

Разработка программного обеспечения для 2D-миграции до суммирования и скоростного анализа для монотипных и обменных волн на основе применения интеграла Кирхгофа

Жуков А.П., Коротков И.П., Нурмухамедов Т.В., ООО «Геофизические системы данных», г. Москва Кузнецов В.М., Попов В.В., ГФУП ВНИИГеофизика, г.Москва

Несмотря на наличие в основных обрабатывающих и интерпретационных комплексах утилит по обработке ЗС и интерпретации данных МВС, необходимо их дальнейшее развитие с целью расширения круга решаемых ими задач и усложнения моделей сред, используемых в МВС. В частности, для решения задачи улучшения прослеживания сейсмических горизонтов по волнам PS с одновременной их увязкой (отождествлением) по монотипным волнам необходимым программный комплекс, включающий:

- совместный скоростной анализ средних скоростей волн PP и PS по подборкам трасс, учитывающих асимметрию лучевой схемы PS волн (отличных от ОГТ). Цель – создание максимально детальной и точной скоростной модели V_p сред (V_p^{uim}) и V_s сред (V_s^{uim});
- миграция до суммирования по сейсмограммам ОТВ на основе полученной модели средних (пластовых) скоростей. Цель – улучшение прослеживания горизонтов по волнам разных типов; повышение достоверности отображения положения элементов отражения (обмена) на плоскости разреза; повышение достоверности отождествления элементов разреза по волнам разных типов.

Вопросам, связанным с разработкой данного программного комплекса и посвящена данная работа.

Задачей миграции является формирование сейсмических изображений геологической среды в каждой ее точке в виде восстановленного значения поля отраженных волн в этой точке в момент прихода в нее прямой волны. Решение этой задачи базируется на обращенном продолжении волнового поля и заключается в получении его значения в некоторой точке среды известного строения (задается некоторая априорная скоростная или глубинно-скоростная модель среды) по значениям на поверхности наблюдения.

К настоящему времени в сейсморазведке разработано и внедрено в практику цифровой обработки данных множество способов миграции, которые различаются между собой алгоритмом реализации обращенного продолжения волнового поля. Спектральные способы основаны на решении волнового уравнения в частотной области - волновое число. Конечно-разностные способы основаны на решении волнового уравнения сеточным методом. Интегральные способы базируются на представлении решения волнового уравнения в виде интеграла Кирхгофа.

Указанные способы различаются также представлением волнового поля, подаваемого на вход процедуры, - в виде временных разрезов (миграция после суммирования) или в виде исходных сейсмограмм (миграция до суммирования).

Кроме того, способы миграции могут различаться возможностью учета тех или иных особенностей изучаемых геологических сред. В частности, в отличие от временной миграции (миграции в рамках модели средних скоростей) глубинная миграция предполагает учет преломления волн на промежуточных границах раздела. Любой из указанных подходов может быть

использован и для миграции по обменным волнам.

Несмотря на то, что все способы миграции основаны на решении волнового уравнения, результаты, получаемые с их помощью, могут довольно значительно различаться между собой по точности, наличию шумов преобразования, вычислительными затратами для формирования изображений и другими характеристиками.

В условиях сложно построенных сред, характеризующихся криволинейными крутопадающими границами, наиболее эффективным с точки зрения качества прослеживаемости границ и устойчивости к шумам преобразования является интегральное преобразование исходных сейсмических записей с учетом преломления волн на промежуточных границах раздела (глубинная миграция до суммирования).

При практической реализации этого преобразования выражение для формирования изображения в точке (x, z) среды по одной сейсмограмме ОПВ (т.е. при фиксированном положении источника) в двумерном случае можно представить в следующем виде:

$$F(x, z) = \sum_{r=1}^{N_r} a_r U(x_s, z_s, x_r, z_r, t),$$

где a_r - весовые коэффициенты; x_s, z_s - координаты источника; N_r - количество приемников данной сейсмограммы, участвующих в построении изображения; x_r, z_r - их координаты; $t = t_{nad} + t_{восх}$, где t_{nad} - время пробега падающей волны (от источника до точки среды), $t_{восх}$ - время пробега восходящей волны (от точки среды до приемников).

В разработанной компанией «Геофизические системы данных» программе реализованы три подхода к расчету времен падающей t_{nad} и восходящей $t_{восх}$ волн на основе задаваемых скоростных моделей. Существенно, что в случае миграции по монотипным волнам задается лишь одно скоростное распределение в среде, а в случае миграции по обменным волнам необходимо задавать две скоростные модели - для падающих и восходящих волн.

1. В случае среднескоростной миграции (**time migration**) -

$$t_{nad} = \sqrt{(x_s - x)^2 + (z_s - z)^2} / V_{nad},$$

$$t_{восх} = \sqrt{(x_r - x)^2 + (z_p - z)^2} / V_{восх},$$

где, V_{nad} - средняя скорость падающей волны, $V_{восх}$ - средняя скорость отраженной (восходящей волны). Для монотипных волн V_{nad} и $V_{восх}$ совпадают.

2. При интервальной миграции, основанной на сеточном задании скоростной модели (**depth grid based migration**), времена t_{nad} и $t_{восх}$ являются суммой времен вдоль отдельных отрезков (в пределах ячейки) прямолинейных лучей, соединяющих точку среды соответственно с источником и приемником. Каждая ячейка при этом описывается своими интервальными скоростями V_{nad} и $V_{восх}$.

3. Если кроме скоростных распределений задана глубинная модель, то можно использо-

вать интервальную миграцию (**depth horizon based migration**), при которой учитывается преломление лучей падающей и восходящей волн на заданных промежуточных границах. Расчет времен t_{nad} и $t_{восх}$ здесь основан на трассировании лучей через заданные горизонты модели с помощью численных (оптимизационных) методов.

Сумма t_{nad} и $t_{восх}$ представляет собой годограф волны, дифрагированной в точке среды (x,z) и регистрируемой в точке (x_r, z_r) при возбуждении в точке (x_s, z_s) .

При восстановлении волнового поля в каждой точке среды важнейшее значение для качества получаемого результата и быстродействия решения задачи имеет выбор базы суммирования – апертуры (набора источников и приемников). Неверное ее определение или неоправданное занижение приводит к искажению или разрушению изображения, а чрезмерное завышение – к увеличению уровня шумов и временных затрат.

Схема, иллюстрирующая определение базы суммирования (апертуры приемников) в пределах одной сейсмограммы ОПВ и формирование изображения, показана на рисунке 1.



Рис.1. Схема, иллюстрирующая определение базы суммирования

Как следует из рисунка 1, суммирование для точки **M** мигрированного разреза проводится в зоне касания годографа дифрагированной в точке **M** волны и годографа волны, отраженной от гипотетической границы, проходящей через точку **M**, т.е. в окрестности точки выхода отраженного луча.

Чтобы оценить размер этой зоны - базы суммирования, необходимо, помимо скоростей, в качестве входных параметров указать некоторые априорные значения видимой частоты f колебаний (или видимого периода T) и диапазона возможных углов наклона границ ω_{min} , ω_{max} (при задании глубинной модели параметры ω_{min} и ω_{max} не задаются).

При наличии в среде мощных дифрагирующих объектов следует задавать суммирование по всей приемной установке.

Окончательное изображение получается путем суммирования изображений, полученных аналогичным образом по другим сейсмограммам ОПВ, т.е. при других положениях источников и приемников. При этом значительно ослабляется влияние различного рода помех, шумов преобразования и краевых эффектов, поскольку изображения реальных отражающих границ совпадают, а помехи занимают различные положения.

Выражение для формирования изображения

в точке (x,z) среды по набору сейсмограмм ОПВ можно представить в следующем виде:

$$F(x, z) = \sum_{s=1}^{N_s} \sum_{r=1}^{N_r} a_r U(x_s, z_s, x_r, z_r, t),$$

где N_s – количество сейсмограмм ОПВ, участвующих в построении изображения в точке среды (x,z) , x_s, z_s – координаты источников. При этом в построении изображения в точке (x,z) участвуют только те сейсмограммы ОПВ, для которых луч, отраженный от гипотетической границы, проходящей через данную точку, не выходит за пределы расстановки.

Выходной результат можно получать либо в виде мигрированного разреза, либо в виде мигрированных сейсмограмм. И тот и другой результат может быть получен в глубинном или во временном масштабе.

При миграционных преобразованиях в условиях сложного геологического строения среды возрастает роль точности задания скоростной модели. Погрешности скорости в случае больших и резко меняющихся углов наклона горизонтов при наличии рассеивающих границ и дифрагирующих объектов приводят к неправильному сносу элементов разреза на плоскости изображения и не обеспечивают фокусировку дифрагированных волн. Иными словами, скоростные погрешности приводят к искажению кинематической и динамической картины на результирующем разрезе.

Поскольку отличия скоростей, используемых при миграционных преобразованиях первичных сейсмограмм, от реального распределения скоростей в среде оказывают весьма значительное влияние на форму получаемого изображения среды, то критерием правильности выбора скоростной модели является совпадение отражающих и дифрагирующих объектов на изображениях, которые характеризуют одни и те же области пространства, но получены по различным выборкам исходных сейсмических трасс. В качестве таких выборок обычно используются сейсмограммы равных удалений, миграция которых с различными скоростями позволяет получать мигрированные сейсмограммы, а на их основе - формировать вертикальный и/или горизонтальный спектры средних или интервальных скоростей.

Определяемые с помощью такого подхода скорости, в отличие от одновременного анализа сейсмограмм ОГТ, не содержат искажений, связанных со структурным фактором.

Кроме того, для обменных волн подборка по ОГТ менее информативна в силу асимметрии лучевой схемы. Сложность здесь заключается в определении общей точки обмена, которая в свою очередь, базируется на знании скоростей падающей и отраженной волны.

Суть предлагаемого метода состоит в построении (в масштабе вертикального времени t_V) для каждой выбранной на профиле вертикали x мигрированных сейсмограмм при различных (средних) скоростях V_k из заданного набора скоростей:

$$F(x, z, V_k, L_n) = \sum_{s=1}^{N_s} a U(x_s, x_s + L_n, t),$$

где x – координата анализируемой вертикали; x_s – координата пункта возбуждения; L – удаление источник-приемник; $t = t_{nad}(V_k) + t_L(V_k)$, где $t_{nad}(V_k)$ и $t_L(V_k)$ – соответственно, времена распространения волн от s -го пункта возбуждения до точки (x, z) и от точки (x, z) до пункта приема x_L , удаленного от x_s на расстояние L .

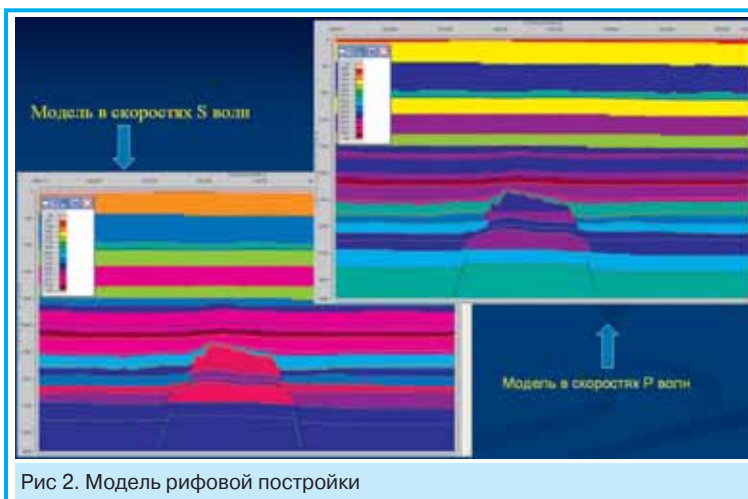


Рис 2. Модель рифовой постройки

В тех случаях, когда принятая для миграционного преобразования скорость соответствует распределению скорости в среде, сигналы продолженной волны на мигрированных сейсмограммах будут располагаться вдоль прямой $t_V = const$. В случае отличия скорости преобразования от скорости в среде сигналы на мигрированных сейсмограммах будут все более отклоняться от прямой по мере возрастания абсолютного значения удаления. Если скорость, принятая для миграции, занижена по отношению к скорости в среде, то изображение точек дифракции и отражающих границ на плоскости (t_V, L) обращено выпуклостью вниз. При завышении миграционной скорости изображение объектов обращено выпуклостью вверх. Мигрированные сейсмограммы позволяют построить вертикальные спектры скоростей, поэтому решение по выбору оптимальной скорости можно принимать, анализируя два изображения. Исходя из поведения осей синфазности отраженных и/или дифрагированных волн в плоскости мигрированных сейсмограмм, выбирается та скорость, при которой сигналы продолженной волны наиболее близко располагаются вдоль горизонтальной линии ($t_V = const$). В плоскости вертикального спектра оптимальные скорости будут соответствовать распределению экстремальных значений энергии.

На первом этапе обработки при таком подходе определяется скорость монотипной волны – когда скорости падающей и восходящей волны совпадают. На втором этапе (если имеются записи

обменной волны) определяется скорость отраженной волны. При этом задается уже определенная на первом этапе скоростная модель падающей волны, осуществляется перебор скоростей отраженной волны и построение мигрированных сейсмограмм и вертикальных спектров, которые представлены в масштабе времен пробега отраженной волны.

Для опробования эффективности и корректности использования PS миграции и скоростного анализа использовалась модель рифовой постройки, приближенная к реальности Волго-Уральского региона (рис. 2). Все рисунки, представленные ниже, получены

на основе работы программ скоростного анализа, разработанных в компании «Геофизические системы данных».

Предлагаемый подход основан на построении (в масштабе вертикального времени) для каждой выбранной на профиле вертикали набора мигрированных, с заданными пользователем средними скоростями, сейсмограмм.

На первом этапе обработки при таком подходе определяется скорость монотипной волны (как правило, продольной), когда скорости падающей и восходящей волны совпадают (Рис. 3а).

На втором этапе (если анализируются записи PS-волны) определяется скорость отраженной волны (Рис. 3б). При этом в расчете используется уже определенная на первом этапе скоростная модель падающей волны, осуществляется перебор скоростей отраженной волны и построение мигрированных сейсмограмм и вертикальных спектров, которые представлены в масштабе времен пробега отраженной S-волны. В ходе интерактивного анализа определяются средние скорости для P и S волн (Рис.4).

Последовательное определение глубинно-скоростной модели среды осуществляется на основе программы погоризонтного анализа миграционных скоростей. Программа рассчитывает горизонтальные спектры средних или интервальных скоростей в выбранном окне вдоль заданного сейсмического горизонта, по которым определяется оптимальная скоростная кривая $V(x)$ для данного горизонта. Одновременно возможно уточнение геометрии этого горизонта (рис.5).

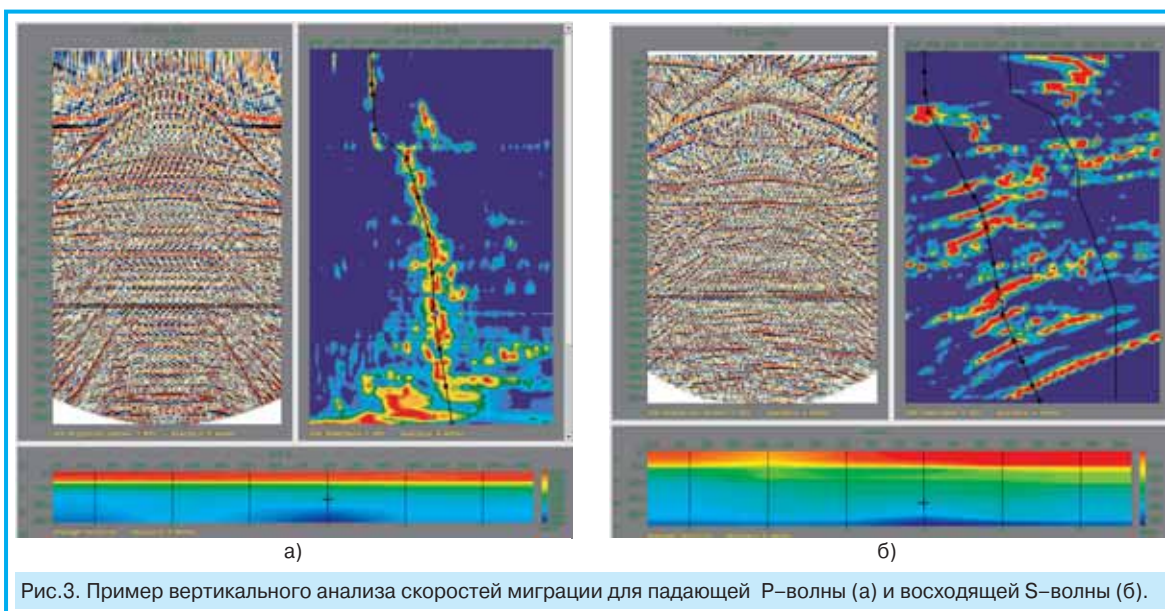


Рис.3. Пример вертикального анализа скоростей миграции для падающей P-волны (а) и восходящей S-волны (б).

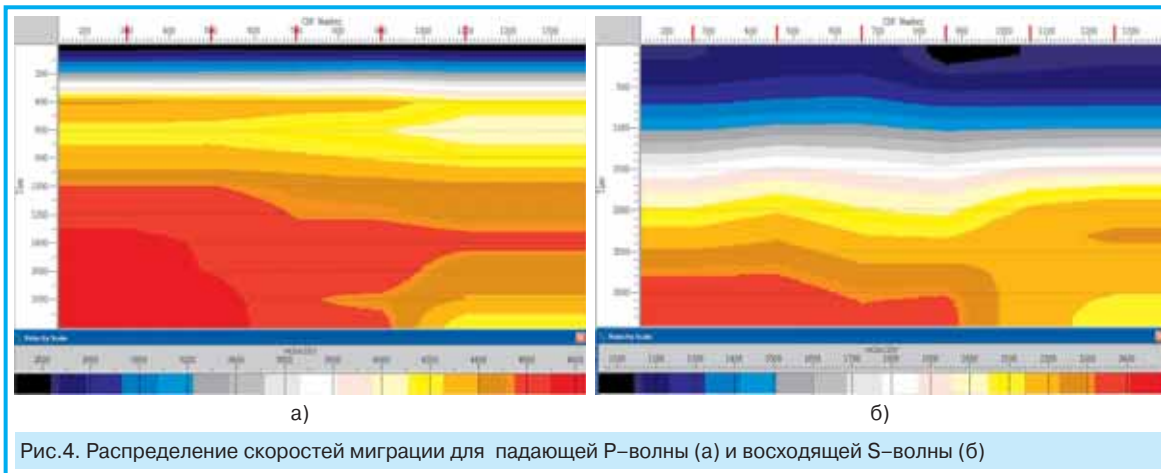


Рис.4. Распределение скоростей миграции для падающей P-волны (а) и восходящей S-волны (б)

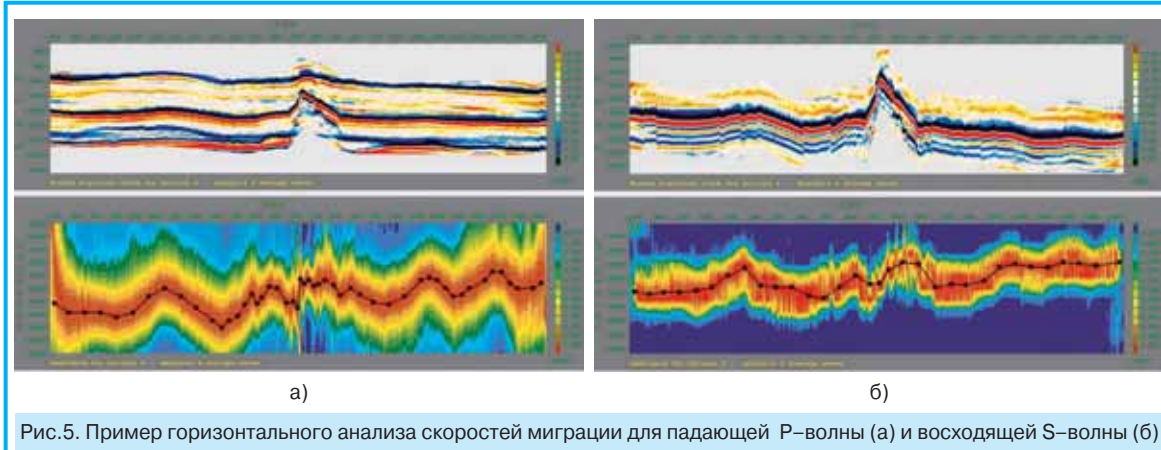


Рис.5. Пример горизонтального анализа скоростей миграции для падающей P-волны (а) и восходящей S-волны (б)

В случае определения интервальных скоростей, построения проводятся последовательно – от верхней границы к нижней - и определение скоростей вдоль некоторого горизонта проводится с учетом скоростных распределений и геометрии границ в покрывающей толще.

Здесь процедура так же делится на два этапа. Вначале по записям монотипной волны определяются скорости падающей волны. На втором этапе – при подаче на вход процедуры записей обменной волны и с учетом определенной на первом этапе скорости падающей волны – аналогичным образом рассчитываются горизонтальные спектры восходящей волны.

Полученные одним из приведенных способов скорости суммирования подаются на вход программы миграции.

На рис.6,7 представлены результаты миграции по продольным и поперечным волнам.

Данный программный комплекс находится в стадии опытного опробования и дальнейшей разработки. Планируется создание 3D варианта.

Полученные результаты опробования на реальных материалах будут представлены в другой статье в данном журнале («Что нужно ожидать от многоволновой сейсморазведки», Кузнецов В.М.).

Выводы.

Разработан оригинальный программный комплекс, позволяющий:

- Осуществлять интерактивный анализ скоростей миграции, при котором появляется возможность определения скоростной модели для монотипных и обменных волн.
- Осуществлять миграцию (временную или глубинную) по обменным отраженным волнам до суммирования с использованием полученной на этапе анализа скоростной модели по волнам PP и SS, что позволяет построить адекватное изображение среды и улучшить прослеживание горизонтов по PS волнам за счет оптимизации суммирования.
- Осуществлять контроль над отождествлением объектов отражения/обмена на разрезах волн различного типа.

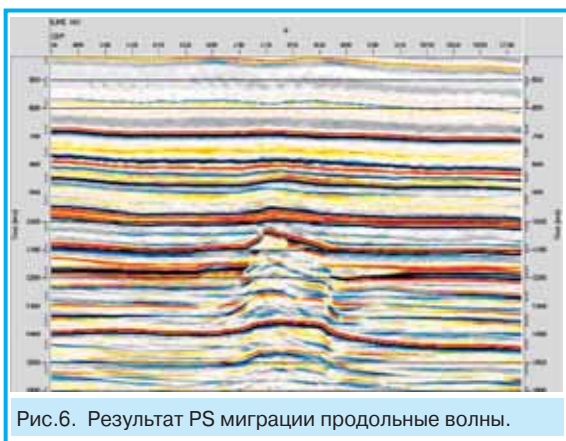


Рис.6. Результат PS миграции продольные волны.

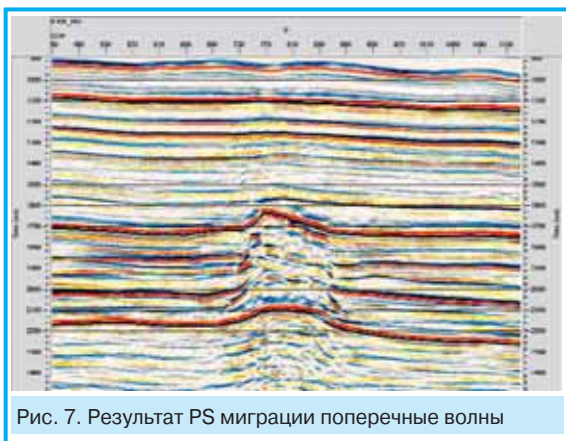


Рис. 7. Результат PS миграции поперечные волны