

МЕТОДИКА DIPSCAN ИЗУЧЕНИЯ ОКОЛОСКВАЖИННОГО ПРОСТРАНСТВА

А.А. Табаков, А. В. Баев, К.В. Баранов, И.В. Яковлев

Аннотация

В статье приводится описание новой методики изучения околоскважинного пространства. Методика основана на переборе углов наклонов слоев модели и построении зависимости коэффициентов отражения от наклона пластов на каждой глубине. Анализ этого поля позволяет определить наклоны слоев модели в околоскважинном пространстве и рассчитать отражательные характеристики среды в рамках разно-наклонной модели. Эта методика получила название DIPSCAN (от английских слов “dip” – угол наклона пласта и “scan” – сканирование).

Введение

Построение изображения околоскважинного пространства – один из основных результатов обработки данных ВСП из удаленных пунктов возбуждения. При построении изображения необходимо знать опорную модель среды в околоскважинном пространстве для выполнения миграции сейсмических данных. На практике обычно используют параллельно-слоистую модель, описываемую скоростями и коэффициентами анизотропии продольных и поперечных волн [1]. В условиях Западной Сибири использование такой модели является вполне оправданным. Существуют и неоднократно опробованы методы оценки скоростей и коэффициентов анизотропии как продольных [2], так и поперечных волн. Построенные по данным ВСП разрезы продольных и обменных поперечных отраженных волн в большинстве случаев адекватно описывают изучаемую среду и несут полезную и новую информацию о ее строении.

Однако совсем другая ситуация складывается, когда пласты среды имеют существенные наклоны, переменные с глубиной. Миграция данных для среды с разнонаклонными границами не представляется сложной проблемой и реализована во многих пакетах обработки сейсмических данных. Трудность заключается в оценке базовой модели, которая будет использоваться при миграции. Скоростные характеристики вблизи скважины могут быть оценены по годографам ближних пунктов возбуждения ВСП или построены с привлечением информации, полученной методами ГИС. Сложнее определить углы наклона границ в окрестности скважины. Совсем невозможно по данным ВСП корректно проследить изменение скоростей и наклонов на больших удалениях от скважины (сопоставимыми с удалением пункта возбуждения). А при выполнении миграции луч трассируется от пункта возбуждения через среду в пункт приема и все неточности, связанные с моделью среды, отобразятся на разрезе в виде неправильных осей синфазностей и ухудшения качества прослеживания границ.

В работе предложен метод оценки наклонов модели среды в околоскважинном пространстве и оценки отражательных характеристик среды без использования трассировки луча из пункта возбуждения в пункт приема.

Математическое обоснование методики

Рассмотрим следующую модель среды и схему наблюдений ВСП (рис. 1). Для простоты изложения выбран двумерный вариант. Среда предполагается наклонно-слоистой. Будем также считать, что каждой кабельной глубине h соответствует отражающая граница с наклоном $\varphi(h)$, то есть среда описывается парой функций $\varphi(h)$ и $\mu(h)$, где $\mu(h)$ – некоторая мера наличия границы на глубине h . На скважине регистрируется векторное поле отраженных волн $\mathbf{u}(h, t)$.

Для нахождения функции $\varphi(h)$ воспользуемся вариационным методом. Каждой паре h, φ сопоставим функцию

$$J(h, \varphi) = \int_{t_-(h)}^{t_+(h)} \int_{R^3} \left\| \mathbf{u}(\xi, t) - \mathbf{u}_\varphi(\xi, t) \right\|_{R^3}^2 d\xi dt, \quad (1)$$

где \mathbf{u}_φ – расчетное поле, $t_- = t(h) - \delta$, $t_+ = t(h) + \delta$, $t(h)$ – время прихода отраженной волны для глубины h , параметр δ задает длительность временного интервала интерпретации, $h_- = h - \Delta$, Δ определяет апертуру базы наблюдений. Функция $J(h, \varphi)$ есть мера близости зарегистрированного и расчетного полей.

Раскрывая подынтегральное выражение в (1), получаем

$$\begin{aligned} J(h, \varphi) &= \int_{t_-(h)}^{t_+(h)} \int_{R^3} \left\| \mathbf{u} \right\|_{R^3}^2 d\xi dt + \int_{t_-(h)}^{t_+(h)} \int_{R^3} \left\| \mathbf{u}_\varphi \right\|_{R^3}^2 d\xi dt - 2 \int_{t_-(h)}^{t_+(h)} \int_{R^3} (\mathbf{u}, \mathbf{u}_\varphi)_{R^3} d\xi dt = \\ &= I(h) - 2 \int_{t_-(h)}^{t_+(h)} \int_{R^3} (\mathbf{u}, \mathbf{u}_\varphi)_{R^3} d\xi dt = I(h) - 2K(h, \varphi). \end{aligned} \quad (2)$$

Слагаемое $I(h)$ слабо зависит от h при фиксированном Δ и практически не зависит от φ в силу построения поля \mathbf{u}_φ .

Поле \mathbf{u}_φ рассчитывается следующим образом. Среда предполагается параллельно-слоистой с наклоном слоев φ . Для нее строится поле однократных отражений на основе времен прихода прямой волны в каждую точку среды. При таком построении используется априорная скоростная модель, основанная на скоростном разрезе вдоль скважины. Очевидно, что такой скоростной разрез можно построить на основе годографа первых вступлений и поляризации первичной волны. В рамках априорной модели среды определяется поле времен первых вступлений $t(x, z)$ как решение (в силу принципа Ферма) задачи

$$t(x, z) = \max_h \{ t(h) - \tau(h; x, z) \}, \quad (3)$$

где $\tau(h; x, z)$ – время пробега сейсмического сигнала от точки среды (x, z) до точки на глубине h на скважине.

Далее в каждой точке среды на основе полученного поля времен и соответствующей поляризации прямой волны $\mathbf{p}(x, z) = \nabla t(x, z)$ для наклонной параллельно-слоистой среды с наклоном φ строится поле отраженных волн $\mathbf{u}_\varphi(h, t)$. При этом для фиксированного h задействованы лишь такие точки среды (x, z) , для которых глубина выхода луча на скважину лежит от h до $h - \Delta$. Параметр Δ задает допустимое отклонение задержек для $\mathbf{u}(\xi, t)$ и $\mathbf{u}_\varphi(\xi, t)$ при $h - \Delta \leq \xi \leq h$.

Построенное поле \mathbf{u}_φ отличается от зарегистрированного \mathbf{u} , во-первых, временем первого вступления, во-вторых, отсутствием последующих вступлений. Таким образом, $K(h, \varphi)$ есть не что иное, как корреляционная функция наблюдаемого и расчетного полей. Очевидно, что в силу построения $K(h, \varphi)$ достигает \max_φ , а $I(h, \varphi) - \min_\varphi$ (при фиксированном h), когда времена первых вступлений волн \mathbf{u} и \mathbf{u}_φ совпадают, при этом величина $\mu(h) = \max_\varphi K(h, \varphi)$ тем больше, чем ближе поляризация этих волн, то есть чем ближе наклон φ к истинному. Этот доставляющий $\max_\varphi K(h, \varphi)$ наклон и берется в качестве $\varphi(h)$.

Рассмотрим некоторые свойства функции $K(h, \varphi)$. Как отмечено выше, она имеет \max_φ для наклона $\varphi(h)$, близкого к реальному, если Δ мало. С увеличением Δ возможно появление других максимумов, однако ясно, что их значение тем меньше, чем более высоколежащей границе они соответствуют, поскольку апертура при регистрации отражений для таких точек уменьшается.

Окончательный этап интерпретации реализуется как поиск $\max_{\varphi} K(h, \varphi)$ для каждого h . Полученное значение $K(h, \varphi(h))$ определяет меру $\mu(h)$ совпадения зарегистрированного и рассчитанного по модели векторных полей. Эта мера принимается по определению как мера наличия на глубине h границы с наклоном φ . При этом предполагается, что адекватность той или иной меры устанавливается на основе эксперимента.

Алгоритм обработки с применением методики DIPSCAN

Фактически, в основе рассматриваемой методики лежит анализ трассы однократных отражений при разных наклонах пластов модели. Такое сканирование осуществляется в заданном диапазоне углов и с заданным шагом перебора. Далее описана последовательность процедур, используемых для построения трассы однократных отражений при заданном наклоне пластов модели.

1. Расчет поля времен $t(x, z)$ (рис. 3А) на основе априорной модели среды (рис. 2Б) и годографа первых вступлений (рис. 2А). Поле времен получается как результат решения оптимизационной задачи (3).
2. Расчет поляризации прямой волны $\mathbf{p}(x, z)$ как градиента поля времен (рис. 3Б). Получение параметров выхода луча отраженной волны по закону Снеллиуса (рис. 3В).
3. Получение поля отраженных волн $u_{\varphi}(h, t)$ на скважине. Оно рассчитывается по опорной модели среды с помощью лучевого метода на основе информации о поляризации, полученной ранее (п. 2).
4. Построение изображения среды с последующим коридорным суммированием для получения трассы однократных отражений. Суммирование производится вдоль направления, заданного наклоном модели.

Таким образом, для каждого угла наклона модели будет рассчитана трасса однократных отражений. При этом то или иное отражение на ней будет тем сильнее, чем ближе соответствующий ей наклон к истинному наклону рассматриваемой отражающей границы. Поэтому на следующем этапе необходимо для каждой границы модели отметить угол наклона, соответствующий наиболее интенсивному отражению.

Затем все отмеченные трассы суммируются (с каждой трассы берется окрестность указанного экстремума) для получения результирующей трассы однократных отражений, характеризующей уже разнонаклонную модель среды.

Применение методики на тестовых данных

С целью опробования предложенной методики был проведен следующий эксперимент. По скоростной модели среды, содержащей шесть отражающих границ, три из которых имели различные наклоны (рис. 4А), было получено поле отраженных волн и годограф первых вступлений. Далее, в соответствии с алгоритмом обработки DIPSCAN, были просканированы наклоны модели в диапазоне от -60° до 60° с шагом 10° . Для каждого наклона было рассчитано поле времен и получена трасса однократных отражений (рис. 5), а затем, после выбора углов, соответствующих наиболее интенсивным отражениям, – и суммарная трасса (рис. 4Б).

Восстановленные углы наклона отражающих границ (рис. 4Б) в точности соответствуют заложенным в модель значениям.

Этот и другие проведенные модельные эксперименты, а также результаты опробования на реальных данных (эти работы ведутся в настоящее время) показывают возможность успешного использования методики DIPSCAN в задачах изучения околоскважинного пространства, особенно, в районах со сложным строением среды.

Заключение

В заключение перечислим основные преимущества предлагаемой технологии обработки.

- Методика DIPSCAN позволяет производить оценку углов наклона пластов в случае разнонаклонной модели среды.
- Трасса однократных отражений теперь может быть получена и в том случае, когда неприменимо коридорное суммирование.
- DIPSCAN использует принципы и открывает перспективы для развития такого подхода к построению изображения среды, в рамках которого стало бы возможным успешно работать без привлечения информации о скоростной модели среды на большом удалении от скважины.

Литература

1. Е.И. Гальперин. Вертикальное сейсмическое профилирование: опыт и результаты. М., Наука. 1994.
2. А.А. Табаков, И.Е. Солтан, К.В. Баранов, А.К. Душутин. Определение параметров анизотропной параллельно-слоистой среды путем оптимизационного решения обратной кинематической задачи для годографов первых вступлений ВСП из нескольких пунктов возбуждения. Тезисы докладов научно-практической конференции «Гальперинские чтения-2001». 2001. С. 70.

Список иллюстраций

Рис. 1. Схема наблюдений ВСП в разнонаклонной модели среды.

Рис. 2. Годограф первых вступлений (А) и априорный скоростной разрез вдоль скважины (Б).

Рис. 3. Поле времен, продолженное со скважины (А), и распределение векторов поляризации прямой волны (Б) и отраженной волны (В).

Рис. 4. Тестовая скоростная модель среды (А) и ее восстановленные параметры (Б).

Слева: суммарная трасса однократных отражений; справа: углы наклона пластов.

Рис. 5. Зависимость трассы однократных отражений от угла наклона модели.