

УДК 550.834

ДИНАМИЧЕСКИЙ ПЕРЕСЧЕТ ГОЛОВНЫХ ВОЛН НА ЦЕНТРАЛЬНОМ УЧАСТКЕ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ: ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВРЕМЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

© 2018 г. П.О. Полянский^{1,4}, А.Ф. Еманов^{1,2}, А.С. Сальников³, В.В. Жабин³

¹ *Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук”, г. Новосибирск, Россия*

² *Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск, Россия*

³ *Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия*

⁴ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

Рассмотрены возможности извлечения дополнительной информации о скоростном строении верхней части земной коры на опорных геофизических профилях с высокой плотностью наблюдений ОГТ, ориентированных на получение информации об отражающих границах в земной коре и верхней мантии. При длине годографов 10 км, расстоянии между источниками 100 м и шаге между сейсмоприемниками 50 м создаются колоссальные массивы данных (количество сейсмических трасс превышает $3 \cdot 10^6$), что делает невозможной ручную обработку записей преломленных волн. Для получения информации по преломляющим горизонтам в автоматическом режиме применяется динамический пересчет головных волн, представляющий собой фильтрацию волновых полей по свойству когерентности в одном из пространственных направлений.

Решены вопросы, связанные с влиянием на результат динамического пересчета кривизны профилей, рельефа местности и рефракции головных волн в подстилающей слой. Доказано, что названные факторы действуют на результаты пересчета как низкочастотные фильтры. Для центрального участка профиля 3-ДВ показано, что их влияние при динамическом пересчете данных ОГТ и ГСЗ невелико – уменьшение амплитуд сигналов головных волн не превышает 13 % в полосе частот 13–25 Гц; при пересчете данных КМПВ их влияние более значимо.

На центральном участке опорного профиля 3-ДВ длиной 700 км для нескольких тектонических областей Сибирской платформы (Среднененская моноклиза, Вилюйская синеклиза, Нижнеалданская впадина) по материалам ОГТ построены временные разрезы продольных и поперечных (головных и кратных) отраженно-преломленных волн. Преломленные волны на временных разрезах дают информацию о границах в осадочном чехле и о кристаллическом фундаменте; получена информация о строении коры до глубины ~3 км.

Ключевые слова: опорный геофизический профиль 3-ДВ, Сибирская платформа, головные волны, земная кора, временной разрез, цифровая обработка сейсмических данных.

Введение

Система опорных геофизических профилей, опирающаяся на сеть скважин сверхглубокого бурения, позволяет создавать модели земной коры территории России нового уровня, которые играют исключительную роль в геологии и концепциях развития планеты Земля [Козловский, 2008; Сержантов и др., 2013]. Важнейшая составляющая комплекса геофизических исследований на опорных профилях – сейсмические исследования, включающие работы методами ГСЗ, ОГТ и КМПВ, которые призваны допол-

нять друг друга. На центральном участке профиля 3-ДВ проведена интерпретация данных всех систем наблюдения и построены модели строения и развития структур земной коры с применением разных подходов к обработке материалов ОГТ [Горошко и др., 2013; Рудницкая, Старосельцев, Сальников, 2013; Гошко, Ефимов, Сальников, 2014]. Отметим, что данные плотных систем наблюдений методом ОГТ применялись только для изучения структуры земной коры по отражённым волнам. При использовании систем наблюдений с длиной годографов 10 км, шагом между сейсмоприемниками 50 м и шагом между источниками 100 м формируются колоссальные массивы данных (свыше трех миллионов сейсмических трасс), что делает невозможной ручную обработку преломленных волн, содержащих дополнительную информацию о строении самой верхней части земной коры на исследуемых профилях.

В данной работе для изучения строения коры преломленными волнами применён динамический пересчет головных волн во временные разрезы [Крылов, Сергеев, 1985; Еманов и др., 1998; Селезнев, Еманов, 1998; Еманов, Селезнев, Коршик, 2008]. Основы алгоритма метода разработаны для прямолинейных профилей на плоскости. Вопрос о возможности исключения влияния рефракции на динамический пересчет рассматривался в [Сергеев, 1988], но полных оценок влияния этого фактора на результат не сделано.

Динамический пересчет головных волн во временные разрезы с успехом применялся на фрагментах профилей глубинного ОГТ, длина которых составляла первые десятки километров, что обеспечивало относительную горизонтальность рельефа местности и прямолинейность профилей [Еманов и др., 1998; Коршик, Еманов, Селезнев, 2003; Полянский, Сальников, Еманов, 2014]. Пересчет использовался также на северо-восточном [Полянский и др., 2016] и северо-западном [Полянский и др., 2016, 2017] участках профиля 3-ДВ длиной 700–800 км, которые отличаются пересечённым рельефом и кривизной линии профиля; возможно, на этих участках происходит рефракция волн в подстилающие слои. Однако при обработке влияние этих факторов на результаты не оценивалось.

Настоящая статья может быть разделена на две части, первая из которых посвящена изучению влияния на результирующие временные разрезы рельефа местности, кривизны профиля и эффекта рефракции головных волн в подстилающие слои, вторая – автоматической селекции волновых полей головных волн и построению временных разрезов для центрального участка опорного профиля 3-ДВ.

Полевые исследования методом глубинного ОГТ на рассматриваемом участке опорного профиля 3-ДВ выполнялись ОП “Спецгеофизика” ГФУП “ВНИИГеофизика”.

Геологическая характеристика района исследований

Центральный участок профиля 3-ДВ длиной более 700 км практически полностью расположен в пределах Сибирской платформы [Парфёнов и др., 2003] (рис. 1). С юга на север он пересекает Среднеленскую моноклизу ($R=700-950$ км), часть Вилюйской синеклизы ($R=950-1350$ км) и являющуюся переходной зоной к Предверхожанскому краевому прогибу Нижнеалданскую впадину ($R=1350-1420$ км).

Геологический разрез верхней части земной коры по центральному участку (рис. 2) сверху вниз представлен осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом. Осадочный чехол сложен породами кембрийского, триасового и юрского возраста (аргиллиты, песчаники, алевролиты, известняки и доломиты). Особенность строения рельефа кровли фундамента – чередование приподнятых и опущенных блоков со сложной взаимосвязью по их бортам. Докембрийский кристаллический фундамент имеет блоковое строение, в значительной степени дифференцированное.

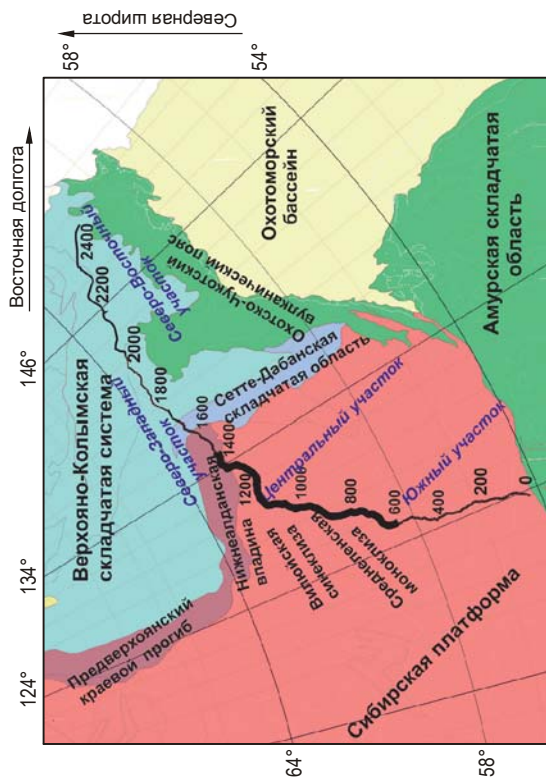


Рис. 1. Геологическая схема района исследований (по данным карты краатов и орогенных поясов центральной и Восточной Азии [Парфенов и др., 2003] с изменениями)

I – линия опорного профиля 3-ДВ; 2 – рассматриваемый в статье центральный участок профиля 3-ДВ. Цифры вдоль линии профиля – расстояния от его южного окончания *R*, км

Fig. 1. Geological scheme of the area studied (according to the map of cratons and orogenic belts of Central and East Asia, modified from [Parfenov et., 2003]). *I* is 3-DV profile and 2 is its central part; numbers along the profile show distances from its south end in km

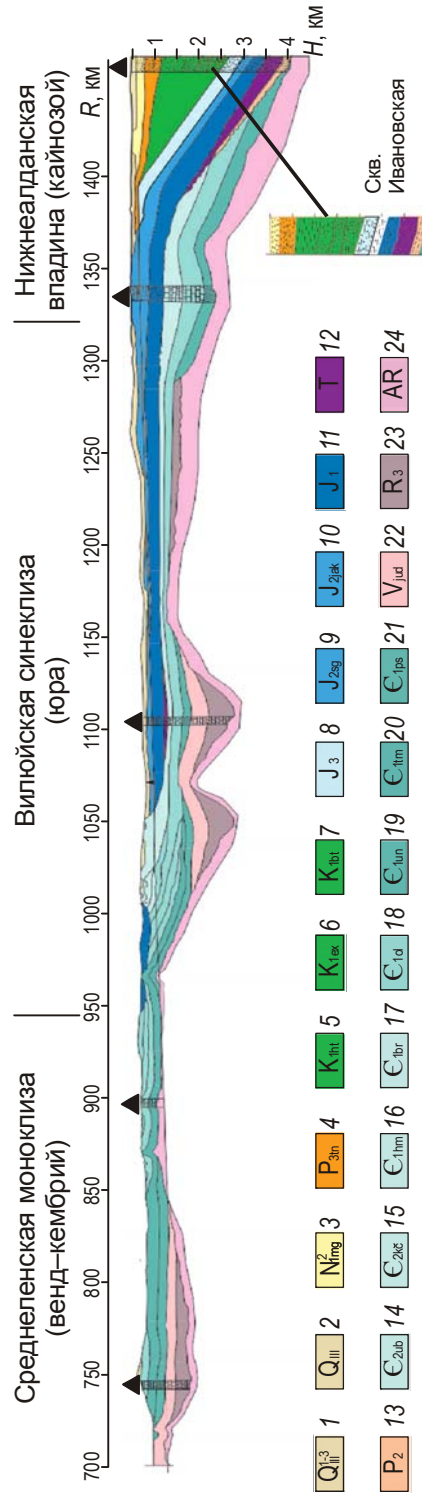


Рис. 2. Геологический разрез центрального участка профиля 3-ДВ. 1–23 – осадочный чехол, 24 – кристаллический фундамент; расшифровка геологической легенды приведена в тексте. Треугольники – опорные скважины; справа внизу – колонка опорной скв. Ивановская

Fig. 2. Geological cross-section of the 3-DV profile central part; 1–23 is sedimentary cover, 24 is crystalline basement, triangles are boreholes; right below is the geologic column of the Ivanovskaya borehole

На рис. 2 приняты следующие обозначения: 1–23 – породы осадочного чехла: 1, 2 – кайнозой, четвертичная система (пески, алевриты); 3 – неогеновая система, средний миоцен (пески, прослой галечников); 4 – палеогеновая система, олигоцен (пески, галечники); 5–7 – мезозой, меловая система (пески, песчанки, алевролиты, угли); 8–11 – юрская система (8 – верхний отдел, 9, 10 – средний отдел, 11 – нижний отдел: песчаники, алевролиты, аргиллиты); 12 – триасовая система (песчаники, конгломераты, алевролиты); 13 – палеозой, пермская система (нерасчлененные отложения: песчаники, алевролиты); 14, 15 – кембрийская система, средний отдел (известняки, мергели, алевролиты); 16–21 – кембрийская система, нижний отдел (известняки, мергели); 22, 23 – верхний протерозой, венд (доломиты, брекчии, покровы базальтов); 24 – кристаллический фундамент: архейский отдел (кристаллические сланцы, жилки биотитовых гранитов, гранито-гнейсы).

Динамический пересчет головных волн

Основы технологии динамического пересчета головных волн для сейсморазведки с многократными перекрытиями заложены в [Крылов, Сергеев, 1985]; позже метод был усовершенствован [Селезнев, Еманов, 1998; Еманов, Селезнев, Коршик, 2008]. Обработка методом динамического пересчета основана на свойстве когерентности головных волн по пространству (по нагоняющим годографам). Для пересчета волновых полей по записям множества сейсмограмм, лежащих внутри области полезной информации (рис. 3), вычисляются амплитудно-частотные характеристики оптимального фильтра Винера.

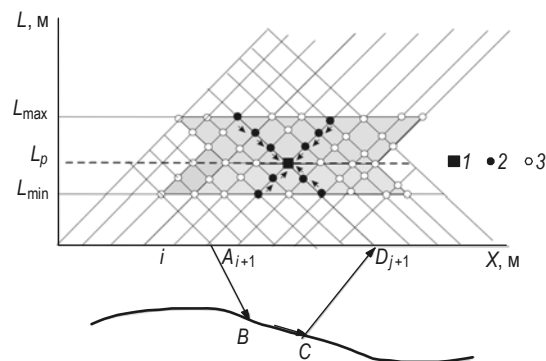


Рис. 3. Лучевая схема головной волны и схематическое изображение области полезной информации, используемой для пересчета головных волн

1 – точка, в которую производится пересчет волнового поля, 2 – точки, из которых пересчитывается волновое поле, 3 – точки, используемые для построения характеристик фильтров пересчета. L_p – база временного разреза; серой заливкой выделена область полезной информации, используемой для пересчета волнового поля в точку 1

Fig. 3. Head wave rays and the area of useful information (grey) for the conversion of the wave field into point (1) using initial points (2) and points (3) for constructing the conversion filters; L_p is the base of the time section

Используемый алгоритм позволяет выделять волновые поля головных и кратных отраженно-преломленных волн, для которых нагоняющие годографы параллельны, и пересчитывать их в динамические временные разрезы, суммируя в соответствии с кратностью системы. При этом волны, нагоняющие годографы которых не параллельны,

а также случайные помехи, подавляются. В рамках метода временным разрезом на заданной базе $L_p = \text{const}$ обобщенной плоскости является набор трасс, на котором присутствуют только волны с параллельными нагоняющими годографами. Временной разрез отображает динамические формы поля головных волн и их изменение по линии профиля при неизменной величине базы источник–приемник. Термином “база временного разреза” в рамках динамического пересчета головных волн называется фиксированное расстояние между источником и приемником, присущее точке I обобщенной плоскости (см. рис. 3). На схеме, приводимой на рис. 3, короткими черными стрелками показаны шаги последовательного пересчета волнового поля в трассу временного разреза, обозначенную I .

Два временных разреза по области прослеживания одной и той же преломленной волны на разных базах L_2 и L_1 позволяют оценить латеральное распределение граничной скорости $V_{\text{гр}}$ этой волны, разделив разность баз временных разрезов на разность времен пробега головной волны [Пузырев, Крылов, Потапов, 1965]:

$$V_{\text{гр}} = \frac{L_2 - L_1}{t_2 - t_1} \cdot \cos \varphi. \quad (1)$$

Для углов наклона $\varphi < 5\text{--}10^\circ$ значения $\cos \varphi$ очень близки к 1, и, если этим множителем в (1) пренебречь, погрешность определения $V_{\text{гр}}$ не превысит 1.5 %. Каждое значение $V_{\text{гр}}$ привязывается к соответствующему пикету, удаленному от источника на расстояние, равное среднему значению баз используемых временных разрезов.

Для отождествления построенных временных разрезов с геологическими разрезами района работ необходимо определить глубину залегания исследуемых преломляющих границ. Использованный алгоритм определения глубины основан на методе t_0 [Епинатьева и др., 1990]. Как отмечалось выше, при углах наклона сейсмических границ менее $5\text{--}10^\circ$ скорости суммирования ОГТ и эффективные скорости различаются не более чем на 1–2 % [Боганик, Гурвич, 1980]. В таком случае для определения глубин методом t_0 можно воспользоваться значениями скоростей, определенных на этом профиле при обработке данных ОГТ [Рудницкая, Старосельцев, Сальников, 2013; Горошко и др., 2013; Гошко, Ефимов, Сальников, 2014]. Более подробное описание алгоритма определения глубины до исследуемых преломляющих границ приведено в [Полянский и др., 2016, 2017].

При пересчете поля головных волн выстраиваются в сейсмические трассы с фиксированным пунктом возбуждения (пунктом взрыва), которые далее мы называем сейсмограммами ОПВ. На примере сравнения рассчитанной для модели горизонтально-слоистой среды с двумя преломляющими границами сейсмограммы ОГТ и сейсмограммы ОПВ, представляющей результат динамического пересчета головных волн, продемонстрируем возможности динамического пересчета при подавлении случайных помех и выделении головных волн (рис. 4).

На исходной сейсмограмме, приведенной на рис. 4, слева, помимо преломленных волн, прослеживается отраженная волна, а также наряду с сигналами, соответствующими регулярным волнам, присутствуют достаточно интенсивные случайные помехи.

На рис. 4, справа представлен результат динамического пересчета исходного волнового поля в сейсмограмму ОПВ. Можно видеть, что процедура пересчета привела к подавлению и отраженных волн, и случайных помех. При этом амплитуды сигналов, соответствующих преломленным волнам, увеличились.

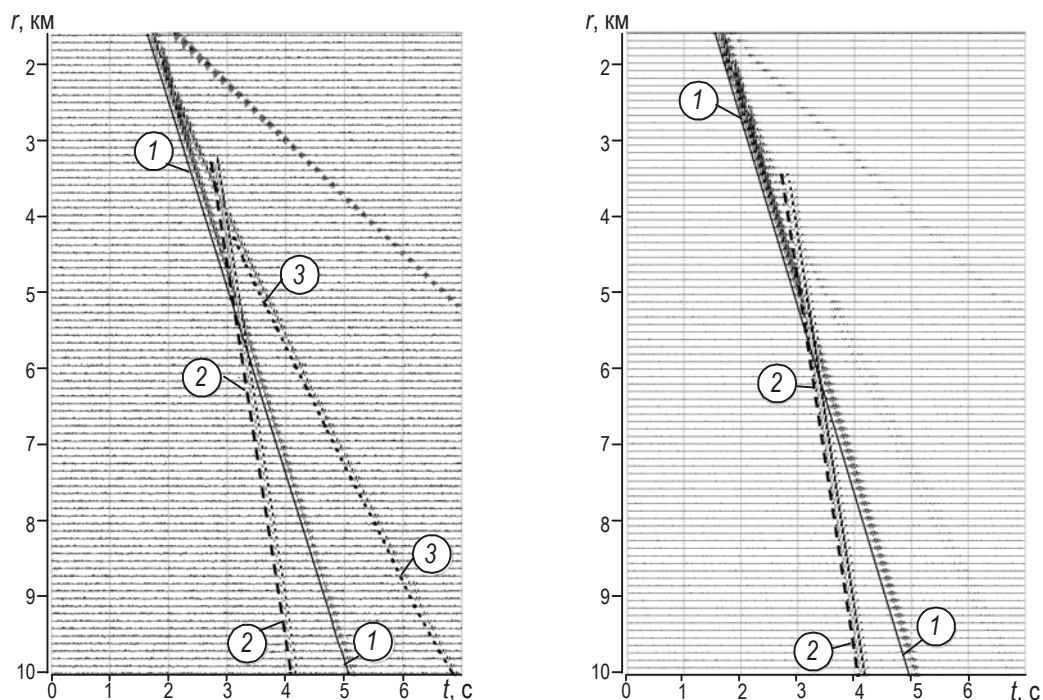


Рис. 4. Исходная сейсмограмма ОГТ (слева) и сейсмограмма ОПВ, являющаяся результатом динамического пересчета волнового поля (справа). Здесь и далее на сейсмограммах на горизонтальных осях – время t , с; на вертикальных – расстояние между источником и сейсмоприемником r , км

Цифрами в кружках отмечены области прослеживания продольных волн: 1 – “первая” преломленная, 2 – вторая преломленная, 3 – отраженная

Fig. 4. (Left) Initial CDP data. (Right) Result of the dynamic conversion. Here and below horizontal axis on seismograms gives time in sec and vertical axis, the distance between source and receiver points in km. Numbers in circles mark areas of tracing of longitudinal waves: (1) the first refracted, (2) the second refracted, and (3) reflected

Особенности динамического пересчета головных волн на опорных профилях

При сейсмических исследованиях литосферы, проводимых на опорных профилях, длина которых может достигать тысячи и более километров, возбуждение и регистрация волновых полей проводится часто вдоль федеральных автомобильных трасс [Козловский, 2008; Сержантов и др., 2013]. Рассмотрим влияние на результат рельефа, кривизны профиля, рефракции головных волн в подстилающие слои, – факторов, нарушающих параллельность нагоняющих годографов головных волн.

Как показано в [Сергеев, 1988], при пересчете волнового поля из точки $(i, j+1)$ в точку $(i+1, j+1)$ обобщенной плоскости наблюдений (см. рис. 3) по множеству трасс, входящих в область прослеживания целевой волны, в случае непараллельности нагоняющих годографов спектр пересчитываемого сигнала необходимо умножать на амплитудно-частотную характеристику (АЧХ) фильтра, учитывающего показатель непараллельности θ_a :

$$S_{i+1}^{j+1}(\omega) = F_i^{j+1}(\omega) \sum_{a=1}^n \exp(I\omega\theta_a), \quad (2)$$

где n – число пар трасс, лежащих в области прослеживания на нагоняющих годографах; a – текущие номера; ω – циклическая частота; I – комплексное число, действительная

часть которого равна 0, а мнимая – 1; $F_i^{j+1}(\omega)$ – спектр трассы в точке $(i, j+1)$ при параллельных нагоняющих годографов; $S_{i+1}^{j+1}(\omega)$ – спектр трассы в точке $(i+1, j+1)$ с учетом непараллельности нагоняющих годографов. Такой фильтр является разновидностью фильтра низких частот.

*Непараллельность нагоняющих годографов головных волн,
связанная с кривизной профиля*

Для учета кривизны профиля представим его линию на плоскости в параметрическом виде

$$Y(X) = A \sin(BX), \quad Y'(X) = AB \cos(BX), \quad (3)$$

где X, Y – географические координаты источников и сейсмоприемников; A, B – параметры, определяющие кривизну линии профиля.

Любой участок исследуемого центрального участка профиля 3-ДВ можно представить в виде суперпозиции линий (3) с разными значениями A и B . В таком случае годограф головной волны $t(X, Y(X))$ описывается выражением

$$t(X, Y(X)) = t_0 + \frac{1}{V_{\text{гр}}} \sqrt{X^2 + Y(X)^2}. \quad (4)$$

Вычислим функцию разности нагоняющих годографов:

$$\begin{aligned} \Delta t(X, Y(X)) &= t(X + \Delta X, Y(X) + \Delta Y) - t(X, Y(X)) = \\ &= \frac{1}{V_{\text{гр}}} \left[\sqrt{(X + \Delta X)^2 + (A \sin(B(X + \Delta X)) + \Delta Y)^2} - \sqrt{X^2 + (A \sin(BX))^2} \right]. \end{aligned} \quad (5)$$

Здесь и далее $\Delta X, \Delta Y$ – расстояние между соседними пунктами возбуждения по осям абсцисс и ординат в декартовой системе координат.

Показатель непараллельности нагоняющих годографов, обозначаемый как θ , согласно [Пузырев, 1960], есть производная функции разности нагоняющих годографов (5). Поэтому θ_1 – показатель непараллельности, обусловленной кривизной профиля, – определяется по формуле

$$\theta_1 = \frac{d(\Delta t(X, Y(X)))}{dX} = \frac{1}{V_{\text{гр}}} \left[\frac{X + \Delta X + 2A^2 B \sin(BX) \cos(BX) - 2AB \Delta Y \cos(BX)}{\sqrt{(X + \Delta X)^2 + (A \sin(BX) + \Delta Y)^2}} - \frac{X + 2A^2 B \sin(BX) \cos(BX)}{\sqrt{X^2 + (A \sin(BX))^2}} \right]. \quad (6)$$

*Непараллельность нагоняющих годографов головных волн
из-за рельефа дневной поверхности*

Из-за изменения рельефа дневной поверхности вдоль линии профиля каждый источник и сейсмоприемник имеет свою высоту над уровнем моря (H), латеральную зависимость которой можно представить как

$$H(R) = C \sin DR, \quad (7)$$

где R – расстояние по профилю; C и D – параметры, определяющие форму рельефа местности. В этом случае годограф головной волны $t(R)$ можно описать выражением

$$t(R, H(R)) \approx \frac{2Z \cos i}{V_1} + \frac{R}{V_{гр.}} + \frac{H(R)}{V_0}, \quad (8)$$

где V_0 – скорость волны в самой верхней части разреза, вероятно, сложенной осадочными породами, в которых $V_0 \approx 300$ м/с. В этом случае разность нагоняющих годографов можно определить следующим уравнением

$$\Delta t(R, H(R)) = \frac{1}{V_0} [H(R+L) - H(R)] = \frac{C}{V_0} [\sin(D(R+L)) - \sin(DR)], \quad (9)$$

где L – расстояние между соседними пунктами возбуждения.

Таким образом, показатель непараллельности нагоняющих годографов, обусловленной рельефом местности, определяется как

$$\begin{aligned} \theta_2 &= \frac{d(\Delta t(X1, H(X1)))}{dX} = \frac{2CD}{V_0} [\cos(D(R+L)) - \cos(DR)] = \\ &= -4 \frac{CD}{V_0} \sin D(R+L/2) \sin(D \cdot L/2). \end{aligned} \quad (10)$$

Влияние кривизны линии профиля, рельефа дневной поверхности и рефракции на результаты динамического пересчета данных ОГТ, КМПВ и ГСЗ

Оценим влияние кривизны линии профиля (см. рис. 1) и рельефа дневной поверхности вдоль нее (рис. 5) на результат динамического пересчета головных волн, зарегистрированных на профиле 3-ДВ с использованием трех систем наблюдения – ОГТ, КМПВ и ГСЗ.



Рис. 5. Изменение рельефа дневной поверхности на центральном участке профиля 3-ДВ. Горизонтальная ось – расстояние по профилю R , км

Fig. 5. Surface relief of the 3-DV profile central part, horizontal axis is distance along the profile in km

Динамический пересчет данных ОГТ

При исследованиях методом ОГТ на опорных профилях расстояние между источниками составляет 100 м, между сейсмоприемниками – 50 м, длина годографа – 10 км. Вычислим модули АЧХ фильтров при значениях параметров кривизны A и B , наиболее типичных для рассматриваемого участка профиля 3-ДВ. Частотный диапазон преломленных волн составляет в среднем по профилю 13–25 Гц. В качестве $V_{гр.}$ примем сред-

нее значение граничной скорости продольных преломленных волн, фиксируемых в первых вступлениях сейсмограмм, зарегистрированных на центральном участке профиля 3-ДВ ($V_{гр} \approx 6$ км/с). Результаты этих вычислений приведены на рис. 6, *вверху* для следующих значений параметров:

кривая 1: $A=50$ м, $B=100$ м, $A/B=0.5$;
 кривая 2: $A=0.5$ км, $B=10$ км, $A/B=0.05$;
 кривая 3: $A=4$ км, $B=70$ км, $A/B=0.06$.

В целевом частотном диапазоне максимальное понижение амплитуд сигналов головных волн в результате низкочастотной фильтрации, обусловленной кривизной профиля, достигается при значениях $A=50$ м, $B=100$ м (рис. 6, *вверху*, кривая 1).

В зависимости от частоты отмеченное понижение составляет для пересчитанных сигналов 7–13 %. При других значениях параметров A и B понижение амплитуд не превышает 5 % для полосы частот 13–25 Гц. Однако при использовании той же системы наблюдения в других геоморфологических условиях возможны случаи, когда кривизна линии профиля при выполнении динамического пересчета более существенно искажает сигналы головных волн, что можно видеть на рис. 6, *внизу*. При расчетах модулей АЧХ в этом случае были приняты следующие значения параметров A и B :

кривая 1: $A=50$ м, $B=50$ м, $A/B=1$;
 кривая 2: $A=200$ м, $B=100$ м, $A/B=2$;
 кривая 3: $A=1000$ м, $B=100$ м, $A/B=10$.

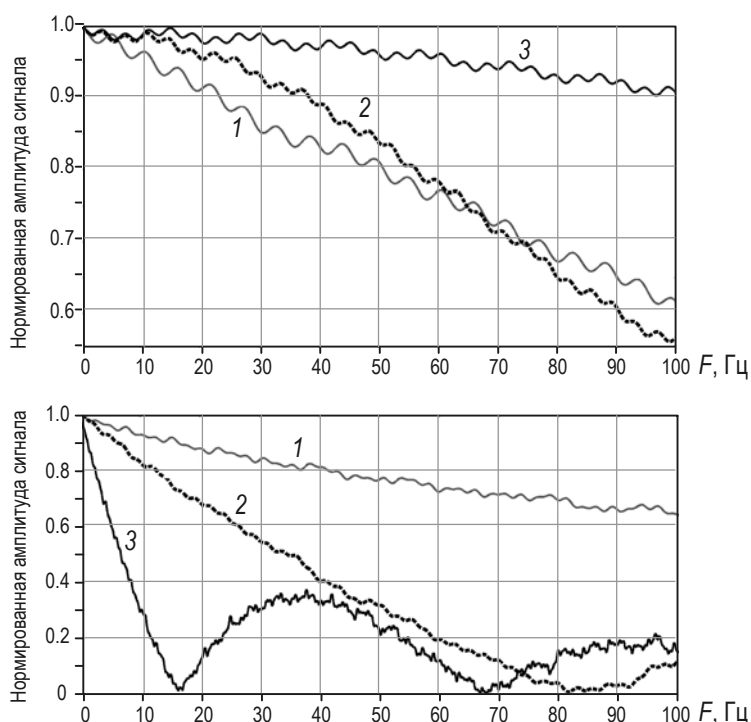


Рис. 6. Модули АЧХ фильтров, обусловленных влиянием на результат динамического пересчета кривизны рассматриваемого участка профиля 3-ДВ (*вверху*) и кривизны абстрактной линии профиля (*внизу*) для разных значений (см. в тексте) параметров A , B при пересчете данных сверхглубинного ОГТ

Fig. 6. Frequency responses of filters due to the profile curvature using CDP data. (Top) 3-DV Profile Central part (1) $A=50$ m, $B=100$ m; (2) $A=0.5$ km, $B=10$ km; and (3) $A=4$ km, $B=70$ km. (Bottom) Model (1) $A=B=50$ m; (2) $A=200$ m, $B=100$ m; and (3) $A=1000$ m, $B=100$ m

При значениях параметров, с которыми рассчитана кривая 1, в полосе частот 13–25 Гц амплитуды компонент сигнала понижаются на 8–15 %, что не очень критично для отношения сигнал/помеха. Во втором случае (кривая 2) эффект низкочастотной фильтрации гораздо более значителен – в целевом диапазоне частот амплитуда уменьшается на 25–50 %. И, наконец, в третьем случае (кривая 3) под влиянием кривизны профиля происходит значительное – 65–100 % – подавление амплитуд на целевых частотах, приводя к снижению отношения сигнал/помеха для временных разрезов и сейсмограмм ОПВ, получаемых методом динамического пересчета преломленных волн.

Таким образом, кривизна центрального участка профиля 3-ДВ не оказывает критического влияния при динамическом пересчете записей головных волн, полученных методом сверхглубинного ОГТ, поскольку максимально возможные для центрального участка профиля 3-ДВ значения A/B не превышают 0.7.

Для оценки влияния рельефа дневной поверхности на результат пересчета вычислим модули АЧХ фильтров при значениях параметров рельефа C и D , наиболее типичных для центрального участка профиля 3-ДВ (рис. 7, *вверху*):

кривая 1:	$C=10$ м,	$D=9$ км;
кривая 2:	$C=25$ м,	$D=70$ км;
кривая 3:	$C=60$ м,	$D=350$ км.

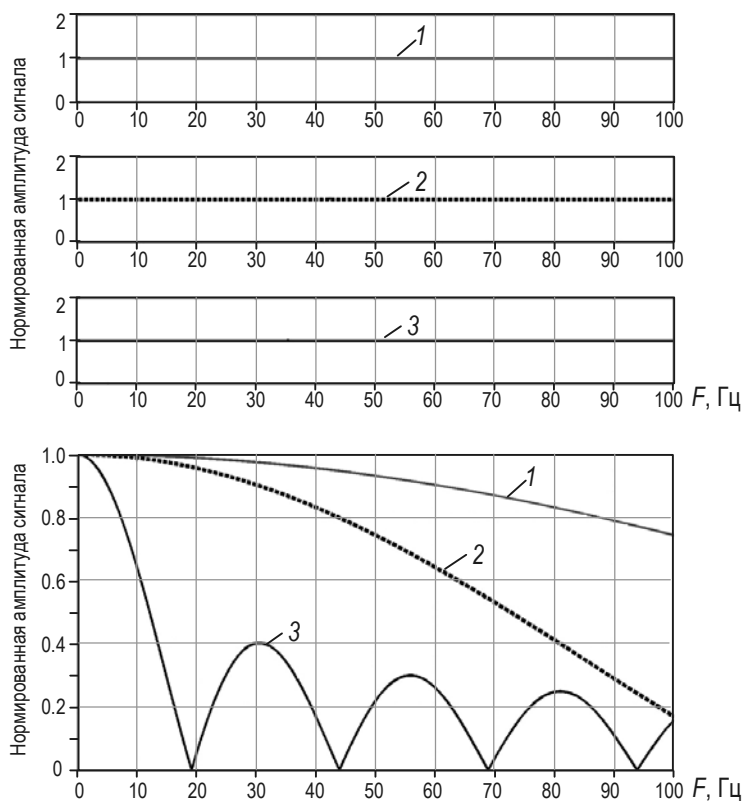


Рис. 7. Модули АЧХ фильтров, обусловленных влиянием рельефа дневной поверхности центрального участка профиля 3-ДВ (*вверху*) и рельефа абстрактной дневной поверхности (*внизу*) на результат динамического пересчета данных сверхглубинного ОГТ. Комментарии в тексте

Fig. 7. Frequency responses of filters due to the profile relief using CDP data

(Top) 3-DV profile central part; (1) $C=10$ m, $D=9$ km; (2) $C=25$ m, $D=70$ km; and (3) $C=60$ m, $D=350$ km

(Bottom) Model (1) $C=500$ m, $D=10$ km; (2) $C=1$ km, $D=10$ km; and (3) $C=1.5$ km, $D=5$ km

Рельеф дневной поверхности, на которой произведена расстановка регистрирующего оборудования на центральном участке, не оказывает заметного влияния на параллельность нагоняющих годографов.

На рис. 7, *внизу* показаны модули АЧХ фильтров, обусловленных непараллельностью нагоняющих годографов вследствие более резких форм рельефа вдоль линии абстрактного профиля. Кривая 1 рассчитана при $C=0.5$ км, $D=10$ км; кривая 2 – $C=1$ км, $D=10$ км; кривая 3 – $C=1.5$ км, $D=5$ км.

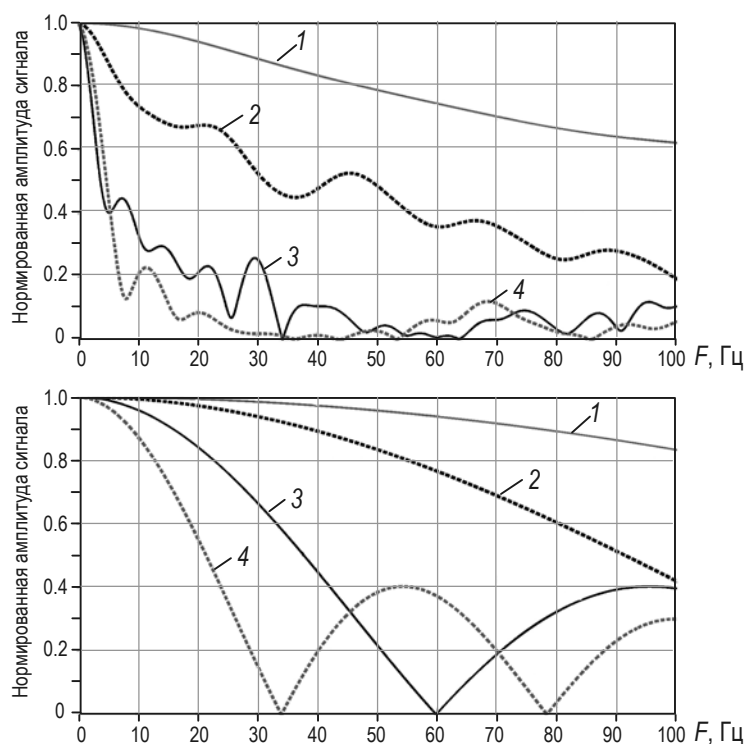
Понижение амплитуд в частотном диапазоне преломленных волн 13–25 Гц в результате низкочастотной фильтрации, обусловленной влиянием рельефа, не превышает 10 % при углах наклона форм рельефа $< 20^\circ$ (кривые 1, 2). В то же время формы рельефа с очень крутыми углами наклона ($\geq 35^\circ$) оказывают существенное влияние на изменение амплитуды – для любой частотной компоненты в целевом частотном диапазоне снижение амплитуды превышает 60 %, а на некоторых частотах происходит полное подавление сигнала (например, для кривой 3 при частоте 19 Гц).

Динамический пересчет данных КМПВ

При проведении на опорных профилях наблюдений КМПВ расстояние между сейсмоприемниками составляло 50–200 м, между источниками возбуждения (ПВ) – 1–10 км при длине годографа 30 км. АЧХ фильтры, описывающие влияние кривизны профиля КМПВ на опорных профилях, показаны на рис. 8, *вверху*. При их построении расстояние между приемниками считалось равным 50 м, параметры кривизны профиля A и B – 100 и 1000 м соответственно. Графики построены для разных расстояний между ПВ: кривая 1 – 1 км, кривая 2 – 2 км, кривая 3 – 5 км, кривая 4 – 10 км. При обработке данных КМПВ методом динамического пересчета низкочастотная фильтрация, обусловленная влиянием кривизны линии профиля, играет значимую роль.

Рис. 8. Модули АЧХ фильтров, обусловленных влиянием кривизны линии профиля (*вверху*) и рельефа дневной поверхности вдоль него (*внизу*) на результат динамического пересчета данных КМПВ. Комментарии в тексте

Fig. 8. Frequency responses of filters (top) due to the profile curvature and (bottom) due to the surface relief using seismic refraction data; overtaking distance is (1) 1 km, (2) 2 km, (3) 5 km, and (4) 10 km



При реализованном на центральном участке расстоянии между нагоняющими годографами 10 км уменьшение амплитуд в частотном диапазоне 13–25 Гц может превышать 90 %. В таком случае динамический пересчет будет неэффективен вследствие низкого отношения сигнал/помеха на результирующих временных разрезах. При расстоянии между соседними ПВ в 2 км после низкочастотной фильтрации первоначальная амплитуда сигнала в той же частотной полосе уменьшается на 30–40 %, а при расстоянии 1 км не более чем на 10 %.

Для оценки влияния рельефа зададим $C=20$ м, $D=5$ км и вычислим модули амплитудно-частотных характеристик фильтров при тех же расстояниях между ПВ, что и в случае оценки влияния кривизны профиля. Результаты вычислений приведены на рис. 8, *внизу*.

Влияние рельефа дневной поверхности центрального участка профиля 3-ДВ на результаты обработки преломленных волн по записям КМПВ существенно при расстояниях 5–10 км между ПВ; при меньших расстояниях (1–2 км) влияние рельефа не столь существенно – понижение амплитуд волн составляет <5 %.

Динамический пересчет данных ГСЗ

При наблюдениях методом ГСЗ расстояние между сейсмоприемниками составляло 5 км, между источниками – 20 км при длине годографов 300 км. Среднее значение граничной скорости продольной волны на поверхности Мохоровичича было принято равным ≈ 8 км/с. Графики модулей АЧХ фильтров, обусловленных влиянием кривизны центрального участка, приведены на рис. 9, *вверху*. Используются характерные для района исследований параметры A и B :

кривая 1: $A=50$ м, $B=100$ м,
 кривая 2: $A=4$ км, $B=100$ км,
 кривая 3: $A=25$ км, $B=200$ км.

На рис. 9, *внизу* даны графики модулей АЧХ фильтров, обусловленных влиянием рельефа дневной поверхности при типичных для района исследований значениях параметров C и D : кривая 1 – $C=10$ м, $D=40$ км; кривая 2 – $C=25$ м, $D=70$ км; кривая 3 – $C=60$ м, $D=200$ км.

Для используемой в ГСЗ системы наблюдения низкочастотная фильтрация вследствие непараллельности нагоняющих годографов, обусловленной влиянием как

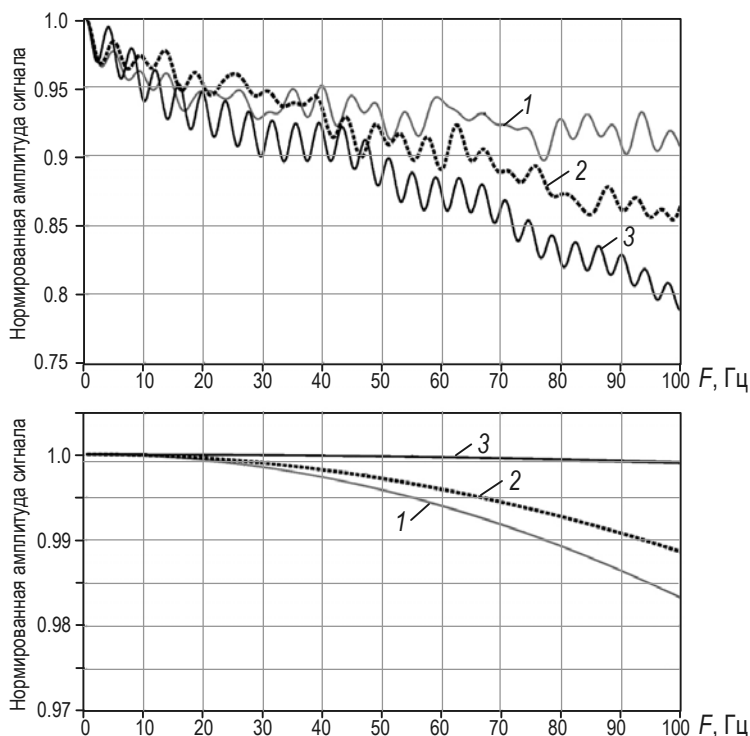


Рис. 9. Модули АЧХ фильтров, обусловленных влиянием на результат динамического пересчета данных ГСЗ кривизны линии профиля (*вверху*) и рельефа дневной поверхности (*внизу*)

Fig. 9. Frequency responses of filters (top) due to the profile curvature and (bottom) due to the surface relief using DSS data: (1) $A=50$ м, $B=100$ м; (2) $A=4$ км, $B=100$ км; and (3) $A=25$ км, $B=200$ км

кривизны профиля, так и рельефа дневной поверхности, в целевом диапазоне частот при динамическом пересчете данных не приводит к значимым потерям амплитуд частотных компонент сигналов головных волн – уменьшение амплитуд в этом случае не превышает 10 %.

Влияние рефракции на динамический пересчет

Непараллельность нагоняющих годографов головных волн может быть обусловлена не только кривизной профиля и изменением рельефа дневной поверхности вдоль него, но и прохождением головной волны в слой, залегающий под преломляющей границей (эффект рефракции). В своё время Н.Н. Пузыревым [1960] было получено аналитическое выражение для коэффициента непараллельности нагоняющих годографов преломленно-рефрагированных волн, а в [Сергеев, 1988] доказано, что при наличии вертикального градиента скорости γ в преломляющей среде влияние рефракции на динамический пересчет описывается фильтром низких частот (2).

Оценим влияние рефракции при разных значениях γ для системы наблюдений, проведенных методом ОГТ на центральном участке профиля 3-ДВ (расстояние между сейсмоприемниками – 50 м, между источниками – 100 м, длина годографа – 10 км). На рис. 10 приведены графики модулей АЧХ фильтра низких частот, рассчитанные при $\gamma=0.1 \text{ км}^{-1}$ (кривая 1), $\gamma=0.3 \text{ км}^{-1}$ (кривая 2), $\gamma=0.5 \text{ км}^{-1}$ (кривая 3), $\gamma=1 \text{ км}^{-1}$ (кривая 4).

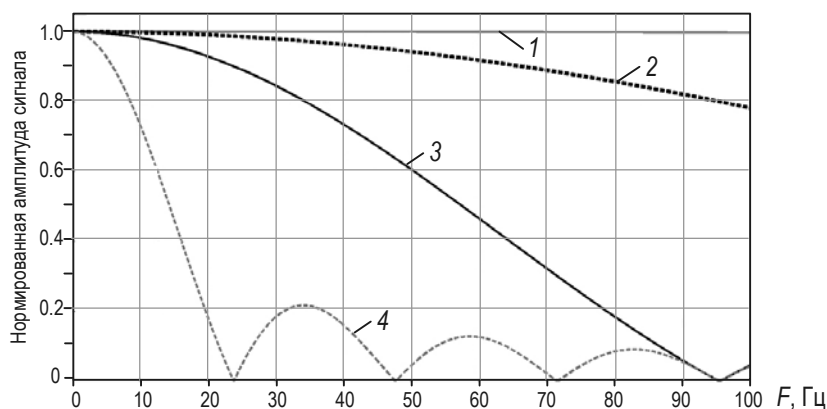


Рис. 10. Модули АЧХ фильтров, обусловленных влиянием рефракции на результаты динамического пересчета головных волн. 1–4 – кривые, построенные при разных значениях γ (комментарии в тексте)

Fig. 10. Frequency responses of filters due to influence of refraction on results of dynamic conversion of head waves; curves are calculated for different vertical gradients of velocity γ : (1) $\gamma=0.1 \text{ км}^{-1}$, (2) $\gamma=0.3 \text{ км}^{-1}$, (3) $\gamma=0.5 \text{ км}^{-1}$, and (4) $\gamma=1 \text{ км}^{-1}$

Для системы наблюдений, выполненных методом ОГТ на центральном участке профиля 3-ДВ, при значениях коэффициента рефракции $0.1\text{--}0.3 \text{ км}^{-1}$ понижение амплитуд сигналов в полосе частот 13–25 Гц не превышает 3 %. Только при аномальном для геологических сред градиенте скорости ($\gamma=1 \text{ км}^{-1}$, см. рис. 10, кривая 4) происходит значительное ослабление сигналов, вплоть до полного подавления отдельных частотных компонент, например, 23 Гц.

Изучение верхней части разреза вдоль центрального участка профиля 3-ДВ по данным наблюдений методом ОГТ с применением динамического пересчета

В рамках представленных исследований динамический пересчет головных волн применен для дополнительной (внеплановой) обработки сейсмических материалов, зарегистрированных на опорном профиле 3-ДВ и, в первую очередь, предназначенных для изучения глубинных горизонтов с помощью отражённых волн. Преломленные волны на сейсмограммах ОГТ подавляются суммирующей системой обработки. Поскольку алгоритмы цифровой обработки преломленных волн по плотным системам наблюдения с многократными перекрытиями отсутствовали, данные преломленных волн до недавнего времени не использовались в изучении верхней части земной коры.

При динамическом пересчете дважды выполняется селекция головных волн. В первый раз это происходит на этапе построения фильтров, осуществляющих пересчет волнового поля в заданную точку при усреднении характеристик фильтров по множеству параллельных корреляционных ходов; во второй – на этапе суммирования головных волн в заданной точке системы наблюдений.

Обработка методом динамического пересчета выполняется автоматически. В результате ее применения на итоговых трассах остаются только волны, нагоняющие годографы которых параллельны. Если волны, когерентные по параллельным корреляционным ходам, в первичном волновом поле отсутствуют, то результатом динамического пересчета становятся трассы с нулевыми амплитудами.

Обработка данных головных волн на основе наблюдений ОГТ позволяет изучать геологическую среду до глубин 1–3 км. Но количество сейсмических трасс позволяет повысить детальность и точность результатов, получаемых для этих глубин, тем самым повышая результативность изучения земной коры вдоль опорных профилей.

Система наблюдения и волновая картина

Возбуждение и регистрация волновых полей на центральном участке профиля 3-ДВ проводились между 700 и 1400 км автомобильной трассы М-56. Для возбуждения сейсмических волн при исследованиях методом ОГТ использовались вибрационные источники типа СВ-30/150 “Русич”, частотный диапазон излучаемого свип-сигнала которых составлял 12–48 Гц. Общее количество пунктов возбуждения по всей длине центрального участка профиля превысило 7000. В зависимости от кривизны автомобильной трассы расстояние между пунктами возбуждения составляло 85–100 м.

Для регистрации волновых полей была применена 402-канальная расстановка с шагом между пунктами регистрации 40–50 м; при этом использовалась центральная система наблюдений с размещением по 201 прибору в две стороны от источника. В пунктах регистрации применялось группирование двенадцати геофонов GS20-DX. Максимальные расстояния между источником и приемником варьировали в интервале 8.5–10 км.

Примеры динамических годографов головных волн, являющиеся результатом динамического пересчета волновых полей в сейсмограммы ОПВ, приведены на рис. 11 для ряда пересекаемых профилем ОГТ структур – для Среднененской моноклизы (1, 2), Вилуйской синеклизы (3–5), для Нижнеалданской впадины (6). Области прослеживания волн разной природы отмечены на рисунках штриховыми линиями разного цвета.

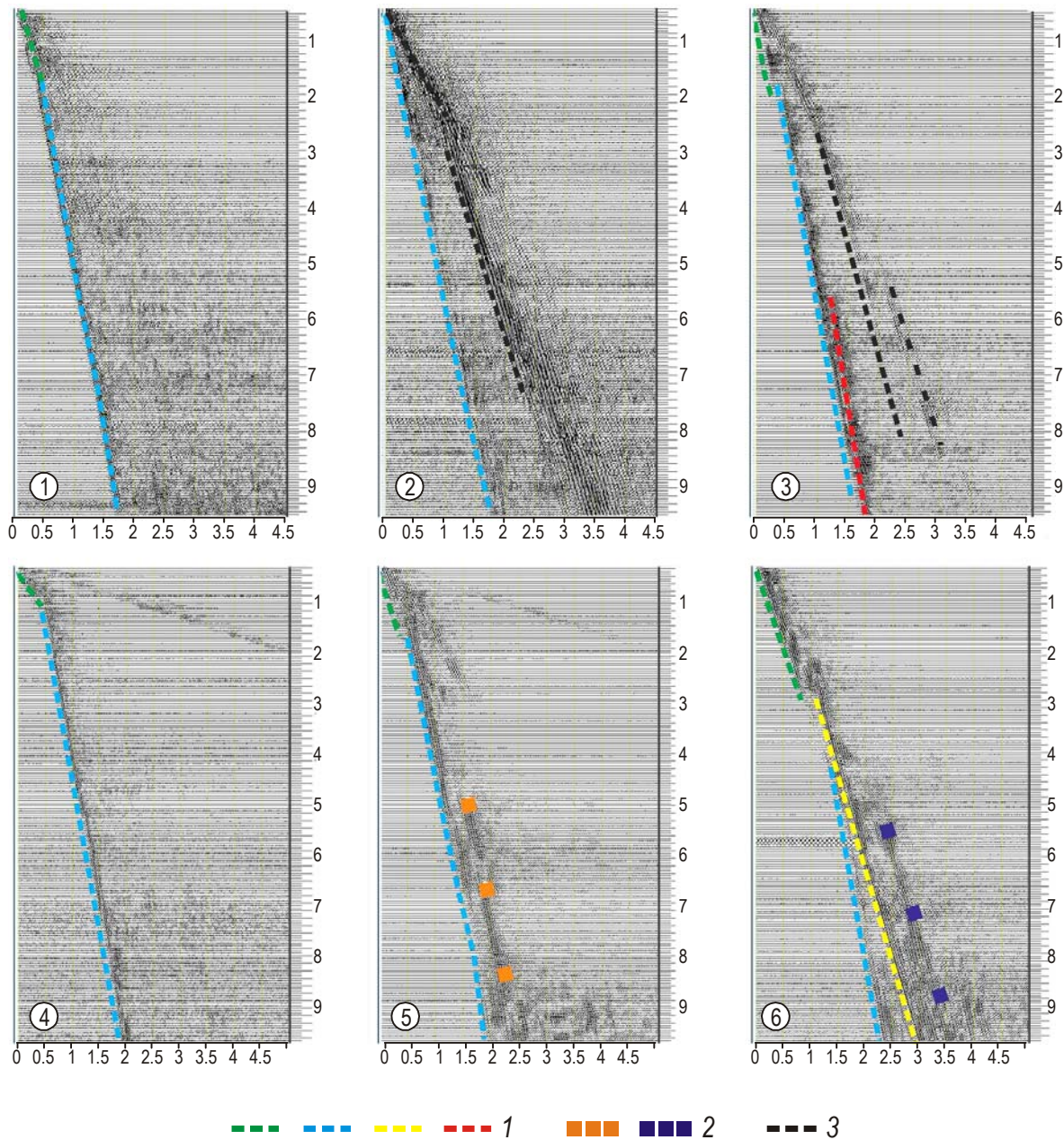


Рис. 11. Результаты динамического пересчета волновых полей в сейсмограммы ОПВ для разных структур, пересекаемых центральным участком профиля 3–ДВ: 1, 2 – Среднеленская моноклиза, 3–5 – Вилуйская синеклиза, 6 – Нижнеалданская впадина. Разными штриховыми линиями выделены области прослеживания волн разной природы: 1 – продольные головные; 2 – продольные кратные отраженно-преломленные; 3 – поперечные головные

Fig. 11. Results of dynamic conversion of head waves for different structures crossing the 3-DV central part: numbers in circles (1, 2) Middle Lena monocline, (3–5) Vilyuy syncline, and (6) Lower Aldan depression. Dashed lines mark areas of tracing of (1) longitudinal head waves, (2) longitudinal multiple reflected and refracted waves, and (3) shear head waves

До удалений 1–2.5 км от источника в первых вступлениях прослеживаются продольные головные волны (зеленый цвет) с $V^*=3.0\text{--}4.5$ км/с. При удалениях от 1 до 2.5 км на всем профиле происходит смена волн – вместо низкоскоростных в первые вступления выходят более высокоскоростные ($V^*=5.3\text{--}6$ км/с) преломленные волны (светло-синий цвет). На сейсмограмме, зарегистрированной в северной части Средне-ленской моноклизы (см. рис. 11-2), в первых вступлениях во всем диапазоне удалений прослеживается одна волна с $V^*=5.7\text{--}5.8$ км/с.

В последующих вступлениях на сейсмограммах, зарегистрированных в Вилюйской синеклизе (см. рис. 11-3), фиксируются поперечные преломленные волны с $V^*=2.5\text{--}3.7$ км/с (черная штриховая линия). На некоторых участках профиля в последующих вступлениях видны кратные отражённо-преломленные волны с $V^*=5.8\text{--}6.0$ км/с (см. рис. 11-5), область прослеживания которых обозначена оранжевым цветом, и с $V^*=4.0\text{--}4.2$ м/с (см. рис. 11-6, темно-синий).

Продольная головная волна, область прослеживания которой отмечена красным цветом (см. рис. 11-3), характеризуется кажущейся скоростью 6.0–6.2 км/с и выходит в первые вступления на удалении 9.5 км от источника. Головная волна, отмеченная желтым цветом (см. рис. 11-6), характеризуется более низкой кажущейся скоростью ($V^*=4.2$ км/с) по сравнению с волной, область прослеживания которой показана светло-синим цветом ($V^*=6.0$ км/с). Более низкоскоростная волна на интервале 2.8–4.3 км прослеживалась в первых вступлениях, а затем вышла в последующие в связи с меньшей кажущейся скоростью.

Для более наглядной демонстрации влияния кривизны профиля и рельефа вдоль него на времена пробега основных преломленных волн для некоторых сейсмограмм была выполнена процедура редукиции с $V_{ред.}=7.0$ км/с. На рис. 12, *вверху* в редуцированном масштабе времени показан фрагмент сейсмограммы, приводимой на рис. 11-3; фрагмент сейсмограммы, приводимой на рис. 11-5 – на рис. 12, *внизу*.

Оси синфазности, показанные синим цветом, прослеживаются непрерывно в первых вступлениях (см. рис. 12) и соответствуют продольным преломленным волнам. Криволинейность осей синфазности говорит о том, что кажущиеся скорости преломленных волн по латерали претерпевают изменения, обусловленные совокупностью факторов: кривизной линии профиля, неоднородностью рельефа дневной поверхности и, возможно, эффектом проникания головной волны в нижележащий слой. Однако, как было показано в предыдущем разделе статьи, влияние этих факторов на динамический пересчет головных волн, зарегистрированных по системе наблюдения ОГТ на центральном участке профиля, не очень значительно.

Разнообразие волновых полей головных волн, зарегистрированных на центральном участке профиля 3-ДВ, указывает на существование в исследуемом регионе преломляющих границ, разных по геологической природе, вещественному составу и глубине залегания.

Интерпретация временных разрезов головных волн

Для центрального участка профиля 3-ДВ были построены временные разрезы на базах 5, 6 и 7 км. Для временных разрезов головных волн, получаемых методом динамического пересчета, характерна особенность, отличающая их от временных разрезов, построенных по отраженным волнам. Преломленные и кратные отраженно-преломленные волны, фиксируемые в последующих вступлениях временного разреза,

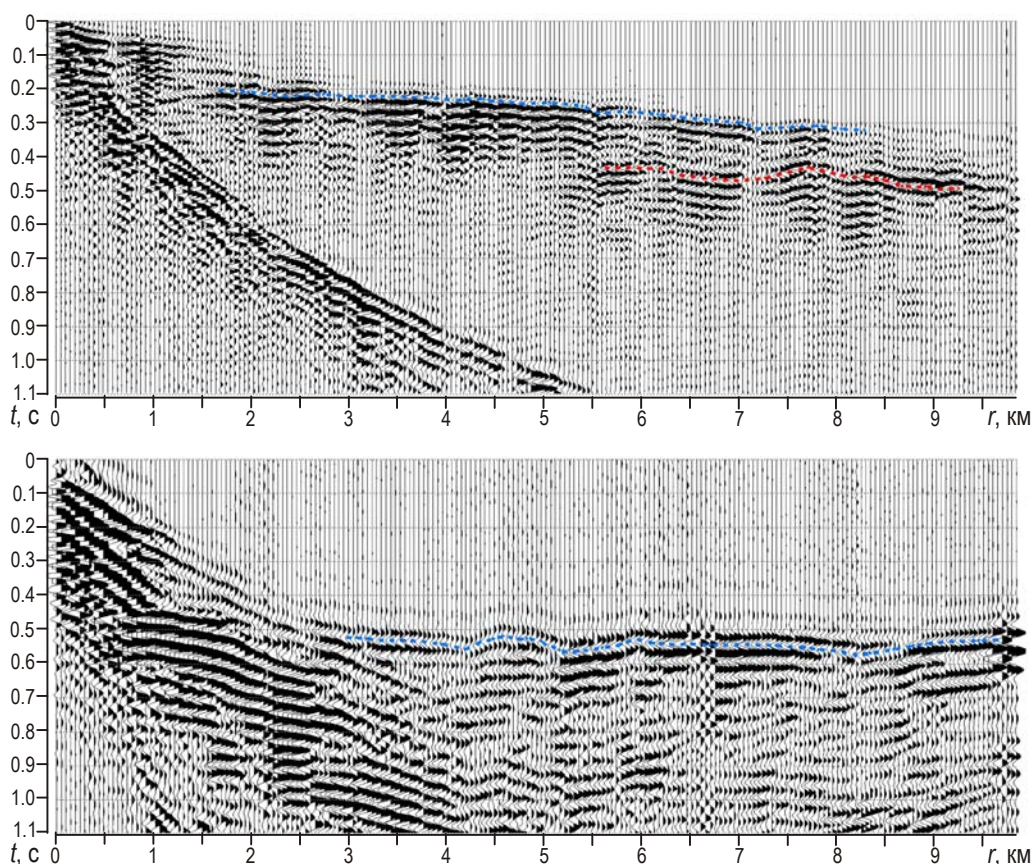


Рис. 12. Динамические годографы преломленных волн в редуцированном масштабе времени, построенные при $V_{ред.}=7$ км/с для исходных сейсмограмм ОПВ, приводимых на рис. 11-3 (вверху) и на рис. 11-5 (внизу). Условные обозначения см. на рис. 11

Fig. 12. Dynamic travel-time curves of refracted waves constructed for $V_{ред.}=7$ km/s for initial CDP data shown in Fig. 11-3 (top) and Fig. 11-5 (bottom). Notations as in Fig. 11

не обязательно соответствуют более глубоко залегающим преломляющим границам, нежели волны, прослеживаемые в первых вступлениях: вполне возможно, они соответствуют тем же или менее глубоко залегающим границам. Именно поэтому необходимо пересчитывать волновое поле не только во временные разрезы, но и в сейсмограммы ОПВ, и вычислять глубины залегания преломляющих границ.

Временной разрез головных волн по всей длине центрального участка профиля 3-ДВ, полученный пересчетом волнового поля на базу 7 км, приведен на рис. 13, вверху; под ним представлен геологический разрез.

На временном разрезе черными стрелками с римскими цифрами показаны интервалы профиля, на которых были зарегистрированы сейсмограммы, изображенные на рис. 11 (стрелка I соответствует сейсмограмме, приводимой на рис. 11-1, II – на рис. 11-2 и т.д.). Красными стрелками отмечены интервалы регистрации поперечных волн.

По двум временным разрезам, построенным с использованием динамического пересчета волновых полей на базы 6 км и 7 км, для центрального участка профиля 3-ДВ были получены значения $V_{гр.}$ головных волн (рис. 14, вверху). Глубины залегания преломляющей границы, рассчитанные по волновым полям продольных волн, меняются от 0.5 км до 2.9 км, увеличиваясь к северо-восточному краю профиля (рис. 14, внизу).

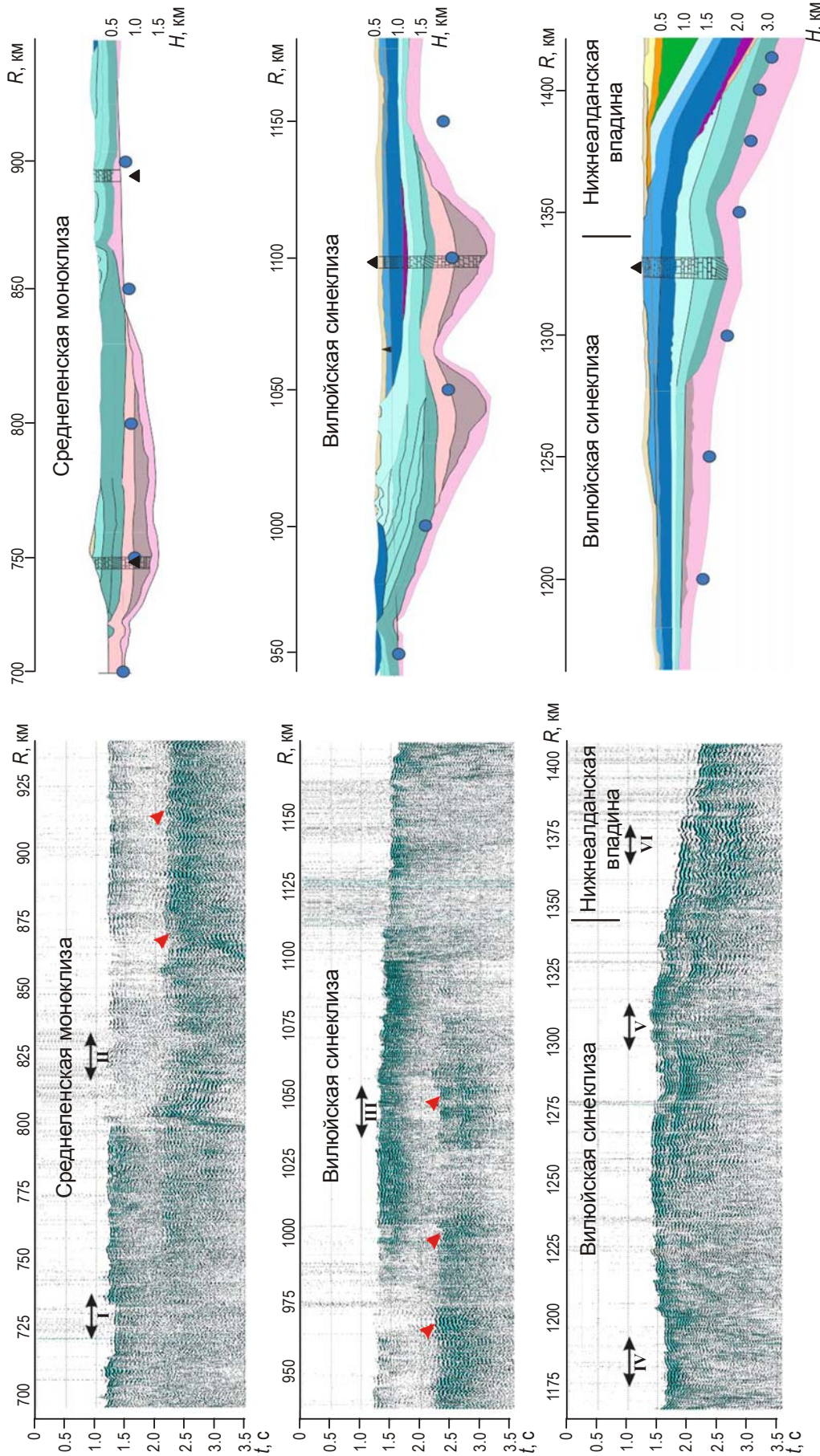


Рис. 13. Временные (слева) и геологические (справа) разрезы для трех интервалов центрального участка профиля 3-DV. Временной разрез построен на базе 7 км; комментарий см. в тексте. Геологическая легенда та же, что на рис. 2; синие кружки – вычисленные глубины H , км

Fig. 13. Time and geological (right) cross-sections of three intervals of the 3-DV profile central part. The base of the time cross-section is 7 km; the geological legend is as in Fig. 2; blue circles indicate the calculated depths H in km

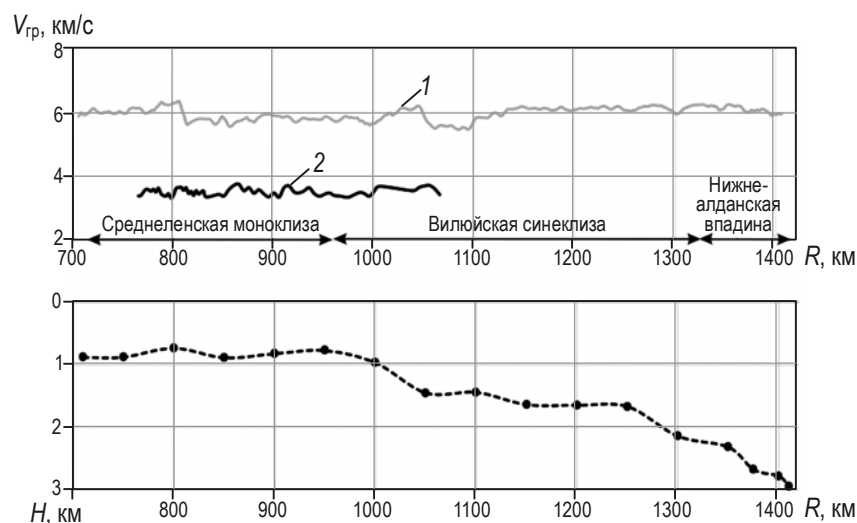


Рис. 14. Вверху: изменение вдоль центрального участка профиля 3-ДВ граничных скоростей прослеженных в первых вступлениях продольных (кривая 1) и поперечных (кривая 2) волн; внизу: глубины залегания преломляющих границ

Рис. 14. (Top) Boundary velocities in first arrivals of (1) longitudinal and (2) shear waves and (bottom) depths of refraction horizons along the 3-DV profile central part

Несмотря на то, что на временном разрезе центрального участка в первых вступлениях непрерывно отображается волновое поле продольных головных волн, эти волны не соответствуют какой-либо одной и той же преломляющей границе. Учитывая значительную протяженность исследуемого участка профиля 3-ДВ, можно утверждать, что головные волны в первых и последующих вступлениях на разных участках временного разреза связаны с геологическими границами разного возраста, глубины залегания и вещественного состава. Вычислив граничные скорости преломленных волн и глубины залегания границ, определим, какими породами могут быть сложены преломляющие границы, отображаемые на временных разрезах. Вычисленные значения глубин преломляющих границ отмечены синими кружками на геологическом разрезе (см. рис. 13, внизу) и черными на графике, приводимом на рис. 14, внизу.

Значения граничной скорости продольных головных волн, прослеживаемых в первых вступлениях в пределах Среднеленской моноклизы, лежат в диапазоне 5.8–6.2 км/с. Глубина залегания исследуемых преломляющих границ в этом регионе меняется в интервале 0.7–1 км. Названный интервал глубин на геологическом разрезе и диапазон значений $V_{гр}$ характерны для магматических пород и позволяют сделать вывод, что на участках профиля 700–720 км и 810–950 км исследуемые преломляющие границы представляют кровлю кристаллического фундамента. На отрезке профиля между 720 и 810 км кровля кристаллического фундамента залегает на глубинах >1.5 км, а исследуемые границы – на меньших глубинах от 0.75 до 1 км. Из этого следует, что границы, отображаемые на временном разрезе в интервале 720–810 км, лежат в верхнепротерозойских осадочных толщах, подстилаемых кристаллическим фундаментом. Значения $V_{гр}$ продольных головных волн на этом участке, составляющие 5.9–6.2 км/с, очень высоки для большинства видов осадочных пород. Исключением являются доломиты, скорости сейсмических волн в которых близки к скоростям волн в магматических породах [Дортман, 1984]. По-видимому, в верхнепротерозойском горизонте, в котором расположена рассматриваемая преломляющая граница, преобладают доломиты, что и объясняет столь высокие значения граничных скоростей продольных волн в пределах центральной части Среднеленской моноклизы.

Значения граничных скоростей продольных головных волн на отрезке профиля, пересекающем Вилуюскую синеклизу, меняются от 5.6 до 6.1 км/с. Вычисленные глубины залегания преломляющих границ в пределах Вилуюской синеклизы увеличиваются в северо-восточном направлении от 1 км до 2.3 км. Сопоставив этот интервал глубин с геологическим разрезом, приходим к выводу, что на участках профиля 950–1000 км и 1150–1350 км преломляющие границы соответствуют кровле кристаллического фундамента. На названных участках профиля над кристаллическим фундаментом залегают горизонты кембрийского и юрского возраста, сложенные в основном известняками и алевролитами, скорости в которых ниже, чем в доломитах и в магматических породах. По этой причине волны, преломленные на кровле фундамента, выходят в первые вступления на значительно меньших удалениях от источников возбуждения, чем в случае, когда кристаллический фундамент залегает под слоем доломитов, скорости сейсмических волн в которых соизмеримы со скоростями волн в магматических породах.

В центре пересекаемого профилем участка Вилуюской синеклизы (1000–1150 км) кристаллический фундамент залегает на глубинах от 2 до 3 км, а исследуемые границы – на глубинах от 1 до 1.5 км, в пределах толщи верхнепротерозойского возраста, сложенной доломитами и обломочными породами. При удалениях 5.5–10 км на сейсмограмме ОПВ (см. рис. 11-3) прослеживается продольная преломленная волна с $V^*=6.2$ км/с, что выше, чем у волны, прослеживаемой в первых вступлениях (5.6–5.7 км/с). В первые вступления эта волна выходит на удалении 9.5 км от источника, что позволяет считать ее связанной с преломляющей границей, залегающей глубже верхнепротерозойского горизонта доломитов, которому соответствует волна, отмеченная на рисунке синим цветом.

Сопоставив рис. 11-3 с геологическим разрезом (см. рис. 13), приходим к выводу, что продольная головная волна, ось синфазности которой выделена красным цветом, возможно, соответствует кровле кристаллического фундамента.

В пределах северной части Среднеленской моноклизы и южной части Вилуюской синеклизы, пересекаемой линией центрального участка профиля 3-ДВ (760–1070 км), динамический пересчет позволил получить изображения преломляющих границ не только по продольным, но и по поперечным преломленным волнам (красные стрелки на временном разрезе, см. рис. 13, *слева*). Граничная скорость поперечных волн меняется по профилю в пределах 3.3–3.7 км/с (см. рис. 14).

Рассмотрим участок профиля 1260–1420 км, который пересекает северо-восточную часть Вилуюской синеклизы и Нижнеалданскую впадину (рис. 15).

Временной разрез головных волн на базе 7 км по этому участку приведен на рис. 15, *вверху слева*; под ним – соответствующий фрагмент геологического разреза. Справа вверху показана сейсмограмма ОПВ, являющаяся результатом динамического пересчета волнового поля в Нижнеалданской впадине. Под этой сейсмограммой в увеличенном масштабе приведен её фрагмент, охватывающий часть волнового поля, ограниченную черным прямоугольником.

Оси синфазности, соответствующие головным волнам (желтая и синяя) и кратной отраженно-головной волне (розовая) практически прямолинейны, что отличает их от осей синфазности головных и кратной отраженно-головной волн, показанных на рис. 12. Это свидетельствует о том, что в пределах Нижнеалданской впадины рассматриваемый участок профиля 3-ДВ характеризуется меньшей кривизной и более однородным рельефом дневной поверхности, чем в Вилуюской синеклизе.

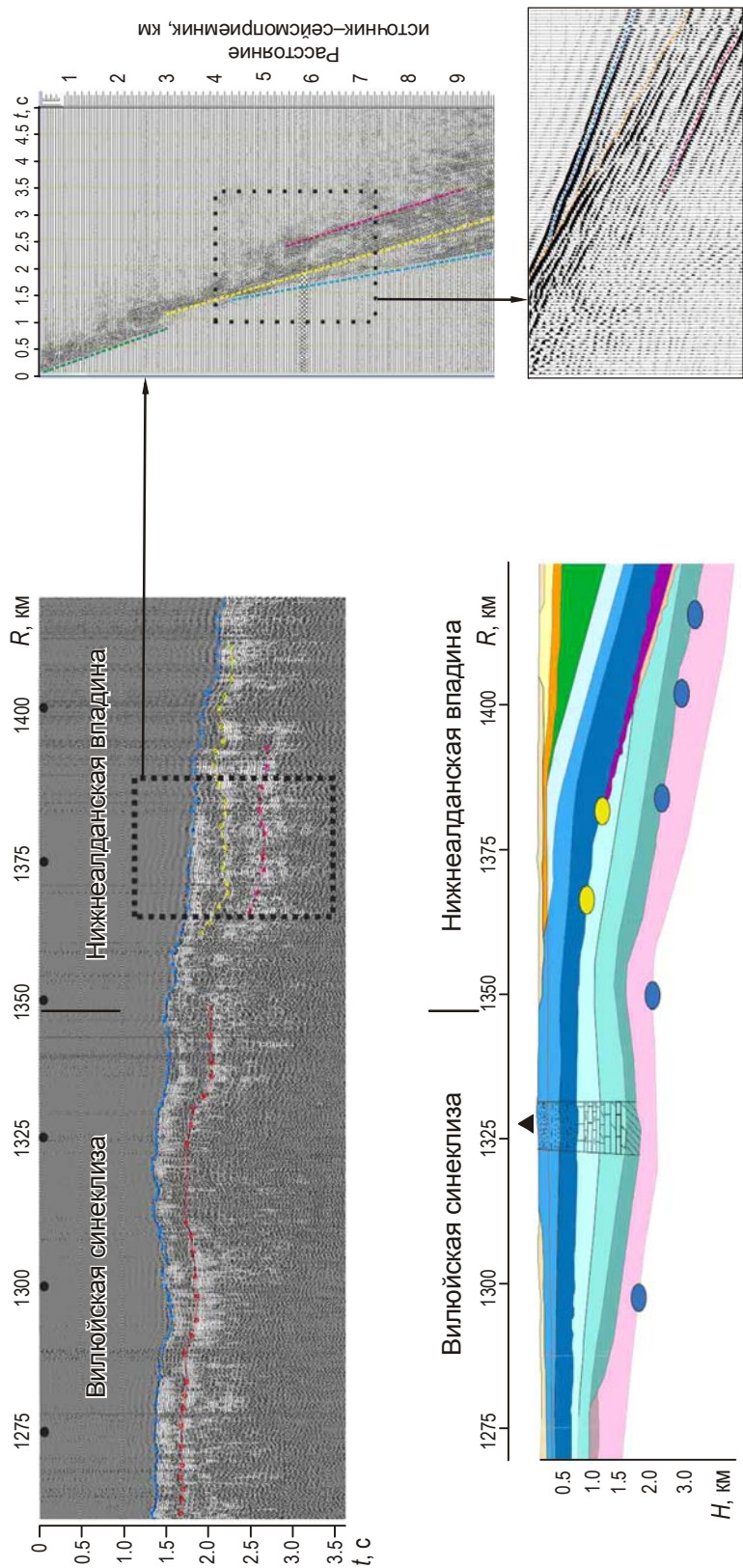


Рис. 15. Центральный участок профиля 3-ДВ, $R=1260-1420$ км. Слева: временной (вверху) и геологический (внизу) разрезы; справа: сейсмограмма ОПВ – результат пересчета волнового поля (вверху) и её фрагмент в более крупном масштабе (внизу). Оси синфазности головных и кратных головных волн выделены разным цветом. Легенду к геологическому разрезу см. на рис. 2; овалы на нем – глубины залегания преломляющих границ: синие соответствуют осям синфазности на временном разрезе синего цвета, желтые – осям желтого и розового цвета

Fig. 15. The 3-DV profile central part, $R=1260-1420$ km. The left panel shows time (top) and geological (bottom) cross-sections and the right panel shows the result of dynamic conversion of the wave field (top) and its fragment (bottom) in the larger scale. Coherence axes of the head waves (yellow and blue) and the multiple head waves (rose) are shown. The geological legend is as in Fig. 2; ellipses are depths of refraction horizons: blue color corresponds to blue coherence axes and yellow, to yellow and rose axes

Волновое поле головных волн в приграничной области между Вилуйской синеклизой и Нижнеалданской впадиной отличается многообразием. Ось синфазности, соответствующая продольным волнам, выделяемым в первых вступлениях, отмечена синим цветом. На рис. 16 приведены данные о значениях $V_{гр.}$ головных (кривые 1, 3) и кратных отраженно-преломленных волн (кривые 2, 4) для участка профиля 1260–1400 км. В северо-восточной части Вилуйской синеклизы (участок профиля 1260–1350 км) граничная скорость волн, выделяемых в первых вступлениях, варьирует в пределах 6.0–6.1 км/с. Глубины залегания преломляющих границ, которым соответствуют эти волны, увеличиваются к северо-востоку от 1.6 км до 2.3 км (см. рис. 15, *внизу слева*), располагаясь в пределах кристаллического фундамента.

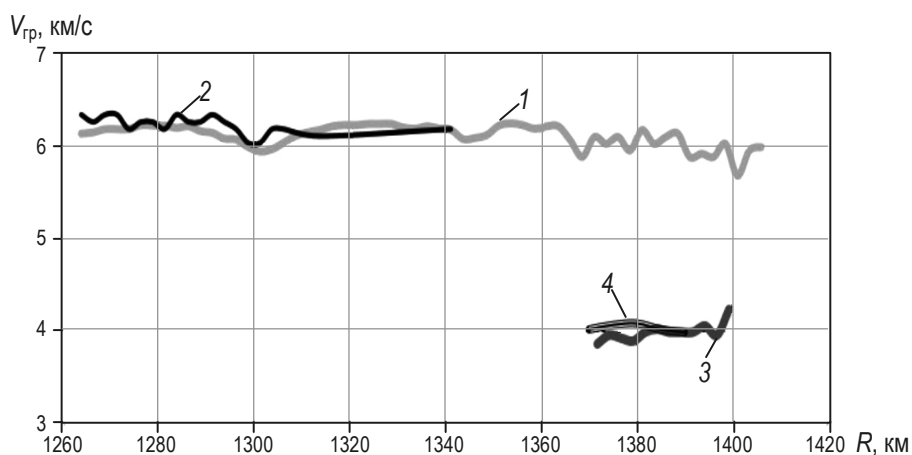


Рис. 16. Граничные скорости головных (кривые 1, 3) и кратных отраженно-преломленных волн (кривые 2, 4) на участке профиля 1260–1400 км

Рис. 16. Boundary velocities of the head waves (lines 1 and 3) and of multiple reflected and refracted waves (lines 2 and 4) on the profile part 1260–1400 km

В волновых полях, зарегистрированных в северо-восточной части Вилуйской синеклизы, прослеживаются интенсивные кратные отражённо-головные волны, область прослеживания одной из которых отмечена на рис. 11–5 красным цветом, как и ось ее синфазности на временном разрезе (см. рис. 15, *вверху слева*).

Граничные скорости кратных преломленных волн (см. рис. 16, кривая 2) равны скоростям волн в первых вступлениях (кривая 1) и составляют 6.0–6.1 км/с. Вероятно, кратные отраженно-головные волны, как и волны в первых вступлениях, соответствуют кровле фундамента, которая является геологической границей.

В волновом поле Нижнеалданской впадины (на временном разрезе участок 1350–1400 км, см. рис. 15, *вверху слева*) волны в первых вступлениях (синие оси синфазности) характеризуются граничными скоростями 5.9–6.1 км/с, а последующих (желтые и розовые оси) — 4.0–4.2 км/с. Значения скоростей волн в первых вступлениях соответствуют магматическим породам, а значения скоростей продольных волн последующих вступлений типичны для осадочных горных пород [Дортман, 1984]. Так как волны с осями синфазности, отмеченными желтым и розовым цветом, имеют очень близкие граничные скорости (см. рис. 16, кривые 3, 4) и практически параллельные оси (см. рис. 15, *справа*), то, вероятно, они соответствуют одной и той же преломляющей границе. Волна, ось синфазности которой выделена розовым цветом, является при этом кратной отражённо-головной.

Несмотря на то, что на временном разрезе на базе 7 км описываемые волны прослежены в последующих вступлениях, преломляющая граница, с которой они связаны, залегает на меньших глубинах (1.2–1.4 км), чем граница, с которой соотносятся волны в первых вступлениях. Эта преломляющая граница расположена в осадочном чехле, разделяя толщи кембрийского и юрского возраста.

Граница, которой соответствует преломленная волна в первых вступлениях, залегает на глубинах 2.3–2.9 км и является границей внутри кристаллического фундамента (см. рис. 15, *внизу слева*).

Таким образом, на основе отмеченного можно утверждать, что для Нижнеалданской впадины, которая является переходной зоной к Предверхоанскому краевому прогибу, характерно увеличение глубины залегания фундамента и возрастание мощности осадочного чехла.

Обсуждение результатов

Исследования по системе ОГТ – самая дорогостоящая часть работ, входящих в комплекс сейсмических наблюдений на опорных геофизических профилях. При этом плотность и детальность наблюдений требует применения при обработке получаемых данных только автоматизированных методов. При построении моделей земной коры на основе данных, получаемых по системе ОГТ, используются только отражённые волны [Горошко и др., 2013; Рудницкая, Старосельцев, Сальников, 2013; Гошко, Ефимов, Сальников, 2014].

Настоящая работа является продолжением исследований верхней части земной коры на профиле 3-ДВ с использованием динамического пересчета головных волн во временные разрезы по данным глубинного ОГТ. Вместе с работами [Полянский и др., 2016, 2017] она представляет первое масштабное применение метода, алгоритмы которого разработаны в [Крылов, Сергеев, 1985; Еманов и др., 1998; Селезнев, Еманов, 1998; Еманов, Селезнев, Коршик, 2008]. Динамический пересчет головных волн фактически является интерференционным методом пересчета и синфазного суммирования головных волн в трассах с заданными на системе наблюдений координатами. Как и в ОГТ, где ставится задача синфазным суммированием осуществить накопление слабых сигналов отраженных волн на фоне волн других типов и случайных помех, так и в данном случае выполняется накопление головных волн за счет их синфазного суммирования и подавления волн других типов и случайных помех.

В двух предыдущих публикациях по динамическому пересчету головных волн на северо-западном и северо-восточном участках профиля 3-ДВ вопросы методики рассмотрены не были, и у ряда специалистов, не владеющих в достаточном объеме возможностями алгоритмов интерференционного приема когерентных сигналов, возникли сомнения в возможности получения неискажённых результатов. К факторам, влияющим на результат пересчета, относились рельеф местности, кривизна профилей, эффект проницания волн в подстилающие слои (рефракция) при утверждении, что чисто головных волн не существует.

Строго говоря, метод динамического пересчета головных волн основан только на одном их свойстве – на параллельности нагоняющих годографов, или, говоря иначе, на когерентности сигналов по одному измерению пространства. Самонастраивающиеся винеровские фильтры, являющиеся важной составляющей динамического пересчета, выделяют из волнового поля когерентные сигналы [Еманов, Селезнев, Коршик, 2008]. Всё, что остаётся на записи, – это волны, нагоняющие годографы которых параллельны. Если когерентность волн нарушена, то и головные волны окажутся в разряде

отфильтрованных помех, и в таком случае появятся пустые трассы с нулевыми амплитудами. В действительности после обработки мы получаем временные разрезы и динамические годографы с когерентными по параллельным корреляционным ходам волнами, которые могут интерпретироваться как головные на выходе из среды.

Совершенно понятно, что динамический пересчет головных волн может обеспечивать продолжение волнового поля за пределы баз регистрации и опускать его на базы ниже начальных точек головных волн. Такая возможность возникает потому, что в алгоритм не заложена физика образования головной волны, а используется, образно говоря, технология составления сейсмограмм из кусочков множества трасс, расположенных “внутри” области полезной информации (см. рис. 3). Такой прием позволяет составлять сейсмограммы для баз ниже начальной точки головной волны и выполнять по ним интерпретацию.

Представленные в двух предыдущих работах авторов [Полянский и др., 2016, 2017] и во второй части настоящей статьи результаты являются волновыми полями головных волн, когерентных по одному измерению пространства. Никаких ложных волн или искажений времён вступлений в результате обработки сформироваться не может.

Исследование, представленное в первой части статьи, ориентировано на то, чтобы помочь понять, при каких геоморфологических параметрах рельефа и системах наблюдений будет происходить потеря части информации о распространении головных волн в геологической среде. Для системы наблюдений ОГТ уменьшение амплитуд головных волн за счёт рельефа, кривизны профиля и рефракции в условиях конкретного профиля незначительны; для системы КМПВ, реализованной на профиле 3-ДВ, автоматизированная обработка головных волн по имеющимся алгоритмам будет неэффективна, а для ГСЗ с высокой вероятностью она может быть успешной для головных волн от границы Мохоровичича и других глубинных преломляющих горизонтов. Полученные формулы имеют методическое значение, позволяя не только оценивать возможности обработки имеющихся данных, но и планировать системы наблюдений для автоматизированной обработки головных волн, соответствующих преломляющим границам, расположенным на разных глубинах.

Представленные во второй части работы временные разрезы головных волн и их динамические годографы являются отображением когерентной части зарегистрированного волнового поля, выделение которой упрощает обработку экспериментального материала. Сами временные разрезы – это изображение геологической среды в поле головных волн. Важно, что анализ разрезов дает возможность обнаруживать их латеральную изменчивость, связывая её со свойствами среды, но не менее важным является дальнейшая интерпретация материалов с определением скоростного строения исследуемой среды.

На сегодняшний день к результатам автоматизированной первой части обработки применяются стандартные кинематические приемы, обеспечивающие переход к скоростной модели. Нужно понимать, что мы находимся на этапе развития автоматизированной обработки головных волн, когда ещё не все алгоритмические задачи решены. Важнейший вопрос связан с использованием динамики временных разрезов головных волн. Интерпретация сегодня – это качественная интерпретация, хотя и интересная, но требующая новых интерпретационных моделей и автоматизированного построения динамических свойств модели среды.

К положительным моментам следует отнести высокую оперативность обработки – при плотности данных, составляющей около трех миллионов сейсмических трасс на семьсот километров профиля, от начала обработки до написания отчета требуется

несколько недель работы одного квалифицированного сотрудника. Повышение соотношения сигнал/шум за счёт селективного суммирования головных волн также представляется немаловажным моментом, так как в результате появится возможность выделения слабых волн, в том числе и поперечных, благодаря чему повысится информативность проводимых исследований верхней части земной коры.

Заключение

В рамках выполненного исследования получены аналитические выражения, описывающие влияние на алгоритмы динамического пересчета кривизны линии профиля, изменчивости рельефа земной поверхности вдоль него и параметров системы наблюдения. Показано, что воздействие этих факторов на спектральный состав сигналов преломленных волн эквивалентно низкочастотной фильтрации.

Расчеты показали, что влияние кривизны профиля на результат динамического пересчета при обработке головных волн по системам ОГТ и ГСЗ невелико: максимальное уменьшение амплитуд компонент сигнала в диапазоне 13–25 Гц составляет 7–13 %. Для подсистемы КМПВ влияние кривизны профиля недопустимо велико, поскольку амплитуда сигнала уменьшается на 70–100 %.

Рельеф линии центрального участка профиля 3-ДВ не оказывает значительного влияния при обработке головных волн, полученных методом ОГТ; его влияние на динамический пересчет данных ГСЗ также незначительно – амплитуды уменьшаются на 2–5 %. При динамическом пересчете данных КМПВ уменьшение амплитуд в результате низкочастотной фильтрации из-за неоднородности рельефа может превышать 60 %.

Оценено влияние рефракции волн на динамический пересчет данных ОГТ, зарегистрированных на рассматриваемом участке профиля 3-ДВ: для диапазона частот 13–25 Гц уменьшение амплитуд головных волн в большинстве случаев не превышает 3 %.

Методом динамического пересчета головных волн по данным глубинного ОГТ построены временные разрезы на базах 5, 6 и 7 км для разных тектонических областей Сибирской платформы, пересекаемых центральным участком профиля 3-ДВ. На участке Среднеленской моноклизы преломляющие границы залегают на глубинах 0.7–1 км и характеризуются значениями граничных скоростей продольных головных волн в первых вступлениях 5.8–6.2 км/с. В центральной части моноклизы преломляющая граница расположена в осадочной толще верхнепротерозойского возраста. Высокие значения граничных скоростей для осадочных пород, наблюдаемые в центре Среднеленской моноклизы, объясняются составом верхнепротерозойского горизонта, в котором преобладают доломиты и брекчии со скоростями, близкими к скоростям в магматических породах фундамента. В южной и северной частях Среднеленской моноклизы преломляющая граница соответствует кровле архейского кристаллического фундамента.

В пределах Вилюйской синеклизы преломляющие границы расположены на глубинах, значения которых увеличиваются к северо-востоку от 1 до 2.3 км. Исследуемые границы характеризуются значениями граничных скоростей продольных головных волн первых вступлений 5.6–6.1 км/с. В центре Вилюйской синеклизы преломляющая граница залегают в толще верхнепротерозойского возраста, сложенной доломитами и брекчиями, чем и объясняются высокие значения граничных скоростей на этом отрезке профиля. В волновом поле центральной части Вилюйской синеклизы, помимо волн первых вступлений, в последующих вступлениях фиксируются еще более высокоскоростные ($V^*=6.2$ км/с) продольные волны, вероятно, преломленные на кровле кристаллического

фундамента. В южной и северо-восточной частях преломляющей границей является кровля кристаллического фундамента.

На временном разрезе головных волн (база 7 км), полученном в Нижнеалданской впадине, зафиксированы продольные головные волны первых вступлений с граничной скоростью 5.9–6.1 км/с. Преломляющая граница соответствует кровле кристаллического фундамента, которая погружается к северо-востоку от 2.3 до 2.9 км. В последующих вступлениях фиксируются продольная преломленная и кратная отражённо-преломленная волны, граничные скорости которых варьируют по латерали в диапазоне 4.0–4.2 км/с. Глубина залегания преломляющей границы, разделяющей толщи осадочных пород кембрийского и юрского возраста, составляет 1.2–1.4 км. Таким образом, можно видеть, что в пределах Нижнеалданской впадины происходит увеличение глубины залегания кристаллического архейского фундамента и мощности осадочного чехла.

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Фонда поддержки научно-проектной деятельности студентов, аспирантов и молодых ученых “Национальное интеллектуальное развитие” в рамках научного проекта № 17-35-80026 “мол_эв_а”.

Литература

- Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсмическая разведка. М.: Недра, 1980. 551 с.
- Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Заможняя Н.Г., Петров А.В. Лено-Алданская протерозойская зона базальтоидной протоактивизации юго-востока Сибирской платформы // Докл. РАН. 2013. Т. 451, № 3. С.303–307.
- Гошко Е.А., Ефимов А.С., Сальников А.С. Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры юго-востока Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 3. С.785–798.
- Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. 455 с.
- Еманов А. Ф., Селезнев В.С., Коршик Н.А. Динамический пересчет головных волн при обработке данных сейсморазведки // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 10. С.1031–1045.
- Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Ларкин Г.В., Фатеев А.В., Коршик Н.А., Гриценко С.А., Иванов Н.К. Автоматизированная обработка головных волн для систем наблюдений с многократными перекрытиями // Методы изучения, строение и мониторинг литосферы, Новосибирск, 6–13 сентября 1998 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. С.197–204.
- Епинатьева А.М., Голошубин Г.М., Литвин А.Л., Павленкин А.Д., Петрашень Г.И., Старобинец А.Е., Шнеерсон М.Б. Метод преломленных волн. М.: Недра, 1990. 297 с.
- Козловский Е.А. Глубинные исследования недр Земли (Новое о строении земной коры). М.: ВНИИгеосистем, 2008. 203 с.
- Коршик Н.А., Еманов А.Ф., Селезнев В.С. Построение временных разрезов головных волн по материалам сверхглубинных ОГТ на опорных профилях // Проблемы сейсмологии III тысячелетия: Материалы международной геофизической конференции, г. Новосибирск, 15–19 сент. 2003 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С.350–354.
- Крылов С.В., Сергеев В.Н. Свойства головных волн и новые возможности автоматизации их обработки // Геология и геофизика. 1985. № 4. С.92–102.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томурто-гоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С.7–41.

- Полянский П.О., Сальников А.С., Еманов А.Ф. Применение алгоритма динамического пересчёта головных волн к обработке данных ОГТ (Северо-Западный участок опорного профиля 3-ДВ) // Геофизические методы исследования земной коры: Материалы Всероссийской конференции, посвящённой 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырёва (8–13 декабря 2014 г.). Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2014. С.238–243.
- Полянский П.О., Сальников А.С., Еманов А.Ф. Временные разрезы головных волн в области сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области // Сборник тезисов докладов 4-й Международной научно-практической конференции “ГеоБайкал-2016, расширяя горизонты”, Иркутск, 22 августа 2016 г. Электронный ресурс: [<http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=86414>].
- Полянский П.О., Сальников А.С., Еманов А.Ф., Жабин В.В. Временные разрезы головных волн верхней части земной коры на опорном профиле 3-ДВ (Северо-восточный участок) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 2. С.86–95.
- Полянский П.О., Сальников А.С., Еманов А.Ф., Жабин В.В. Временные разрезы головных волн верхней части земной коры на опорном профиле 3-ДВ (Северо-западный участок) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 2. С.112–122.
- Пузырев Н.Н. Об интерпретации данных метода преломленных волн при наличии градиента скорости в нижней среде // Геология и геофизика. 1960. № 10. С.120–128.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Потапов С.В. Точечные сейсмические зондирования // Методика сейсморазведки: Сборник научных трудов. М.: Наука, 1965. С.5–71.
- Рудницкая Д.И., Старосельцев В.С., Сальников А.С. Построение макромодели земной коры с применением РЕАПАК-технологии по геотраверсу 3-ДВ (Восточная Сибирь) // Геофизика. 2013. № 1. С.19–26.
- Селезнев В.С., Еманов А.Ф. Пересчет волновых полей головных волн фильтрами Винера // Геология и геофизика. 1998. № 4. С.536–546.
- Сергеев В.Н. Учет геометрического расхождения и рефракции при пересчете поля колебаний преломленных волн // Геология и геофизика. 1988. № 3. С.93–102.
- Сержантов Р.Б., Кашубин С.Н., Эринчек Ю.М., Татаринцов В.Ю., Мильштейн Е.Д. Глубинное геолого-геофизическое изучение недр России: современное состояние и основные задачи // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С.26–31.

Сведения об авторах

ПОЛЯНСКИЙ Павел Олегович – научный сотрудник, Алтай-Саянский филиал Федерального исследовательского центра “Единая Геофизическая служба Российской академии наук”; аспирант, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. 630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, д. 3. Тел.: +7(913) 894-5139. E-mail: PPavel6.10@gmail.com

ЕМАНОВ Александр Федорович – доктор технических наук, директор, Алтай-Саянский филиал Федерального исследовательского центра “Единая Геофизическая служба Российской академии наук”. 630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, д. 3; старший преподаватель, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет. 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д. 2. Тел.: +7(383) 330-12-61. E-mail: emanov@gs.sbras.ru

САЛЬНИКОВ Александр Сергеевич – доктор геолого-минералогических наук, заведующий отделом сейсморазведки, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья. 630091, Новосибирск, Красный просп., д. 67. Тел.: +7(383)-222-62-13. E-mail: assalnikov@mail.ru

ЖАБИН Владимир Васильевич – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья. 630091, Новосибирск, Красный просп., д. 67. E-mail: journal@sniiggims.ru

DYNAMIC CONVERSION OF HEAD WAVES ON THE CENTRAL PART OF THE 3-DV PROFILE: TECHNIQUE FEATURES AND INTERPRETATION OF TIME SECTIONS

P.O. Polyansky^{1,4}, A.F. Emanov^{1,2}, A.S. Salnikov³, V.V. Zhabin³

¹Altay-Sayan branch of Federal Research Center United Geophysical Survey RAS, Novosibirsk, Russia

²Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia

³Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

⁴Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

Abstract. We consider some possibilities to extract additional information on the velocity structure of the upper crust on reference geophysical profiles. The CDP observation system is very dense and gives the information on the reflecting boundaries in the crust and upper mantle. The travel-time curve length of 10 km with a gap between receivers of 50 m and source sampling of 100 m result in tremendous amounts of data (more than 3 million of seismic traces); therefore, the manual processing of refraction waves becomes impossible.

To obtain information on refracting horizons automatically, we apply the dynamic conversion of head waves that filters coherent wave fields along one of the spatial directions. We address the issues related to the influence of the profile curvature, topography, and refraction of head waves into the underlying layer on the results of the dynamic conversion. It is proved that these factors affect the conversion result as low-frequency filters. It is shown that for conditions of the 3-DV profile central part, their influence on the dynamic conversion of the CDP and DSS data is slight: the decrease in head wave amplitudes does not exceed 13 % in the frequency range from 13 to 25 Hz; whereas the effect is more pronounced for the refraction seismic data.

Based on the CDP data from the 3-DV profile central part (700 km long), we constructed time sections of longitudinal waves, as well as shear head waves and multiple reflected refractions in different tectonic areas of the Siberian Platform: the Middle Lena monocline, the Vilyuy syncline, and the Lower Aldan depression. Time sections of the refracted waves provide information on the boundaries in the sedimentary cover and on the crystalline basement. The structure of the crust is studied to a depth of about three kilometers.

Keywords: 3-DV geophysical profile, Siberian Platform, head waves, Earth's crust, time section, digital processing of seismic data.

References

- Boganik G.N. and Gurvic I.I. *Seismicheskaya razvedka* (Seismic prospecting): College handbook, 3rd ed., Moscow: Nedra, 1980.
- Goroshko M.V., Shevchenko B.F., Gur'yakov V.A., Starosel'tsev V.S., Sal'nikov A.S., Zamozhnyaya N.G., and Petrov A.V. The Proterozoic Lena-Aldan zone of basaltic protoactivation of the southeastern part of the Siberian platform, *Dokl. Earth Sci.*, 2013, vol. 451, no. 1, pp. 719-723.
- Goshko E.Yu., Efimov A.S., and Sal'nikov A.S. The recent structure and the assumed history of formation of the crust in the south-eastern segment of the North-Asian craton along reference profile 3-DV, *Geodynamics & Tectonophysics*, 2014, vol. 5, no. 3, pp. 785-798.
- Dortman N.B. *Fizicheskie svoistva gornyykh porod i poleznykh iskopaemykh (petrofizika). Spravochnik geofizika* (Physical properties of rocks and natural resources (petrophysics). Handbook of geophysicist, 2nd ed., Moscow; Nedra, 1984.
- Emanov A.F., Seleznev V.S., Soloviev V.M., Larkin G.V., Fateev A.V., Korshik N.A., Gritsenko S.A., and Ivanov N.K. Automated processing of head waves for systems of observations with multiple overlappings, in *Metody izucheniya, stroeniya i monitoring litosfery (Materialy Konf.)* (Methods of exploration, constitution and monitoring of lithosphere. Proc. Int. Conf.), Novosibirsk, 1998, pp. 197-204.
- Emanov A.F., Seleznev V.S., and Korshik N.A. Dynamic conversion of head waves in seismic data processing, *Russian geology and geophysics*, 2008, vol. 49, no. 10, pp. 780-789.
- Epinat'eva A.M., Goloshubin G.M., Litvin A.L., Pavlenkin A.D., Petrashen G.I., Starobitets A.E. and Shneerson M.B. *Metod prelomlennykh voln* (Refraction correlation method), Moscow: Nedra, 1990.

- Kozlovsky E.A. *Glubinnie issledovaniya nedr Zemli (Novoe o stroenii zemnoy cory)* (Deep research of the Earth interior (New about structure of the Earth's crust)), Moscow: VNIIGeosystem, 2008.
- Korshik N.A., Emanov A.F., and Seleznev V.S. Construction of time sections of head waves based on the CDP data on reference geophysical profiles, *Problemy seismologii III tisyacheteletiya* (Problems of seismology in the 3rd millennium), Novosibirsk: Izd. SO RAN, 2003, pp. 350-354.
- Krylov S.V. and Sergeev V.N. Properties of head waves and new possibilities of head wave processing, *Geologiya i geofizika* (Geology and geophysics), 1985, no. 4, pp. 92-102.
- Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Dril' S.I., Kirillova G.L., Kuzmin M.I., Nokleberg W.J., Prokopyev A.V., Timofeev V.F., Tomurtogoo O., and Yang H. A model for the formation of orogenic belts in Central and Northeast Asia, *Tikhookeanskaya geologiya* (Pacific geology), 2003, vol. 22, no. 6, pp. 7-41.
- Polyansky P.O., Sal'nikov A.S., and Emanov A.F. Application of dynamic conversion of head waves to CDP data obtained on north-west section of seismic traverse 3-DV, *Materialy Vserossiiskoi Konf. posvyashennoy 100-letiyu akademika N.N. Puzyreva* (Proc. All-Russian Conf. related to the 100th anniversary of Academician N.N. Puzirev, 8-13 Dec., 2014, Novosibirsk: Izd. INGG SO RAN, 2014, pp. 238-243.
- Polyansky P.O., Sal'nikov A.S., Emanov A.F., and Zhabin V.V. Head waves time section of the upper Earth's crust along the survey base line 3-DV (Northeastern block), *Geologia i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri* (Geology and mineral resources of Siberia), 2016, no. 2, pp. 86-95.
- Polyansky P.O., Sal'nikov A.S., and Emanov A.F. Time sections of head waves on connection area of Siberian Platform and Verkhoyan-Kolymskaya Bow Area, *sbornik tezisev dokladov 4th mezhdunarodnoy nauchno-practicheskoy konferentsii "GeoBaykal-2016, Rasshiryaya gorizonty"* (Abst. 4th Int. Conf. "GeoBaykal-2016, expanding horizons"), Irkutsk, 22-26 august, 2016, DOI: 10.3997/2214-4609.201601734, SS03
- Polyansky P.O., Sal'nikov A.S., Emanov A.F., and Zhabin V.V. Head waves time section of the upper Earth's crust along the survey base line 3-DV (Northwestern block), *Geologia i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri* (Geology and mineral resources of Siberia), 2017, no. 2, pp. 112-122.
- Puzirev N.N., Krylov S.V., and Potapiev S.V. Point-by-point seismic soundings, *Metodika seismorazvedki* (Seismic prospecting methods), Moscow: Nauka, 1965, pp. 5-71.
- Puzirev N.N. About interpretation of refraction correlation method data in the case of velocity gradient in underlying media, *Geologiya i geofizika* (Geology and geophysics), 1960, no. 10, pp. 120-128.
- Roudnitskaya D.I., Staroseltsev V.S., and Salnikov A.S., The construction of the Earth's crust macromodel applying the Reapak-technology along the 3-DV geotraverse (East Siberia), *Geofizika* (Geophysics), 2013, no. 1, pp. 19-26.
- Seleznev V.S. and Emanov A.F. Conversion of head waves by the Wiener filters, *Russian geology and geophysics*, 1998, vol. 39, no. 4, pp. 548-559.
- Sergeyev V.N. An account of geometrical divergence and refraction over the conversion of oscillation field of refracted waves, *Geologiya i geofizika* (Geology and geophysics), 1988, no. 3, pp. 93-102.
- Serzhantov R.B., Kashubin S.N., Erinchek Yu.M., Tatarinov V.Yu., and Milshtein E.D. Deep geology-geophysical research of Russian Earth interior: modern condition and main aims, *Regionalnaya geologiya i metallogeniya* (Regional geology and metallogeny), 2013, no. 53, pp. 26-31.