.

При ослаблении ограничений регуляризации на инверсию интервального значения η мы получили более разрешенные значения интервального значения η , которые показаны на

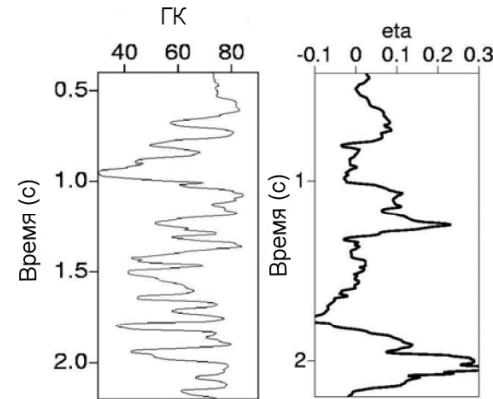


Рис. 10 Кривая ГК (слева) по скважине расположенной в OCT 1100 после осреднения в скользящем окне 50 фут и интервальные значения η (справа) для той же OCT после ослабления условий регуляризации при негиперболической инверсии.

Рис. 4 (справа) для OCT 1100. В этой точке нам была доступна кривая ГК, показанная на Рис. 4 (слева) после осреднения в окне 50 фут. Так как оценки по данным наземной сейсморазведки реагируют на анизотропию, а высокие значения ГК служат индикаторами глин мы можем сравнить эти две кривые. При сравнении видно общее согласие двух кривых, что доказывает высокую разрешенность оценок анизотропии по данным сейсморазведки. Конечно, как было упомянуто выше, высокое качество данных, высокое отношение вынос/глубина и небольшая горизонтальная неоднородность, особенно в верхней части разреза являются ключевыми условиями для справедливости таких суждений.

Так как нам удалось оценить интервальные скорости и анизотропию, мы используем полученные оценки в качестве начальных значений при анализе скоростей TAU миграции до суммирования как описано ниже.

TAU миграция до суммирования сложно построенной нижней части разреза

В 80х годах прошлого века были разработаны два основных подхода к анализу скоростей миграции. Первый, называемый методом фокусировки глубины, был впервые предложен Yilmaz и Chambers (1984) и в последствии был модифицирован для решения более сложных задач. Второй подход к анализу скоростей миграции, анализ остаточной кривизны, был разработан Al-Yahya (1989). В эти годы появилось, и начало применяться множество методов, некоторые из которых были основаны на алгоритмах томографии и инверсии. Все эти методы имели те или иные недостатки и ограничения.

В нашем случае TAU подход к построению изображений является наиболее приемлемым, так как он основан на преобразованиях во временной области, что позволяет напрямую получать изображения на каждом шаге оценки анизотропии. Мы не будем вдаваться в математические подробности данного подхода к скоростному анализу, который используется в этой статье, так как он подробно описан в работе Alkhalifah (2003). Однако стоит напомнить основные особенности этого подхода.

Почему скоростной анализ во времени?

Главная разница между скоростными анализами на основе глубины и на основе времени состоит в преобразовании средней медленности в новые интервальные значения скорости. Для иллюстрации этой особенности в простом случае представим, что у нас есть скоростная аномалия в центральной части однородной среды с двумя отражающими границами - одна из которых сразу над аномалией, а другая расположена сразу под аномалией. Если мы возьмем в качестве начальной скорости для глубинной миграции до суммирования большую скорость (большую, чем скорость в однородной среде), то остаточное приращение времени и процесс последовательного снятия влияния вышележащих слоев выявят эту аномалию на некотором вертикальном времени. Это вертикальное время (τ) представляет собой зарегистрированное время отражения луча от сейсмической границы и оно точное. Значение глубины, соответствующее этому времени, будет определено на конечной стадии процесса, после точной оценки скорости.

На первый взгляд, не очень легко сразу увидеть выгоды использования области τ при анализе скоростей миграции до суммирования, особенно в случае, когда все его стадии основаны на широко известных методиках, которые обычно не работают хорошо в области глубины. Подход, описанный в данной статье, основан на полном анализе скоростей миграции по методу Кирхгофа до суммирования, который полностью проводится в области τ . В отличие от традиционных методов временной миграции до суммирования, здесь мы конкретно учитываем горизонтальную неоднородность среды (в пределах лучевой теории сейсморазведки). В действительности, как и в случае глубинной миграции, изображение в области τ получается после традиционной временной миграции с трассированием лучей. Интервальные скорости находятся в области τ и содержаться там при τ миграции до суммирования.

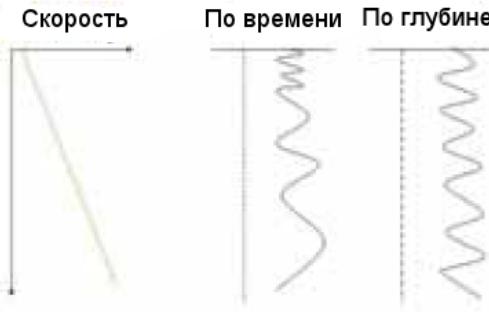


Рис. 11 Схематический рисунок на котором изображении сейсмическая трасса по глубине (в центре) и по времени (справа) для профиля интервальных скоростей (слева). Пунктирная линия рядом с трассами связывает две области и демонстрирует исключение аляйсинга. Другими словами, во временной области можно работать с меньшим числом дискретов благодаря постоянству центральной частоты на записи.

Иногда, в анализе скоростей глубинной миграции до суммирования мы используем временную область для оценки скорости. Однако, в последующем мы преобразуем эти скорости в глубины для проведения глубинной миграции. Такая практика приводит проблеме неопределенности скорость-глубина, которую мы намереваемся избежать.

Особенности миграции

Анализ скоростей миграции до суммирования в области (x-t) обладает некоторыми примечательными свойствами. Вероятно, наибольшая польза от этих свойств возникает собственно при анализе скоростей. Однако, некоторые из них также возникают в процессе миграции. Среди них можно выделить независимость скорости от вертикальной дискретизации, что исключает недостаточную дискретизацию низкоскоростной верхней части изображения и избыточную дискретизацию высокоскоростной нижней части изображения, что представляет собой часто встречающуюся проблему глубинной миграции (см. Рис. 5). Следовательно, для миграции нужно намного меньше дискретов по вертикальной оси, что обеспечивает более быстрый процесс миграции. Время, необходимое для проведения миграции по методу Кирхгофа, может быть уменьшено на 40% при типичной изменчивости скорости, в случае работы в области τ . Например, модель с увеличением скорости с глубиной по линейному закону с градиентом 0.5 с^{-1} , скоростью на поверхности 1500 м/с, центральной частотой колебаний 30 Гц и максимальной глубиной 4000 м требует 320 дискретов по глубине для корректного создания изображения (без аляйсинга) и 192 дискрета по времени. Предполагая отсутствие затухания, можно заключить, что разница достаточно очевидна. В действительности, более высокие градиенты скорости приведут даже к большей разнице в дискретизации. Разница в дискретизации относится непосредственно к стоимости миграции по методу Кирхгофа. После оценки значений η для профиля Тринидад, мы использовали их в анализе скоростей миграции до суммирования для уточнения скоростной модели. Если сказать более точно, мы использовали значения скорости и параметров анизотропии, полученные в предположении пологости среды, описанного ранее, в качестве начальных параметров.

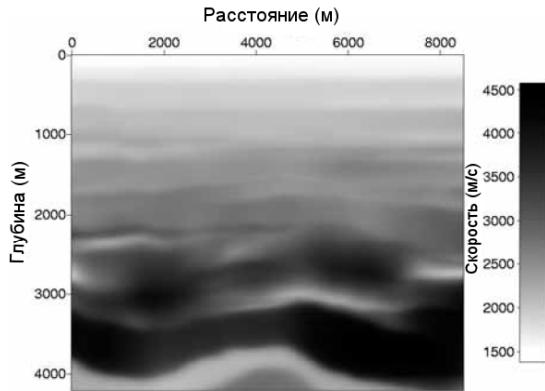


Рис. 12 Скоростная модель построенная по данным Тринидад после четырех итераций анализ скоростей миграции.

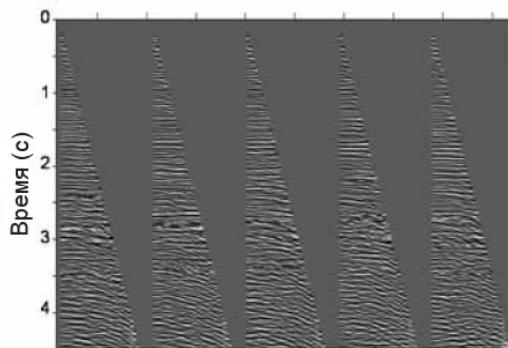


Рис. 13 Сейсмограммы ОПВ после τ миграции до суммирования с использованием скоростной модели, изображенной на Рис. 6. Сейсмограммы ОПВ изображены для каждой 20-ой OCT с расстоянием между OCT 12.5 м.

После четырех итераций анализа скоростей τ миграции до суммирования, мы получили скоростную модель, показанную на Рис. 6. Конечно, значения η не изменились и использовались такими же как показано на Рис. 4. Используя скоростную модель на Рис. 6 и модель анизотропии на Рис. 4 мы провели анизотропную τ миграцию до суммирования. На Рис. 7 показаны сейсмограммы ОПВ после миграции и видно, что остаточные эффекты незначительны. Некоторые ошибки появились в областях, содержащих боковые отражения или обменные волны, однако эти области обособлены. Боковые отражения для правильного построения разреза обычно требуют такие значения скоростей, которые не совпадают ни одной достоверной моделью среды, что приводит к появлению остаточных времен этих отражений после миграции. На Рис. 8 показан результат преобразования итогового τ мигрированного изображения (после четырех часов итерационного процесса) в область глубины с использование итоговой скоростной модели (Рис. 6). В реальных полевых задачах итоговую скоростную модель можно взять после пространственной интерполяции соответствующих данных ГИС и преобразовать временной разрез в глубинный. Использование скоростей по данным ГИС позволяет нам лучше расположить наши отражающие границы по глубине при наличии анизотропии. После τ миграции, мы уточнили нижние части разреза при использовании сглаженного результата анизотропной инверсии по времени, показанного на Рис. 2.

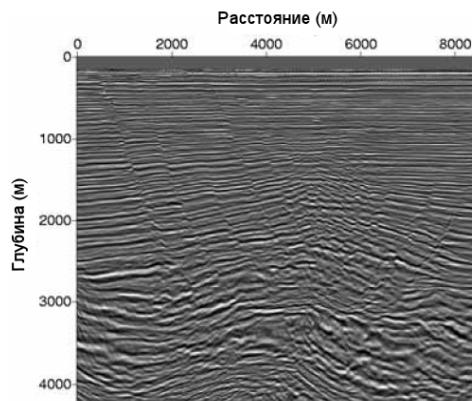


Рис. 14 Результат τ миграции до суммирования с учетом анизотропии по данным Тринидад, переведенный в глубины с использование скоростной модели на Рис. 6.

Заключение

Для практической работы с анизотропией в рамках анализа скоростей миграции до суммирования, мы создали модель, которая в большинстве случаев обратима и достаточно хорошо отражает особенности строения земных недр для большинства районов земного шара. Данная модель предполагает наличие полого залегающих анизотропных слоев в верхней части разреза и сложно построенной, но изотропной среды в нижней части разреза. Это предположение позволяет нам воспользоваться анизотропной инверсией скорости в случае пологой среды для верхней части разреза и использовать полученные данные при уточнении интервальной скорости в процессе анализа скоростей миграции до суммирования.

Это позволяет учитывать анизотропию при работе алгоритмов уточнения скорости и τ миграции до суммирования. Модель, которая основана на наличии анизотропных слоев в верхней части разреза и изотропных слоев в нижней части разреза, подходит для полной последовательности процедур обработки с учетом анизотропии без использования скважинных данных. Конечно, скорости по данным ГИС необходимы для точной привязки суммированного разреза к скважине.

Анализ скоростей миграции до суммирования во временной области намного более устойчив, чем в глубинной области. Он также обеспечивает более быструю сходимость к истинной модели и исключает потребность в процессе последовательного снятия влияния вышележащих слоев. При использовании этой особенности совместно с оценками параметров анизотропии верхней части разреза позволяет проводить анализ скоростей миграции до суммирования для большинства районов. Практическое применение описанного анализа скоростей τ миграции на данных шельфовой части побережья Тринидад привело к построению более детальных изображений и скоростных моделей. Среди других улучшений можно выделить более точное расположение и выраженность отражающих границ.

Благодарности

Благодарю компанию BP за предоставленные данные по Тринидаду, а также Anna Maria Melis и Patrizia Cibin из Eni Exploration & Production Division и Dave Rampton из Shell за полезные обсуждения. Выражаю благодарность КАСТ за поддержку.

Ссылки на литературу

- Al-Yahya, K. M. [1989] Velocity analysis by iterative profile migration. *Geophysics*, 54, 718-729.
- Alkhalifah, T. and Tsvankin, I. [1995] Velocity analysis for transversely isotropic media. *Geophysics*, 60, 1550-1566.
- Alkhalifah, T. [1997] Velocity analysis using nonhyperbolic moveout in transversely isotropic media. *Geophysics*, 62, 1839-1854.
- Alkhalifah, Tariq and Rampton, D. [2001] Seismic anisotropy in Trinidad: A new tool for lithology prediction. *The Leading Edge*, 20, 4, 420-424.
- Alkhalifah, T.A. [2003] TAU Migration and Velocity Analysis: Theory and synthetic examples. *Geophysics*, 68, 1331-1339.
- Ball, G. [1995] Estimation of anisotropy and anisotropic 3-D prestack depth migration, offshore Zaire. *Geophysics*, 60, 1495-1513.
- Banik, N. C. [1984] Velocity anisotropy of shales and depth estimation in the North Sea basin. *Geophysics*, 49, 1411-1419.
- Dix, C. H. [1955] Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20, 68-86.
- Sarkar, D. and Tsvankin, I. [2003] Analysis of image gathers in factorized VTI media. *Geophysics*, 68, 2016-2025. Thomsen, L. [1986] Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, 51, 1954-1966.
- Yilmaz, O. and Chambers, R. E. [1984] Migration velocity analysis by wave-field extrapolation. *Geophysics*, 49, 1664-1674