

ДЕТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА КОМПЛЕКСИРОВАНИЕМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ОДНОКРАТНОГО И МНОГОКРАТНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

(Представлено членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Вижвою)

Скорости распространения сейсмических волн являются одним из важнейших кинематических параметров, от точности и полноты сведений о скоростях в конечном итоге зависит геологическая эффективность сейсморазведки. Рассмотрены способы определения эффективных скоростей по сейсмическим данным, предложенные за период применения метода отраженных волн. Способы определения скоростей разделены на 2 большие группы – в первую группу входят способы определения эффективных скоростей, основанные на автоматическом или визуальном прослеживании осей синфазности (т. е. годографов) отраженных волн на сейсмограммах ОТВ (общей точки взрыва) или ОГТ (общей глубинной точки), а затем их аппроксимации гиперболами, а во вторую группу включены способы, основанные на применении анализа сейсмического волнового поля по регулируемым направлениям. Указаны основные недостатки существующих способов, особо выделен промышленный способ, широко применяемый в настоящее время и основанный на анализе волнового поля по регулируемым направлениям, которые не дают достаточно точных и полных сведений для решения традиционной задачи кинематической интерпретации, т. е. перехода от временных разрезов к мигрированные глубинные. Предложен новый способ определения эффективной скорости, который кардинально отличается от способов, применяющихся до сих пор на практике сейсморазведки, т. к. данные сейсморазведки однократного и многократного профилирований используются не раздельно, как это было до сих пор, а комплексно. Выведены формулы для определения эффективной скорости по данным однократного и многократного профилирования. Разработана методика определения эффективной скорости и приведена последовательность процедур для решения поставленной задачи. Представлены результаты исследований на конкретном примере путем решения прямой и обратной задачи для площади Саждаг между речь Куры и Иори. Исследованы влияния погрешностей в значениях параметров, входящих в формулу расчета эффективной скорости на конечные результаты, а также перечислены основные преимущества предложенного способа.

Ключевые слова: сейсморазведка 2D и 3D, эффективная скорость, скорость суммирования, градиент времени, временные разрезы.

Введение. Скорости распространения сейсмических волн являются одним из важнейших параметров, используемых при решении ряда геологических задач, поставленных перед сейсмической разведкой 2D и 3D. Неопределенности в скоростной модели среды приводят к снижению точности и, в целом, геологической эффективности сейсморазведки. С начала применения сейсморазведки при поисках и разведке полезных ископаемых до настоящего времени, различными исследователями были предложены и применены разные способы определения скоростей по сейсмическим данным. Достаточно широкое применение получили работы С.А. Васильева, А.К. Урупова, В.М. Глоговского, Г.Н. Гогоненкова А.В. Невинного, Н.Н. Пузырёва, А.Н. Лёвина и др. (Васильев и Урупов, 1978; Глоговский и Гогоненков, 1978; Невинный и Урупов, 1977; Пузырёв, 1979; Урупов и Лёвин, 1985). Перечисленные способы определения базируются в основном на использовании данных однократного профилирования МОВ (метода отраженных волн) и вышли из применения с появлением на практике МОГТ (метода общей глубинной точки).

Применяемые на практике алгоритмы определения $v_{\text{огт}}$ по сейсмограммам ОГТ (или ОСТ – общей серединной точки при сейсморазведке 3D) основаны на предположении о правомерности аппроксимации годографов ОГТ (или ОСТ) гиперболами (Лёвин, 1977; Маловичко, 1979). Известно, что в сложных поверхностных и глубинных сейсмогеологических условиях годографы отраженных волн часто не имеют гиперболическую форму: на них образуются точки возврата, узлы и т. д., что приводит их к непригодной форме для определения скорости (Черняк, 1973; Bear *et al.*, 2005; Robein, 2003). В настоящее время самым технологическим способом определения скоростей являются скорости суммирования, полученные при цифровой обработке данных (Jones, 2010; Ahmedov, 2005).

Постановка проблемы. Таким образом, скорости, полученные применением анализа волнового поля по регулируемым направлениям, являются основным источником информации об эффективных скоростях в настоящее время. Для заданных сейсмогеологических условий и при оптимальности предшествующей обработки информативность и точность вычислений $v_{\text{огт}}$ (т. е. скоростного анализа) зависят от ширины временного окна анализа, гиперболичности годографа и его длины, вдобавок, этот способ, основанный на оптимизации сумм, на практике проводится на нескольких точках профиля, а между ними осуществляется линейная интерполяция. К тому же необходимо пересчитать скорости суммирования в эффективные скорости, т. е. учитывать влияние угла наклона отражающей границы на скорости ОГТ (Bancroft and Wang, 1994; Guirigay and Bancroft, 2010). Ручная или цифровая сейсмическая миграция дает лишь приближенную картину реальной геологической среды, т. к. преломления сейсмических лучей на промежуточных границах раздела не учитываются. А получение мигрированных глубинных разрезов требует точного знания скоростной модели среды, т. к. данная процедура очень чувствительна к изменениям скоростей (Guirigay, 2012; Wang, 1997). Таким образом, понятно, что на сложно-построенных площадях необходимо иметь более плотные и точные данные о скоростях как по разрезу, так и по площади.

Исследовательские вопросы. Предлагается новый способ определения эффективной скорости, который кардинально отличается от способов, применяющихся до сих пор на практике сейсморазведки, т. к. в этом способе данные сейсморазведки однократного и многократного профилирований используются комплексно. Продифференцировав уравнение годографа ОТВ (общей точки взрыва) отраженной волны по x , получим уравнение градиента времени:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{x}{v^2 t} \pm \frac{2h \sin \phi}{v^2 t}. \quad (1)$$

Над источником колебаний, т. е. над началом координат, выражение для градиента времени упрощается, так как при $x = 0$ время $t = t_0 = \frac{2h}{v}$, и первое слагаемое в (1) равно нулю $\frac{x}{v^2 t} = 0$, тогда выражение для градиента времени с некоторыми допущениями принимает следующий вид:

$$\left(\frac{dt}{dx} \right)_0 = \pm \frac{\sin \phi}{v}. \quad (2)$$

Учитывая то, что при определении скоростей распространения сейсмических волн только абсолютные значения градиентов времени имеют значение, поэтому, опуская знаки в правой стороне выражения (2), найдем $\sin \phi$:

$$\sin \phi = v \cdot \left(\frac{dt}{dx} \right)_0. \quad (3)$$

Теперь продифференцируем по x уравнение годографа ОГТ отраженной волны:

$$\left(\frac{dt}{dx} \right)_{\text{огт}} = \frac{x}{v_{\text{огт}}^2 \cdot t_{\text{огт}}}, \quad (4)$$

зная, что $v_{\text{огт}} = \frac{v}{\cos \phi}$, подставим вместо $\cos \phi$ выражение (3), для эффективной скорости получим:

$$v_{\text{эф}} = \sqrt{\frac{X}{\left(\frac{dt}{dx} \right)_{\text{огт}} \cdot t_{\text{огт}} + X \cdot \left(\frac{dt}{dx} \right)_0^2}}.$$

При применении на практике вместо градиента времени удобно пользоваться приращением времени Δt на базе приема Δx . Естественно, что величина Δx зависит от кривизны фронта отраженной волны, и с увеличением времени определения скорости можно ее увеличивать. Таким образом, окончательно для определения эффективной скорости получим:

$$v_{\text{эф}} = \sqrt{\frac{X_m}{\left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)_{\text{огт}} \cdot t_{\text{огт}} + X_m \left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)_0^2}}, \quad (5)$$

здесь $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)_{\text{огт}}$ – приращение времени по годографу ОГТ на базе приема Δx , центр которой расположен на

расстоянии X_m от начала координат; $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)_0$ – приращение времени по годографу ОТВ на базе приема Δx , центр которой находится в начале координат; $t_{\text{огт}}$ – время на годографе ОГТ для абсциссы X_m .

Цель исследований. Основной целью данных исследований является разработка нового способа определения эффективной скорости комплексированием данных однократного и многократного профилирования, позволяющего массовое вычисление скоростей по профилю и разрезу и, тем самым, дающего более точное построение скоростной модели среды.

Методология. Эффективная скорость определяется в такой последовательности: выбираются и задаются

два параметра (X_m и Δx), входящие в выражение (5), и по наблюдаемому волновому полю определяют приращения времени на выбранной базе $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)_0$ и $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)_{\text{огт}}$, а также на годографе ОГТ для абсциссы X_m . Анализ формы годографа ОГТ отраженной волны, а также практика вычислений показывают, что абсциссе X_m целесообразно выбирать на удаленных расстояниях от начала координат, т. к. на этих удалениях годограф асимптотически приближается к прямой. Например, если длина установки приема равна 2,35 км, то для $X_m = 2,15$ км. Что касается Δx , то выбор значения этого параметра играет большую роль в точности определения скорости, т. к. если очень маленькое его значение приводит к некорректному определению приращений времени под влиянием нерегулярно распределенных факторов (например, таких, как зоны малых скоростей, рельефа, остаточных статических поправок, неоднородности покрывающей толщи и т. д.), то его большое значение ограничивается кривизной фронта волны, что существенно на малых временах регистрации. Опыт показывает, что для среднедифференцированного разреза на временах регистрации более 1,5 сек Δx может быть увеличено до 0,4 км. При определении по годографу ОГТ отраженной волны можно применять два способа: первый способ состоит из суммирования сейсмограмм вдоль регулируемого веера гиперболических годографов; во втором способе, более простом, используются данные скоростного анализа, по которым определяют время в центре базы, задавая абсциссы краев базы x_1 и x_2 , времена t_1 и t_2 , а также его приращение на этой базе.

Что касается градиента времени (т. е. приращения времени на базе Δx), определяемого по годографу ОТВ в начале координат $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)_0$, то этот параметр может быть определен по методу регулируемого направленного приема (МРНП) Л.А. Рябинкина, для применения которого при цифровой обработке сейсмических данных разработаны алгоритмы и программы еще в середине 80-х годов прошлого столетия (Рябинкин, 1987).

Результаты исследований. Теперь продемонстрируем на конкретном примере эффективность предложенного способа определения скоростей. Сначала решим прямую задачу, т. е. для упрощенной модели среды площади Саждаг междууречья Куры и Габырры Азербайджана рассчитаем годографы ОТВ и ОГТ отраженных волн при разных глубинах отражающих границ. Пользуясь данными сейсмокартажа скважины № 4 площади Саждаг (рис. 1) рассчитаем годографы для исходных данных: 1) $h = 1,0$ км; $v = 2,3$ км/с; 2) $h = 4,0$ км, $v = 2,6$ км/с; расчеты проводились для наклонной отражающей границы с углом наклона $\phi = 20^\circ$ и для горизонтальной границы $\phi = 0^\circ$, длина годографов равна 2,4 км. Рассчитанные и построенные годографы представлены на рис. 2.

Теперь приступим к решению обратной задачи и определим эффективную скорость $v_{\text{эф}}$ по рассчитанным годографам ОТВ и ОГТ. Примем, что $X_m = 2,15$ км, тогда в точке X_m $t_{\text{огт}1} = 1,236$ с (при $h = 1,0$ км) $t_{\text{огт}2} = 3,174$ с (при $h = 4,0$ км). На этих глубинах ($h = 1,0$ и 4,0 км) градиенты времени на годографах ОТВ и ОГТ будут соответственно равны: $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)_0 = 0,184$ с/км ($h = 1,0$ км)

и $0,135$ с/км ($h = 4,0$ км), $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)_{\text{огт}} = 0,29$ с/км ($h = 1,0$ км)

и $0,088 \text{ с/км}$ ($h = 4,0 \text{ км}$). Подставив значения этих параметров в выражении (5) на место, для эффективной скорости при разных глубинах получим следующие значения: при $h = 1,0 \text{ км}$, $v_{\text{эфф}} = 2,301 \text{ км/с}$, а при $h = 4,0 \text{ км}$, $v_{\text{эфф}} = 2,608 \text{ км/с}$. Если сравнивать полученные по

годографам значения эффективных скоростей с исходными данными, то увидим, что за исключением небольших погрешностей они полностью совпадают.

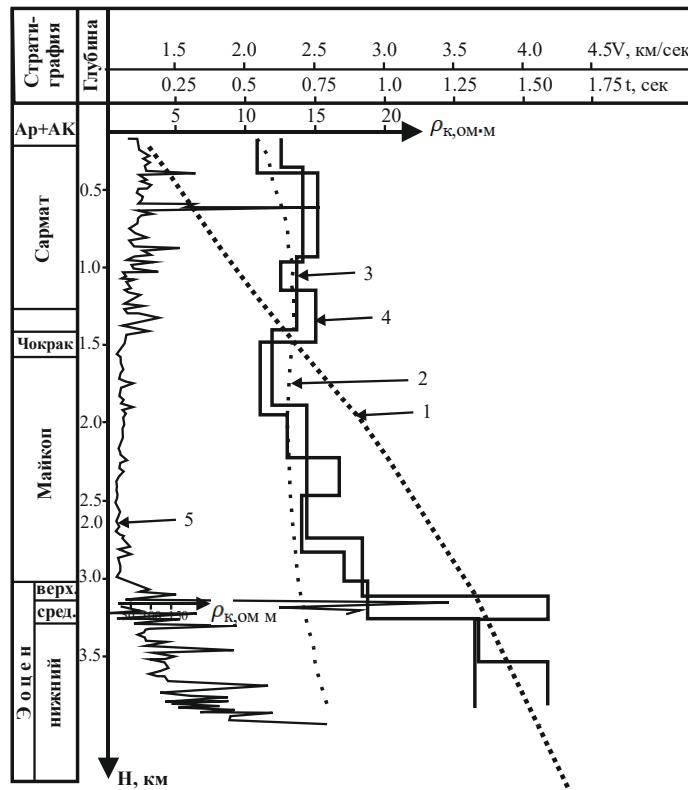


Рис. 1. Данные электро- и сейсмокаротажа скважины № 4 площади Саждаг междуречья Курьи и Иори:
 1 – вертикальный годограф; 2 – кривая средней скорости; 3 – пластовые скорости;
 4 – интервальные скорости; 5 – кривая кажущегося сопротивления

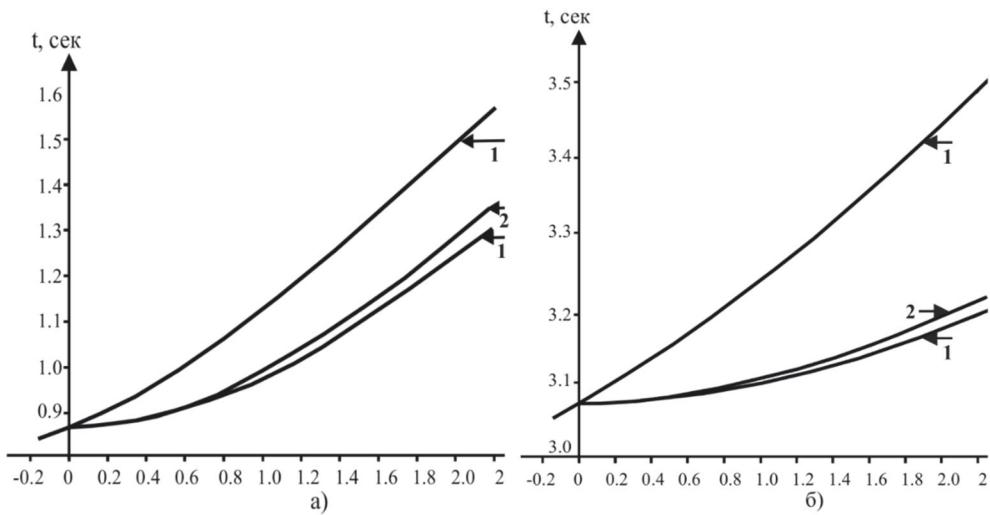


Рис. 2. Годографы ОТВ и ОГТ отраженных волн, рассчитанных по данным сейсмического каротажа скважины №4:
 годографы при: а) – $h = 1,0 \text{ км}$ и б) – $h = 4,0 \text{ км}$; 1 – годографы ОТВ и ОГТ (при $\varphi = 20^0$);
 2 – годографы ОТВ и ОГТ (при $\varphi = 0^0$)

Исследуем возможные погрешности в значениях параметров, входящих в формулу расчета эффективной скорости и их влияния на окончательные результаты. Однозначно можно сказать, что при определении X_m невозможно допустить значительных погрешностей. Вместо времени $t_{\text{ОГТ}}$ возьмем t_0 и определим

градиенты времени $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)_0$ и $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)_{\text{ОГТ}}$ без учета кривизны фронта волны по полным годографам ОТВ и ОГТ. В практике сейсмических исследований широкое применение получили фланговые системы наблюдений,

и в этой связи определение градиента времени $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x}\right)_0$

на базе, центр которой расположен над началом координат, встречает трудности. Поэтому смещение центра базы на некоторое расстояние от оси ординат (вернее оси времен) носит практическое значение и в этом случае очень важно изучать влияние члена $x/v^2 t$, входящего в полную формулу (1) градиента времени годографа ОТВ, на конечные результаты. Если центр базы определения градиента времени $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x}\right)_0$ сместить на расстояние 0,2 км от начала координат, то для эффективной скорости при разных глубинах получим соответственно:

$v_{\phi 1} = 2,238$ км/с и $v_{\phi 2} = 2,6$ км/с. Как видно смещение центра базы в сторону на малых временах оказывает существенное влияние на значение скорости, тогда как на больших временах оно незначительно. Если уменьшим длину базы и центр ее приблизим к началу координат, т. е. возьмем $\Delta x = 0,2$ км и $X_m = 0,1$ км, то для эффективной скорости получим $v_{\phi 1} = 2,263$ км/с и $v_{\phi 2} = 2,608$ км/с соответственно. Продолжая исследования в этом направлении, устанавливаем, что при $\Delta x = 0,1$ км и $X_m = 0,05$ км эффективные скорости приобретают следующие значения: $v_{\phi 1} = 2,290$ км/с и $v_{\phi 2} = 2,690$ км/с. Анализ полученных данных показывает, что если на малых временах с приближением базы определения градиента времени $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x}\right)_0$ к началу координат и уменьшением ее

длины получаем желаемые результаты, то на больших временах увеличиваются погрешности определения эффективной скорости. С другой стороны, знаем, что уменьшение длины базы приводит к повышению влияния случайных факторов. Учитывая это, если мы, в случае фланговой системы наблюдений, при определении

$\left(\frac{\Delta t}{\Delta x}\right)_0$ центр базы сместим на расстояние 0,2 км от

начала координат и ее длину возьмем равной $\Delta x = 0,4$ км, то для определения градиента времени будут использованы 17 трасс (при расстоянии между каналами 0,025 км), и мы получим достаточно высокую точность вычислений.

Разработанная методика определения эффективных скоростей и уточнения скоростной модели исследуемой среды была применена на данных сейсморазведки 3D на одной из площадей Азербайджанского сектора шельфа Каспийского моря, названного нами условно Хасилат III. Данная площадь неоднократно изучалась сейсморазведкой, но так как она осложнена тектоническими нарушениями разного направления и имеет блочное строение, это приводит к сложной волновой картине, и детальное строение площади, особенно по глубоко залегающим отложениям нижнего плиоцена, миоцена, осталось недостаточно изученным. Из-за сложности строения структуры и расположения глубоких скважин на разных блоках, а также недостаточной глубины исследований сейсмокартажа и ВСП (вертикального сейсмического профилирования) полученная скоростная модель не позволяла получить достоверную информацию о глубинах целевых сейсмических горизонтов, прослеженных и прокоррелированных особенно в низах продуктивной толщи и подстилающих ее отложениях (рис. 3).

Стало очевидным, что существующие данные о скоростях не позволяют получить адекватные представления о геологическом строении площади Хасилат III. Поэтому была составлена скоростная модель среды с применением разработанной методики. Были проанализированы и обобщены все данные, полученные на площади, проведены расчеты и составлена трехмерная скоростная модель среды (рис. 4).

Затем на основе составленной скоростной модели были построены скоростные карты по целевым горизонтам, одна из которых приводится на рис. 5, на их основе временные разрезы 2D были трансформированы в глубинные, и была применена сейсмическая миграция.

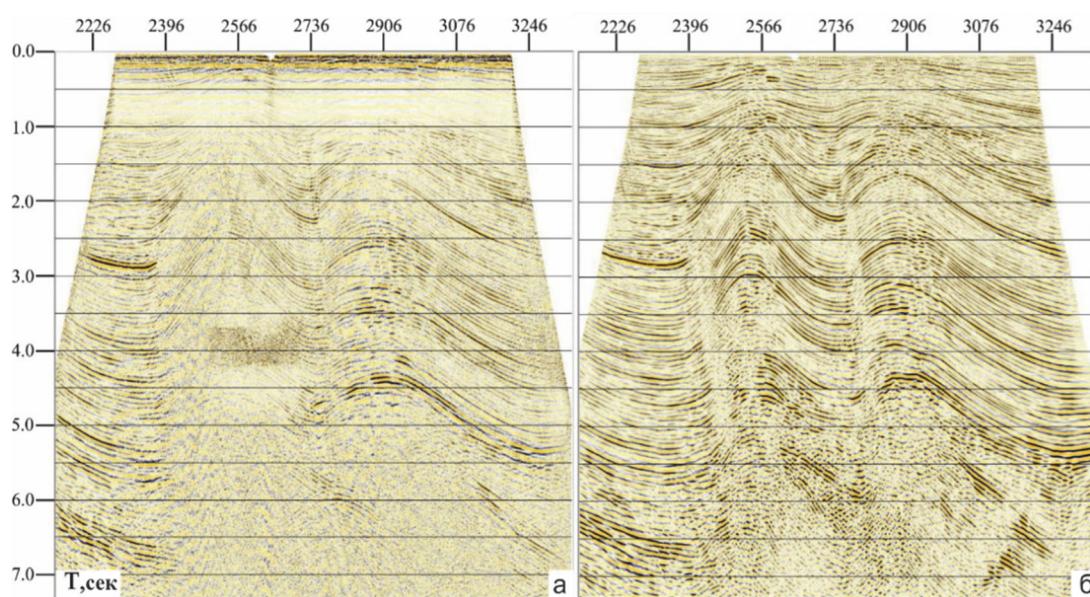


Рис. 3. Временной разрез по одному из профилей сейсморазведки 2D Хасилат:
а – после предварительной суммы; б – после деконволюции, финал stack, фильтрации и сейсмической миграции

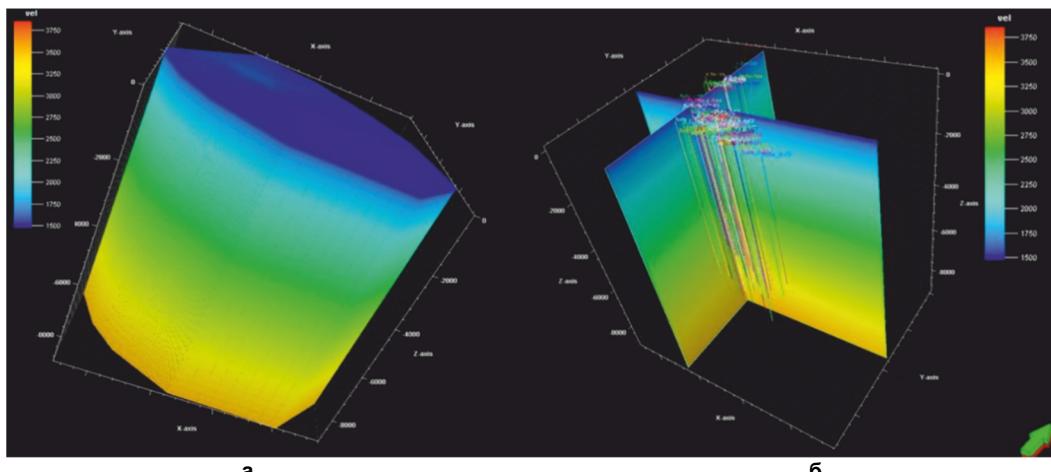


Рис. 4. Рассчитанные скоростные модели:
а – трехмерная модель; б – трехмерная модель со скважинами, вскрывшими сейсмический горизонт VIII, приуроченному к низам продуктивной толще нижнего плиоцена

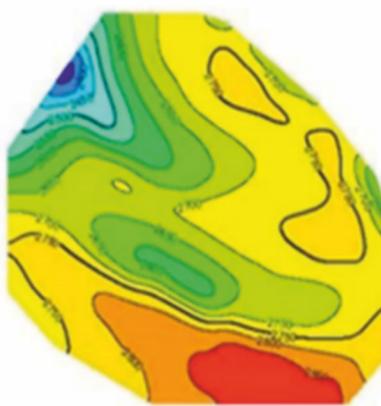


Рис. 5. Карта скоростей по СГ V продуктивной толщи

Заключение. 1. Анализ формулы определения эффективной скорости показывает, что из четырех параметров, X_m , $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x}\right)_{OFT}$ и $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x}\right)_0$, определение первых трех

не встречает серьезных трудностей, а последний определяется по методике РНП (регулируемого направленного приема) Л.А. Рябинкина из сейсмограмм ряда, т. е. полевых сейсмограмм однократного профилирования.

2. Погрешности в определении не имеют большого влияния на конечные результаты, т. к. относительные ошибки в значениях скорости не превышают 2 %.

3. То же самое можно сказать о градиенте времени, определяемого по годографу ОГТ, т. е. $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x}\right)_{OFT}$. Погрешности в определении этого параметра приводят к относительным погрешностям в значениях скорости, они не превышают 2 %.

4. Градиент времени, определяемый по годографу ОТВ $\left(\frac{\Delta t}{\Delta x}\right)_0$, сильно влияет на значения скорости, т. к. в этом случае относительные погрешности достигают 8 %, следовательно этот параметр должен быть определен с высокой точностью.

5. Предложенный способ определения технологичен и может быть легко применен на практике, т. к. современные системы цифровой обработки сейсмических данных

имеют программные средства, необходимые для определения всех параметров, входящих в формулу (5). Поэтому данный способ определения скорости может быть легко интегрирован в любой граф обработки.

Список использованных источников

Васильев, С.А., Урупов, А.К. (1978). Новые возможности изучения скорости распространения сейсмических волн и строения среды по наблюдениям во взаимных точках. В кн.: Прикладная геофизика, вып. 92, с. 3–16. М.: Недра.

Глоговский, В.М., Гогоненков, Г.Н. (1978). Сходимость итеративного метода определения пластовых скоростей по сейсмическим данным. В кн.: Прикладная геофизика, вып. 92, с. 65–77. М.: Недра.

Гогоненков, Г.Н., Захаров, Е.Т., Эльманович, С.С. (1980). Прогноз детального скоростного разреза по сейсмическим данным. В кн.: Прикладная геофизика, вып. 97, с. 58–72. М.: Недра.

Лёвин, А.Н. (1977). Предельная эффективная скорость при ОГТ для сплошно-однородных сред. В кн.: Прикладная геофизика, вып. 86, с. 3–11. М.: Недра.

Маловичко, А.А. (1979). Определение предельной эффективной скорости и степени неоднородности по одиночному годографу отраженных волн в случае вертикально неоднородной среды. В кн.: Прикладная геофизика, вып. 95, с. 35–44. М.: Недра.

Невинный, А.В., Урупов, А.К. (1977). Определение скоростей в средах с криволинейными границами (трехмерная задача). В кн.: Прикладная геофизика, вып. 88, с. 3–18. М.: Недра.

Пузырёв, Н.Н. (1979). Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров. Новосибирск: Наука.

Урупов, А.К., Лёвин, А.Н. (1985). Определение и интерпретация скоростей в методе отраженных волн. М.: Недра, с. 67–195.

Черняк, В.С. (1973). Расчет эффективных скоростей в МОВ и МОГТ для сплошных сред с криволинейными границами. В кн.: Прикладная геофизика, вып. 71, с. 71–79. М.: Недра.

Bear, L.K., Dickens, T.A., Krebs, J.R., Liu, J., Traynin, P. (2005). Integrated velocity model estimation for improved positioning with anisotropic PSDM. *The Leading Edge*, 24, 622–626.

- Robein, E. (2003). Velocities, Time-imaging and Depth-imaging in Reflection Seismics. Principles and Methods, EAGE.
- Jones, I.F. (2010). An Introduction to: Velocity Model Building.
- Ahmedov, T.R. (2005). Search for optimal velocity characteristics while seismic plotting. *Geophysics news in Azerbaijan Baki*, 1, 18–23.
- Bancroft, J.C., Wang, S. (1994). Converted-wave prestack migration and velocity analysis by equivalent offsets and CCP gathers. *CREWES Research Report*, 6, 28.1-7.
- Guirigay, T.A., Bancroft, J.C. (2010). Converted wave processing in the EOM domain. *CREWES Research Report*, 22, 23.1-24.
- Guirigay, T. (2012). Estimation of Shear wave velocities from P-P and P-S seismic data using Equivalent Offset Migration. *M.S. thesis*, University of Calgary, Alberta, Canada.
- Wang, S. (1997). Three-component and three-dimensional seismic imaging: *M.S. thesis*, University of Calgary, Alberta, Canada.
- References**
1. Vasilev, S.A., Urupov, A.K. (1978). New possibilities for studying the speed of propagation of seismic waves and the structure of the environment from observations at reciprocal points. In the book: Applied Geophysics, vol. 92, pp. 3 - 16. M.: Nedra. [in Russian]
 2. Glogovsky, V.M., Gogonenkov, G.N. (1978). Convergence of an iterative method for determining reservoir velocities from seismic data. In the book: Applied Geophysics, vol. 92, pp. 65 - 77. M.: Nedra. [in Russian]
 3. Gogonenkov, G.N., Zakharov, E.T., Elmanovich, S.S. (1980). Prediction of a detailed velocity section based on seismic data. In the book: Applied Geophysics, vol. 97. M.: Nedra, p. 58 - 72.
 4. Levin, A.N. (1977). Limiting effective speed at CDP for layered-homogeneous media. In the book: Applied Geophysics, vol. 86, pp. 3 - 11. M.: Nedra. [in Russian]
 5. Malovichko, A.A. (1979). Determination of the limiting effective speed and degree of inhomogeneity from a single travel time curve of reflected waves in the case of a vertically inhomogeneous medium. In the book: Applied Geophysics, vol. 95, pp. 35 - 44. M.: Nedra. [in Russian]
 6. Nevinny, A.V., Urupov, A.K. (1977). Determination of velocities in environments with curved boundaries (three-dimensional problem). In the book: Applied Geophysics, vol. 88, pp. 3 - 18. M.: Nedra. [in Russian]
 7. Puzyrev, N.N. (1979). Time fields of reflected waves and the method of effective parameters. Novosibirsk: Science. [in Russian]
 8. Urupov, A.K., Levin, A.N. (1985). Determination and interpretation of velocities in the method of reflected waves. M.: Nedra, p. 67–195. [in Russian]
 9. Chernyak, V.S. (1973). Calculation of effective velocities in MOV and CDP for layered media with curvilinear boundaries. In the book: Applied Geophysics, vol. 71, pp. 71 - 79. M.: Nedra. [in Russian]
 10. Bear, L.K., Dickens, T.A., Krebs, J.R., Liu, J., Traynin, P. (2005). Integrated velocity model estimation for improved positioning with anisotropic PSDM. *The Leading Edge*, 24, 622-626.
 11. Robein, E. (2003). Velocities, Time-imaging and Depth-imaging in Reflection Seismics. Principles and Methods, EAGE.
 12. Jones, I.F. (2010). An Introduction to: Velocity Model Building.
 13. Ahmedov, T.R. (2005). Search for optimal velocity characteristics while seismic plotting. *Geophysics news in Azerbaijan Baki*, 1, 18 – 23.
 14. Bancroft, J.C., Wang, S. (1994). Converted-wave prestack migration and velocity analysis by equivalent offsets and CCP gathers. *CREWES Research Report*, 6, 28.1-7.
 15. Guirigay, T.A., Bancroft, J.C. (2010). Converted wave processing in the EOM domain. *CREWES Research Report*, 22, 23.1-24.
 16. Guirigay, T. (2012). Estimation of Shear wave velocities from P-P and P-S seismic data using Equivalent Offset Migration. *M.S. thesis*, University of Calgary, Alberta, Canada.
 17. Wang, S. (1997). Three-component and three-dimensional seismic imaging: *M.S. thesis*, University of Calgary, Alberta, Canada.

Надійшла до редколегії 15.05.21

T. Ahmadov, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.,
E-mail: akhmedov.tofik@bk.ru
Azerbaijan State Oil and Industry University, Baku, Azerbaijan

DETAILED STUDY OF THE VELOCITY SECTION BY INTEGRATING SEISMIC DATA OF SINGLE AND MULTIPLE PROFILING

The velocities of propagation of seismic waves are one of the most important kinematic parameters; the geological efficiency of seismic exploration ultimately depends on the accuracy and completeness of information about the velocities. Methods for determining effective velocities from seismic data, proposed for the period of application of seismic exploration by the method of reflected waves, are listed. The methods for determining the velocities are divided into 2 large groups: the first group includes methods for determining the effective velocities based on automatic or visual tracking of the in-phase axes (i.e. hodographs) of reflected waves on the seismograms of the OTP (common point of explosion) or CDP (common depth point), and then their approximation by hyperbolas, and the second group includes methods based on the use of seismic wave field analysis in controlled directions. The main disadvantages of the existing methods are indicated, the industrial method, which is widely used at the present time, is highlighted, based on the analysis of the wave field in controlled directions, which do not provide sufficiently accurate and complete information for solving the traditional problem of kinematic interpretation, i.e. transition from time sections to migrated deep ones. A new method for determining the effective velocity is proposed, which is fundamentally different from the methods used so far in the practice of seismic exploration, since in this method, seismic data of single and multiple profiling are used not separately, as it was until now, but in a complex manner. Formulas are derived for determining the effective speed from the data of single and multiple profiling. A method for determining the effective speed has been developed and a sequence of procedures for solving the problem is presented. The results of research on a specific example are given by solving the direct and inverse problems for the Sazdag area of the Mesopotamia of the Kura and Lori rivers. The influence of errors in the values of the parameters included in the formula for calculating the effective speed on the final results is investigated. At the end of the article, the main advantages of the proposed method are listed.

Keywords: 2D and 3D seismic, effective velocity, stacking rate, time gradient, time sections.

Т. Ахмедов, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,
E-mail: akhmedov.tofik@bk.ru,
Державний університет нафти і промисловості, м. Баку, Азербайджан

ДЕТАЛЬНЕ ВИВЧЕННЯ ШВИДКІСНОГО РОЗРІЗУ КОМПЛЕКСУВАННЯМ СЕЙСМІЧНИХ ДАНИХ ОДНОРАЗОВОГО ТА БАГАТОРАЗОВОГО ПРОФІЛЮВАННЯ

Швидкості поширення сейсмічних хвиль є одним з найважливіших кінематичних параметрів, від точності та повноти відомостей про швидкості в кінцевому підсумку залежить геологічна ефективність сейсморозідки. Розглянуто способи визначення ефективних швидкостей за сейсмічними даними, запропоновані за час застосування методу відбитих хвиль. Способи визначення швидкостей розділені на 2 великі групи – до першої групи належать способи визначення ефективних швидкостей, що засновані на автоматичному або візуальному простеженні осей синфазності (тобто годографів) відбитих хвиль на сейсмограмах ЗТВ (загальної точки вибуху) або ЗГТ (загальної глибинної точки), а потім їх апроксимації гіперболами, а у другу групу включені способи, засновані на застосуванні аналізу сейсмічного хвильового поля за регульованими напрямками. Зазначено основні недоліки існуючих способів, особливо виділений промисловий спосіб, що широко застосовується у теперішній час і заснований на аналізі хвильового поля з регульованими напрямами, які не дають досить точних і повних відомостей для вирішення традиційної задачі кінематичної інтерпретації, тобто переходу від тимчасових розрізів у міровані глибинні. Запропоновано новий спосіб визначення ефективної швидкості, який кардинально відрізняється від способів, що застосовуються досі практично сейсморозідкою, оскільки дані сейсморозідки одноразового та багаторазового профілювання використовуються не окремо, як це було донині, а комплексно. Виведено формули для визначення ефективної швидкості за даними одноразового та багаторазового профілювання. Розроблено методику визначення ефективної швидкості та наведено послідовність процедур для вирішення поставленого завдання. Наведено результати досліджень на конкретному прикладі шляхом вирішення прямої та зворотної задачі для площини Саждаг межиріччя Кури та Лорі. Досліджено вплив похибок у значеннях параметрів, що входять у формулу розрахунку ефективної швидкості на кінцеві результати, а також перелічено основні переваги запропонованого способу.

Ключові слова: сейсморозідка 2D та 3D, ефективна швидкість, швидкість підсумування, градієнт часу, тимчасові розрізи.