

Применение технологии SWI для учёта искажающего влияния приповерхностных условий в Волго-Уральском регионе на примере данных с низкочастотным СВИП-сигналом

■ Чистяков И.А., Ляпин Н.В., Кирнос Д.Г., ЗАО «МиМГО», г. Москва

■ Кучканов Е.А., ООО «РИТЭК», г. Самара

Аннотация: Одним из важных этапов обработки сейсмических данных является расчёт статических поправок, который учитывает влияние аномалий ВЧР для компенсации времени прихода полезного сигнала. По сей день активно используется метод преломлённых волн, однако он имеет некоторые недостатки, например, не всегда хватает разрешенности данного метода, чтобы учесть аномалии в зоне малых скоростей (ЗМС). Ещё одним методом учёта аномалий в ЗМС является процедура инверсии поверхностных волн (Surface Wave Inversion - SWI), однако не все сейсмические данные пригодны для выполнения данной технологии.

Ключевые слова: Surface Wave Inversion, SWI, статические поправки, поверхностная волна, низкие частоты, ВЧР, ЗМС.

Введение

В настоящее время в технических заданиях на обработку данных сейсморазведки всё чаще появляются пункты в графе на выполнение процедуры SWI. В этой статье будет рассмотрено, как использовать эту технологию для создания детализированной модели ВЧР, а также какие данные для этого необходимы.

Теория

В наземной сейсморазведке поверхностные волны - это сейсмические волны, которые распространяются по поверхности земли вдоль границы воздух/земля. Данные волны быстро затухают при удалении от поверхности и распространяются в слое соизмеримым с длиной волны. Поверхностные волны подразделяются на два основных типа: волны Релея, которые имеют вертикальную поляризацию и волны Лява, у которых горизонтальная поляризация. В данной работе волны Лява не рассматриваются.

Скорость волн Релея V_r определяется исключительно упругими свойствами среды, зависящими от модуля сдвига μ и плотности породы ρ . Она примерно

равна $\approx 0,9 V_s$. Так как возмущения не ограничиваются только поверхностью Земли, скорость волн нельзя определить, основываясь лишь на свойствах поверхностных пород, необходимо также учитывать нижележащие породы. Возбуждение колебаний, вызванное длинными волнами (низкочастотными), достигает больших глубин, чем от коротких волн (высокочастотных), поэтому скорость распространения длинных волн сильнее зависит от свойств вещества [2]. В районах, где V_s меняется с глубиной, скорость длинных поверхностных волн отличается от скорости коротких, что приводит к различию фазовых скоростей в зависимости от частоты. В методе SWI эта дисперсия скоростей используется для оценки изменения V_s .

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1)$$

Прямая задача

Тензор импеданса определяется как величина, которая устанавливает связь между напряженностями $\bar{\sigma}_{xz}$, $\bar{\sigma}_{zx}$ и смещениями u_x , u_z в виде линейных соотношений (2):

$$\begin{cases} \sigma_{xz} = Z_{xx}u_x + Z_{xz}u_z \\ \sigma_{zx} = Z_{zx}u_x + Z_{zz}u_z \end{cases} \quad (2)$$

$$\hat{Z} = \begin{vmatrix} Z_{xx} & Z_{xz} \\ Z_{zx} & Z_{zz} \end{vmatrix} \quad (3)$$

$\hat{Z}$ - тензор импеданса второго ранга.

Граничные условия в слоистой среде:

1. Тензор напряжений на поверхности земли равен нулю

$$\sigma_{xz}|_{z=0} = \sigma_{zz}|_{z=0} = 0 \quad (4)$$

2. Смещения и напряжения непрерывны для j-го слоя

$$u_x(z_j)|_{z=z_{j+0}} = u_x(z_j)|_{z=z_{j-0}} \quad (5)$$

$$u_z(z_j)|_{z=z_{j+0}} = u_z(z_j)|_{z=z_{j-0}} \quad (6)$$

$$\sigma_{xz}(z_j)|_{z=z_{j+0}} = \sigma_{xz}(z_j)|_{z=z_{j-0}} \quad (7)$$

$$\sigma_{zz}(z_j)|_{z=z_{j+0}} = \sigma_{zz}(z_j)|_{z=z_{j-0}} \quad (8)$$

3. Граничное условие:

$$\lim_{z \rightarrow \infty} u_x(z) = \lim_{z \rightarrow \infty} u_z(z) \quad (9)$$

Если определить тензор импеданса при $z = 0$: $\hat{Z}(z=0) = \hat{Z}^0$, то согласно граничным условиям 1-3:

$$\sigma_{xz}(z=0) = Z^0_{xx}u_x(z=0) + Z^0_{xz}u_z(z=0) = 0 \quad (10)$$

$$\sigma_{zz}(z=0) = Z^0_{zx}u_x(z=0) + Z^0_{zz}u_z(z=0) = 0 \quad (11)$$

Что бы существовала волна Релея, то есть $u_x(0)$, $u_z(0)$ были отличны от нуля, необходимо выполнение следующего условия:

$$\det \hat{Z}^0 = Z^0_{xx}Z^0_{zz} - Z^0_{xz}Z^0_{zx} = 0 \quad (12)$$

Уравнение (12) является прямой задачей расчёта кривой дисперсии поверхностных волн. В свою очередь, импеданс $Z^0(\lambda, \mu, h, \rho, \omega, \gamma)$ вычисляется системой уравнений (13).

$$\begin{cases} \frac{dZ_{xx}}{dz} = i\mu\gamma(Z_{xz} - Z_{zx}) - (\lambda + 2\mu)Z_{xx}^2 - \\ - \mu Z_{xz}Z_{zx} + 4\mu^2\gamma^2(\lambda + \mu) - \omega^2\rho\mu(\lambda + 2\mu) \\ \frac{dZ_{xz}}{dz} = -((\lambda + 2\mu)i\mu\gamma Z_{xx} - \\ - i\mu\gamma Z_{zz} - (\lambda + 2\mu)Z_{xx}Z_{xz} - \mu Z_{xz}Z_{zz}) \\ \frac{dZ_{zx}}{dz} = -((\lambda + 2\mu)i\mu\gamma Z_{xx} - i\mu\gamma Z_{zz} + \\ + (\lambda + 2\mu)Z_{zx}Z_{xx} + \mu Z_{zx}Z_{zz}) \\ \frac{dZ_{zz}}{dz} = -((\lambda + 2\mu)i\mu\gamma Z_{xz} - (\lambda + 2\mu)i\mu\gamma Z_{zx} + \\ + (\lambda + 2\mu)Z_{xz}Z_{zx} + \mu Z_{zz}^2 + \omega^2\rho\mu(\lambda + 2\mu)) \end{cases} \quad (13)$$

Более подробный вывод формул (2) – (13) см. в [1].

Обратная задача

Постановка задачи самой инверсии следующая: учитывая набор N эмпирических пар (f_i^{real} , v_i^{real} - наблюдаемые данные), необходимо найти параметры m модельной кривой $v_i^{syn}(f_i^{real}, m)$ таким образом, чтобы сумма квадратов отклонений $SSE(m)$ (14) была минимизирована (15).

$$SSE(m) = \sum_{i=1}^N w_i (v_i^{real} - v_i^{syn}(f_i^{real}, m))^2 \quad (14)$$

$$\operatorname{argmin}_m SSE(m) = \operatorname{argmin}_m \sum_{i=1}^N w_i (v_i^{real} - v_i^{syn}(f_i^{real}, m))^2 \quad (15)$$

где m – параметры модели (V_p , V_s , ρ)

Данная задача решается разными численными методами оптимизации функции, один из них – метод Левенберга-Марквардта (10).

$$m_{t+1} = m_t - (\nabla_{m_t}^2 SSE(m_t) + \lambda I)^{-1} \nabla_{m_t} SSE(m_t) \quad (10)$$

Примеры

Опытный профиль был отработан по системе наблюдений МОГТ-2D с двумя различными модуляциями и параметрами свип-сигнала, представленными в Таблица 1.

Перед выполнением процедуры инверсии поверхностная волна была вырезана мьютингом из сейсмограмм ОПВ для расчёта спектров фазовых скоростей (Рис. 1) и оценки амплитудно-частотной характеристики (Рис. 2). Как видно из Рис. 1 поверхностная волна, возбужденная широкополосным свипом от 3 Гц, образует дисперсию фазовых скоростей по частоте, в отличие от данных, полученных линейно-частотным свипом от 6 Гц. Таким образом, выполнить инверсию на первом профиле (свип

Профиль 1	Профиль 2
Линейно – частотная модуляция	Широкополосная модуляция
- начальная частота - 6 Гц	- начальная частота – 3 – 7 Гц
- конечная частота - 108 Гц	- конечная частота - 108 Гц
- длина свип-сигнала - 12 сек	- длина свип-сигнала - 14 сек
- тип свип-сигнала - ЛЧМ	- тип свип-сигнала - НЧМ(+0.1 дБ/Гц)
- количество источников в группе - 4	- количество источников в группе - 4
- количество накоплений - 4	- количество накоплений – 4
- усилие на грунт - 60%	- усилие на грунт - 60%
- начальный конус сглаживания - 500 мс	- начальный конус сглаживания - 1000 мс
- конечный конус сглаживания - 500 мс	- конечный конус сглаживания - 500 мс
- фаза – 0	- фаза – 0
Тип сейсмоприёмников: GS-20DX	

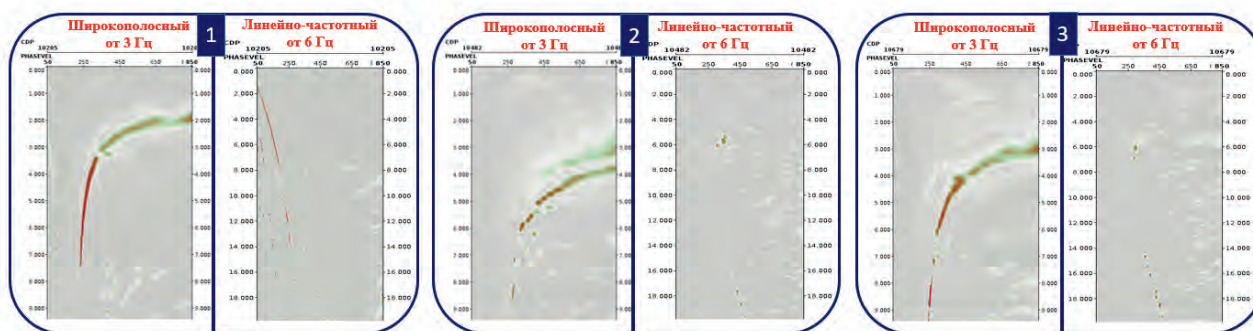
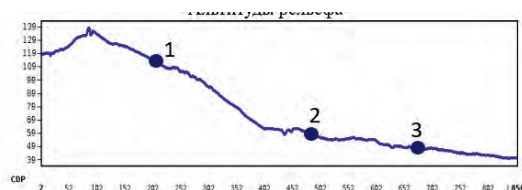
▲ Таблица 1. Параметры свип-сигналов.

от 6 Гц) не представляется возможным из-за отсутствия необходимой для этого информации. Рис. 2 иллюстрирует различие амплитудно-частотного состава поверхностных волн, стоит обратить внимание, что в данных, полученных низкочастотным свипом, пиковая частота поверхностной волны равна 6 Гц, в то

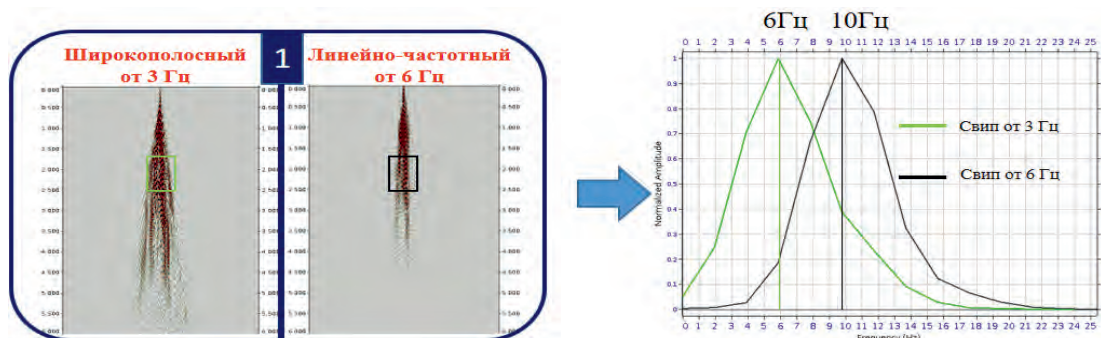
время как у волны, образованной свипом от 6 Гц, пиковая частота равна 10 Гц.

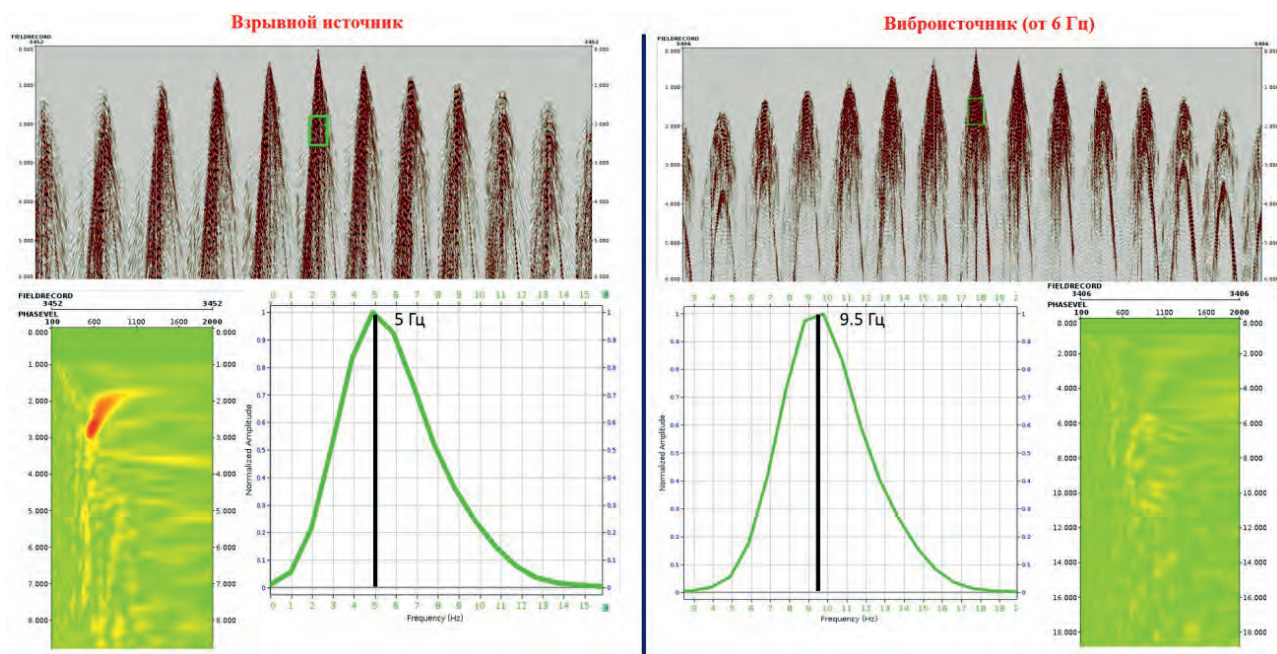
Для подтверждения связи между образованием мод поверхностной волны и её пиковой частотой были выбраны две площади в Волго-Уральском регионе, где присутствовали как взрывные, так и вибрационные источники, аналогичным

► Рис. 1. Сравнение F-V спектров двух профилей.



▼ Рис. 2. Сравнение АЧХ поверхностных волн двух профилей.



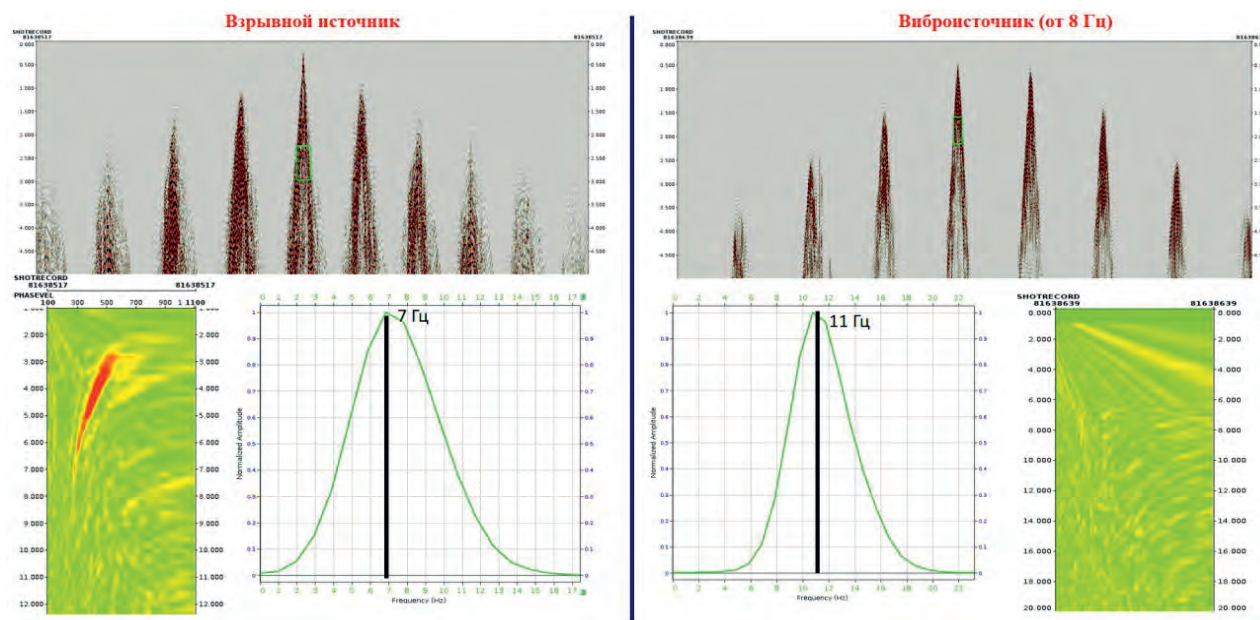


▲ Рис. 3. Сравнение f - v спектров и АЧХ поверхностных волн, образованных взрывным источником и виброисточником на площади 1.

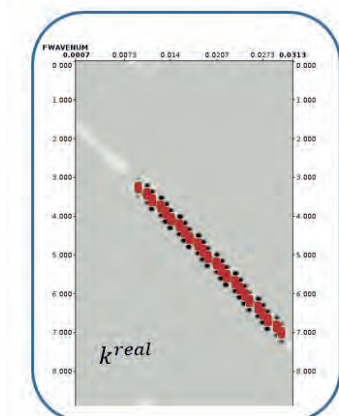
образом была вырезана поверхностная волна и рассчитаны спектры фазовых скоростей и её АЧХ по сейсмограммам, полученными двумя типами данных источников. Известно, что взрывные источники не имеют ограничений по нижней частоте (в данном случае ограничения могут быть только в типе геофонов), поэтому амплитудно-частотный спектр поверхностной волны, образованной такими источниками, смещен в

сторону низких частот, что позволяет наблюдать образование моды на спектре фазовых скоростей. В случае вибрационных источников пиковая частота поверхностных волн находится в области более высоких частот, и в этом случае моды не образуются – отсутствует дисперсия скоростей, так как волна бежит в приповерхностном слое с постоянной скоростью распространения, не проникая в нижележащие слои (Рис. 3 - Рис. 4).

▼ Рис. 4. Сравнение f - v спектров и АЧХ поверхностных волн, образованных взрывным источником и виброисточником на площади 2.

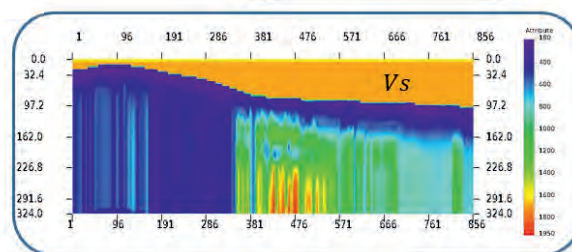
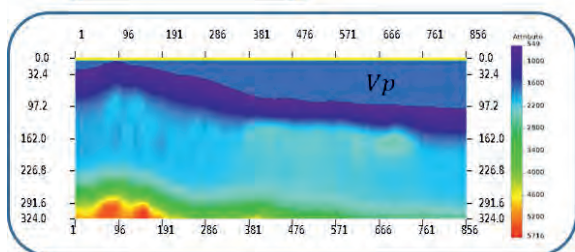
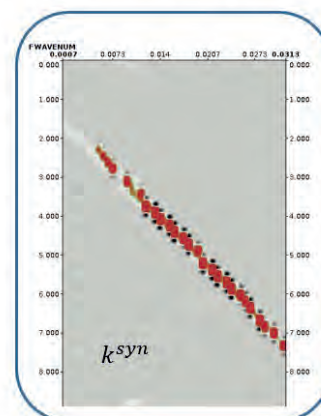


Входные данные на инверсию:



$$\operatorname{argmin}_m \sum_{i=1}^N w_i (k_i^{\text{real}} - k_i^{\text{syn}}(f_i^{\text{real}}, m))^2$$

Результат инверсии:



▲ Рис. 5. Схема процесса инверсии.

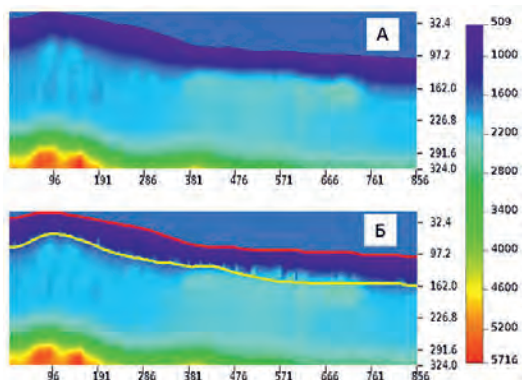
На Рис. 5 схематично проиллюстрированы входные данные на инверсию, в данном случае это модель V_p скоростей и пропикированные моды поверхностной волны в F-k области. В процессе минимизации функционала невязки между наблюдаемыми данными k^{real} и синтетическими k^{syn} , которые уточняются итерационно, решается система нелинейных уравнений с неизвестными параметрами (V_s , Density) и в результате её решения мы получаем на выходе модель V_s скоростей.

Далее модель ВЧР скоростей поперечных волн была переведена в модель скоростей продольных волн с привлечением априорной информации – коэффициента $\gamma = V_p / V_s$. На Рис. 6 проиллюстрирована модель ВЧР до уточнения зоны малых скоростей (ЗМС) (А) и после (Б). Далее по двум моделям рассчитывались и оценивались статические поправки. На Рис. 7 продемонстрированы суммарные разрезы: А – со статическим решением по преломленным волнам, Б – после уточнения модели методом SWI. Стоит отметить, что в результате статического реше-

ния по уточнённой модели, структурный план выполаживается, что является одним из критериев лучшего учета аномалий в ЗМС. Это также подтвердилось линейно-регрессионным анализом по структурным картам, которые были взяты с завершённого проекта на данной площади (Рис. 8).

Заключение

Расширение диапазона амплитудно-частотного спектра в сторону низких частот (от 2-3 Гц) дает возможность использовать метод SWI для учёта неоднородностей в верхней части разреза в Волго-Уральском регионе. Процедура позволяет получить более детализированную модель, особенно в зонах малых скоростей (ЗМС). Благодаря этому задача компенсации неоднородностей выполняется точнее и, следовательно, уточняется структурный план геологической модели. Также, дальнейшее использование высокоразрешенной скоростной модели, как стартовой, очевидно, позволит улучшить PSDM изображение,

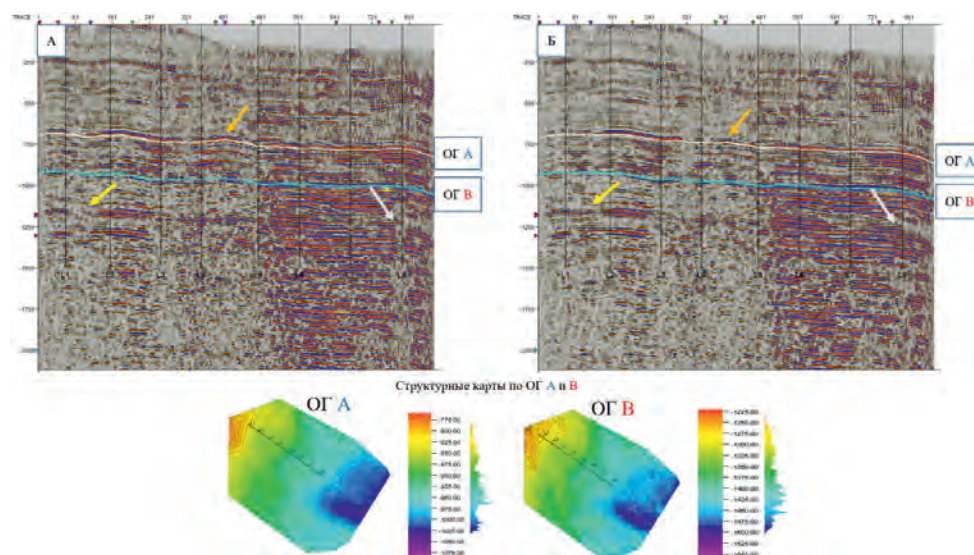


▲ Рис. 6. А - модель продольных волн, полученная по сеточной томографии (по преломленным волнам), Б - уточненная модель продольных волн методом SWI.

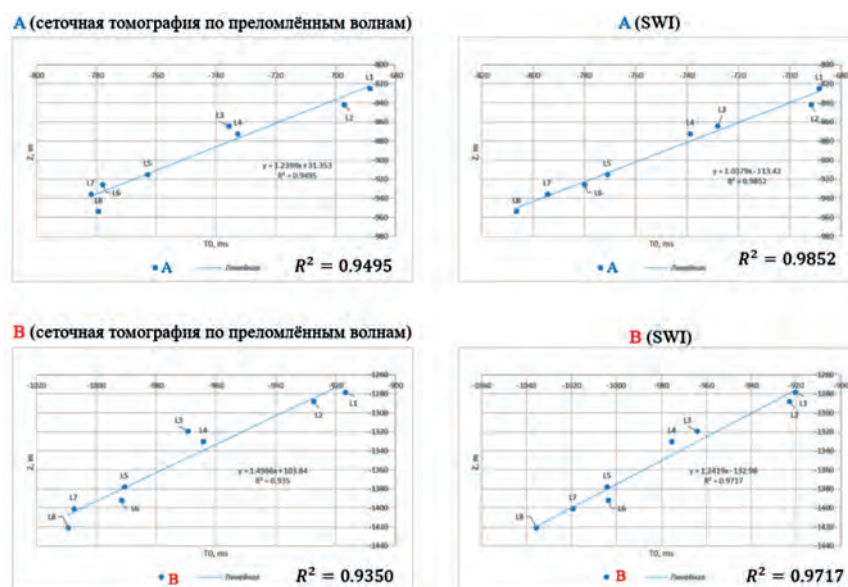
поскольку метод SWI корректнее описывает реальное распределение скоростей в ЗМС, чем модели при стандартных подходах (пластовая, сеточная инверсия по преломленным волнам).

Литература

1. Yang Jianxun, Calculation of the Characteristics of Traveling Waves in Layered Media, Computational Mathematics and Modeling, Vol. 29, No. 3, July, 2018, 287-298
2. Ю.Н. Воскресенский, Полевая геофизика: учеб. для вузов. – М.: ООО «Издательский дом Недра», 2010. – 479 с.: ил.



▲ Рис.7. Суммарные разрезы. А - статическое решение по преломленным волнам (сеточная томография), Б - статическое решение по уточненной модели после SWI.



▲ Рис. 8. Линейно-регрессионный анализ по ОГ А и В.