



ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МНОГОВОЛНОВОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

И.О. Баяк¹, Г.А. Шехтман²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

123995, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, Россия; e-mail: ibayuk@yandex.ru

²ООО “Геофизические системы данных”

117198, Москва, Е-313, Ленинский просп., 113/1, Россия; e-mail: gregs22@rambler.ru

Многоволновая сейсморазведка, основанная на комплексировании продольных, поперечных и обменных волн, опирается на петрофизику как основу для прогнозирования волновых сейсмических полей на различных типах волн, а также основной источник моделей изучаемой среды, необходимых при обработке и геологической интерпретации данных сейсморазведки. Проникновение в микро- и макроструктуру горных пород обеспечивает более обоснованное принятие решений при поисках и разведке месторождений углеводородов. Количественная связь между петрофизическими свойствами и особенностями волновых полей позволяет прогнозировать волновые поля путем их моделирования и решать обратные задачи. В настоящей статье рассмотрены упругие свойства горных пород в контексте взаимосвязи микро- и макромоделей; связь сейсмических скоростей с литологическим составом горных пород; влияние трещиноватости горных пород на волновое сейсмическое поле и сейсмические скорости; поглощение сейсмических волн; возможности разделения влияния неоднородности, анизотропии и других эффектов на сейсмические параметры; ограничения при количественной оценке параметров анизотропии.

Многоволновая сейсморазведка, продольные волны, поперечные волны, обменные волны, сейсмические скорости, поляризация волн, анизотропия сейсмических скоростей, расщепление поперечных волн, микро-модели, макромоделей, трещиноватость горных пород, трещинные коллекторы

PETROPHYSICAL BASIS OF MULTICOMPONENT SEISMIC

I.O. Bayuk¹, G.A. Shekhtman²

¹Institute of Physics of the Earth RAS

123995, Moscow, B. Gruzinskaya, 10, Russia; e-mail: ibayuk@yandex.ru

²Geophysical Data Systems, Ltd.

117198, Moscow, E-313, Leninsky prosp., 113/1, Russia; e-mail: gregs22@rambler.ru

Petrophysics is a foundation for the multiwave seismic prospecting based on combined analysis of compressional, shear and converted waves. Not only makes it possible to predict seismic wavefields for different types of waves, but also allows for constructing models of studied medium, necessary for processing and geological interpretation of seismic data. An insight into the micro and macrostructure of rocks provides more reliable solutions in exploration and prospecting of hydrocarbons. Quantitative relation between petrophysical properties and peculiarities of wavefields gives a possibility to predict the wavefields using modeling and solve inverse problems. This paper considers the elastic properties of rocks from the viewpoint of relation between micro- and macromodels; relation between seismic velocities and rock lithology; effect of fractured rocks on seismic field and seismic velocities; absorption of seismic waves; ability to discriminate between effects of heterogeneities, anisotropy and other factors on seismic parameters; limitations for quantitative estimations of anisotropic parameters.

Multiwave seismic prospecting, compressional waves, shear waves, converted waves, seismic velocities, waves polarization, velocity anisotropy, shear waves splitting, micromodels, macromodels, rock fracturing, fractured reservoir

ВВЕДЕНИЕ

Петрофизика, или физика горных пород, является существенной частью современных технологий сейсморазведки, в которой расширение типов и классов волн давно стало признанным направлением повышения ее эффективности. Многоволновая сейсморазведка (МВС) появилась именно благодаря привлечению наряду с продольными поперечных и обменных волн [Пузырев и др., 1985; Шехтман, Коротков, 2012]. Роль петрофизики при изучении особенностей волновых полей и интерпретационной обработке данных

МВС в последние десятилетия существенно возросла, и современный этап характеризуется все большим проникновением в микро- и макроструктуру горных пород с целью более обоснованного принятия решений при поисках и разведке месторождений углеводородов.

Сейсмические отражения, позволяющие сформировать изображение геологической среды и судить о местонахождении залежей углеводородов, зависят от различий в сейсмических скоростях P - и S -волн и от

плотности в контактирующих горных породах. Эти параметры, в свою очередь, зависят от литологии и фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), а также от микроструктуры горных пород, флюидонасыщенности и остаточного механического напряжения в горных породах. Тем самым устанавливается количественная связь между петрофизическими свойствами и свойствами волновых сейсмических полей. Эта связь позволяет прогнозировать волновые поля путем их моделирования и решать обратные задачи на этапе интерпретационной обработки экспериментальных данных сейсморазведки.

В нефтяной сейсморазведке в последние десятилетия все чаще используются модели не однородной среды (свойства которой не меняются при переходе от точки к точке в объеме среды), а геологической среды, физические свойства которой могут скачкообразно изменяться при переходе от точки к точке в определенных направлениях, выбранных в объеме среды. В сейсморазведке такую среду называют дискретной средой [Козлов, 2006]. Ее принято описывать эффективной моделью, для которой имеют место те же уравнения, что и для однородной среды, и в которых фигурируют макропараметры – модули упругости, плотность, скорости распространения волн, пористость и др. Эти макропараметры определяют различными методами, называемыми методами гомогенизации, самым простым из которых является простое усреднение по объему. Такие среды принято называть макроскопически однородными, их макроскопические упругие свойства обычно называют эффективными упругими свойствами.

Установление связи между ФЕС дискретных сред (пористостью, проницаемостью, флюидонасыщением) и макропараметрами эффективной модели (скоростями распространения продольных и поперечных волн, а также плотностью) позволяет прогнозировать свойства волновых сейсмических полей на этапе проектирования работ и обоснованно параметризовать модели при решении обратных задач на этапе интерпретации. Существенно при этом, что набор параметров, характеризующих модель сложно построенной среды при решении прямых задач, существенно богаче, чем при решении обратных задач. Однако по мере повышения точности регистрации волновых сейсмических полей и их информативности, а также расширения возможностей компьютерной технологии, удается все ближе подойти к решению тонких, главным образом неструктурных, сейсморазведочных задач.

УПРУГИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД: ВЗАИМОСВЯЗЬ МИКРО- И МАКРОМОДЕЛЕЙ

Упругие модули реальной геологической среды можно выразить через параметры составляющих ее компонент – их упругие модули, объемные доли каждой из них, а также внутреннюю структуру исследуемой среды (геометрические параметры включений и пространственное распределение компонент среды). Компонентами модели геологической среды могут являться: твердое вещество и пустоты (поры и трещины), заполненные различными флюидами. В состав твердого вещества, в свою очередь, входят минералы и органическое вещество.

Эффективная модель горной породы может быть построена в разных масштабах, соответствующих масштабу измерения ее физических свойств: образца (сан-

тиметры), работ по геофизическому исследованию скважин (десятки сантиметров – первые метры), вертикального сейсмического профилирования (ВСП; десятки и сотни метров), сейсмических работ (сотни метров). Поскольку строение породы в разных масштабах различно, то каждому масштабу будет соответствовать своя эффективная модель, созданная на основе данных о ее строении в конкретном масштабе [Баяк, 2013]. В каждом из рассматриваемых масштабов построения эффективной модели могут быть рассмотрены подмасштабы, характеризующиеся собственными размерами, формами компонент и способами их взаимного расположения.

В масштабе образца построение эффективной модели следует начинать с самого крупного масштаба – с масштаба пустот, по которым флюид уже способен двигаться – несколько микро- и даже нанометров (для углеводородосодержащих сланцев). При построении разномасштабной модели макроскопические свойства, определенные на предыдущем (более крупном) масштабе, используются в качестве свойств компоненты (или компонент) при построении модели на следующем масштабе.

При построении эффективной модели в масштабе образца совокупность минеральных зерен каждого минерала, слагающего породу, обычно (за исключением особых случаев строения породы) заменяют однородным веществом. В дальнейшем изложении это вещество будет называться минеральным веществом. Оно по сути является поликристаллом, составленным из зерен минералов. Зерна породообразующих минералов, как правило, обладают анизотропией в силу упорядоченного строения их решетки. Способы определения свойств минерального вещества по анизотропным свойствам минералов рассмотрены ниже. В последующем изложении считается, что свойства минерального вещества известны.

Когда определить внутреннюю структуру среды не удастся, то остается лишь установить возможные пределы изменений модулей эффективной модели среды, т. е. их верхнюю и нижнюю границы. Различным предположениям о внутренней структуре реальной среды соответствуют пределы изменений модулей упругости, предложенные разными авторами. Рассмотрим некоторые из них, начиная со случая изотропных пород, т. е. таких пород, упругие свойства которых не зависят от направления.

Заметим, что все методы определения эффективных упругих свойств, изложенные ниже как для изотропных, так и для анизотропных пород, применимы, если длина волны много больше размера включений (так называемое длинноволновое приближение).

Пределы Фойгта–Реусса. Методы Фойгта и Реусса являются самыми простыми методами расчета упругих модулей пород. В их основе лежат предположения о постоянстве полей деформаций (метод Фойгта) и напряжений (метод Реусса) во всем рассматриваемом объеме породы. Согласно методу Фойгта модули упругости породы (модули всестороннего объемного сжатия и сдвига) рассчитываются путем усреднения значений соответствующих модулей по объему среды. В методе Реусса усредняются величины, обратные модулям сжатия и сдвига. Для случая, когда порода состоит из компонент с изотропными свойствами и свойства самой породы также изотропные, формулы метода Фойгта записываются в виде

$$K_V = \sum_{i=1}^N f_i K_i, \quad \mu_V = \sum_{i=1}^N f_i \mu_i, \quad (1)$$

где K и μ – модули всестороннего объемного сжатия и сдвига, f_i – объемная доля i -й компоненты, N – число компонент в породе. Для изотропной породы с изотропными компонентами формулы метода Реусса имеют вид

$$K_R = \left(\sum_{i=1}^N \frac{f_i}{K_i} \right)^{-1}, \quad \mu_R = \left(\sum_{i=1}^N \frac{f_i}{\mu_i} \right)^{-1}. \quad (2)$$

Модули упругости (сжатия и сдвига), вычисленные по формулам (1), определяют верхнюю границу для соответствующих модулей, а модули, рассчитанные по формулам (2), – нижнюю, т. е.

$$K_R \leq K^* \leq K_V, \quad \mu_R \leq \mu^* \leq \mu_V, \quad (3)$$

где K^* , μ^* – истинные модули упругости породы. В этом случае говорят, что модули, вычисленные по Фойгту и Реуссу, определяют “вилки” Хилла для соответствующих модулей упругости.

Модуль Юнга E , вычисленный по модулям K_V и μ_V в соответствии с известной формулой

$$\frac{1}{E} = \frac{1}{3\mu} + \frac{1}{9K}, \quad (4)$$

является верхней границей для модуля Юнга породы, а модуль Юнга, вычисленный по модулям K_R и μ_R , – нижней [Hill, 1952]. Важно отметить, что для модуля Юнга “вилки” Хилла образуют значения лишь в том случае, если значения модуля Юнга вычислены именно по формуле (4), т. е. через модули сжатия и сдвига K_V , μ_V , K_R , μ_R , а не по формулам усреднения, аналогичным (1) и (2), но примененным к модулям

Юнга. Однако для параметра Ламэ $\lambda = K - \frac{2}{3}\mu$ “вилки” Хилла отсутствуют. Значения параметра Ламэ, вычисленные по модулям сжатия и сдвига, полученным методами Фойгта и Реусса, не являются верхней и нижней границами для этого параметра. Усредненные значения для этого параметра, вычисленные по формулам, аналогичным (1) и (2), также не определяют его границы. Можно показать, что для этого параметра границы имеют вид

$$K_R - \frac{2}{3}\mu_V \leq \lambda^* \leq K_V - \frac{2}{3}\mu_R. \quad (5)$$

“Вилки” Хилла имеют место для величины

$M = \lambda + 2\mu = K + \frac{4}{3}\mu$, которая определяет значения

скоростей продольных волн по формуле $V_p = \sqrt{\frac{M}{\rho}}$, где

ρ – плотность породы. Вследствие этого “вилки” Хилла существуют для скоростей продольных волн. Для скоростей поперечных волн “вилки” Хилла следуют из существования соответствующих границ для

модуля сдвига, поскольку $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$. Таким образом,

$$K_R + \frac{4}{3}\mu_R \leq M^* \leq K_V + \frac{4}{3}\mu_V, \quad (6)$$

$$\sqrt{\frac{K_R + \frac{4}{3}\mu_R}{\rho}} \leq V_p^* \leq \sqrt{\frac{K_V + \frac{4}{3}\mu_V}{\rho}}, \quad (7)$$

$$\sqrt{\frac{\mu_R}{\rho}} \leq V_s^* \leq \sqrt{\frac{\mu_V}{\rho}}. \quad (8)$$

Для коэффициента Пуассона “вилки” Хилла отсутствуют.

Заметим, что в отличие от упругих свойств объемное усреднение плотностей компонент, слагающих породу, дает точное решение для плотности породы. Для любой заданной объемной доли компонент можно получить значение эффективного упругого модуля, расположенное в этих пределах, однако его точное значение зависит от геометрии включений. Часто для определения конкретного значения модуля, лежащего внутри границ Фойгта и Реусса, используют усредненное значение этих границ. Этот подход называется методом Фойгта–Реусса–Хилла (ФРХ). Однако такое усреднение довольно рискованно проводить в случае модулей, для которых отсутствуют “вилки” Хилла. В этом случае можно получить решение, лежащее гораздо дальше от истинного значения модуля по сравнению с решением, полученным методом Фойгта или Реусса.

Усреднение Реусса практически точно описывает эффективные модули взвеси твердых зерен в жидкости. Для случая, когда компоненты среды являются жидкостью или газом с нулевым модулем сдвига, это усреднение также дает точное значение для эффективных модулей смеси. В отличие от метода Реусса, не существует реальных сред, для которых метод Фойгта дал бы точное решение для упругих модулей.

На практике методы Фойгта и Реусса, а также ФРХ, как правило, дают приемлемые результаты при определении упругих свойств минерального вещества по свойствам слагающих его минералов.

Пределы Хашина–Штрикмана. Пределы, полученные в работе [Hashin, Shtrikman, 1963] для модулей сжатия и сдвига двухкомпонентной изотропной среды, компоненты которой также обладают изотропными свойствами, определяют более узкий диапазон возможных изменений этих модулей. При этом не накладывается никаких ограничений на форму компонент – она может быть любой. Физическая интерпретация границ Хашина–Штрикмана следующая. Верхняя граница соответствует среде, представляющей собой случайную упаковку двухслойных шаров, внешний слой которых является более жесткой компонентой, а нижний – более мягкой. Для получения нижнего предела следует поменять местами материал внешнего и внутреннего слоев. Переход от нижнего предела к верхнему и наоборот осуществляется взаимной заменой компонент в следующих выражениях (для модулей K и μ):

$$K_{HS} = K_1 + \frac{f_2}{(K_2 - K_1)^{-1} + f_1 \left(K_1 + \frac{4}{3}\mu_1 \right)^{-1}},$$

$$\mu_{HS} = \mu_1 + \frac{f_2}{(\mu_2 - \mu_1)^{-1} + 2f_1(K_1 + 2\mu_1) / [5\mu_1(K_1 + \frac{4}{3}\mu_1)]}, \quad (9)$$

где K_1 и K_2 являются объемными модулями каждой из компонент среды, μ_1 и μ_2 – соответствующие модули сдвига, а f_1 и f_2 – объемные доли каждой из компонент.

Если одна из компонент имеет нулевые модули (газонасыщенная порода), то нижний предел для порога Реусса и Хашина–Штрикмана является нулевым.

Пределы Хашина–Штрикмана вычисляют для модулей K и μ . Как и для границ Фойгта и Реусса, пределы Хашина–Штрикмана существуют для модуля Юнга в том случае, если он определяется по формуле (4) с использованием значений модулей сжатия и сдвига, вычисленных по формулам (9) для соответствующего предела. Пределы Хашина–Штрикмана имеют место и для величины $\lambda + 2\mu$, если λ вычисляется по формуле $\lambda = K - \frac{2}{3}\mu$ по значениям K_{HS} и μ_{HS} для соответствующего предела. Для параметра Ламэ λ пределы Хашина–Штрикмана имеют несколько иной вид:

$$K_{HS}^{Lo} - \frac{2}{3}\mu_{HS}^{Up} \leq \lambda^* \leq K_{HS}^{Up} - \frac{2}{3}\mu_{HS}^{Lo}. \quad (10)$$

В этом выражении индексы Lo и Up обозначают соответственно нижнюю и верхнюю границы Хашина–Штрикмана. Пределы Хашина–Штрикмана существуют также для скоростей продольных и поперечных волн по аналогии с формулами (7) и (8) при замене в них значений, определенных методом Реусса, на значения K_{HS}^{Lo} и μ_{HS}^{Lo} , и значений, определенных методом Фойгта, на значения K_{HS}^{Up} и μ_{HS}^{Up} .

Для сред, содержащих более двух компонент, расчеты пределов изменений модулей упругости можно выполнить, используя соотношения Хашина–Штрикмана–Валпула, которые содержат средневзвешенные значения аргументов, от которых зависят предельные значения [Веггуман, 1995].

Примечательный результат получен Хиллом [Hill, 1963] для модели, у которой минимальное и максимальное значения модуля сдвига совпадают. В этом случае получают эффективное значение объемного модуля упругости с постоянным значением модуля сдвига. Более того, в случае тонкослоистой среды (когда каждый из слоев является изотропным и отличается значением объемного модуля упругости) при равном значении модуля сдвига в каждом из слоев вся среда является изотропной и характеризуется эффективным объемным модулем, совпадающим с осредненным значением, предложенным Реуссом. Как и в методе ФРХ,

можно рассчитывать значения модулей путем усреднения верхней и нижней границ Хашина–Штрикмана для соответствующих модулей.

Приведенные выше соотношения для предельных значений модулей упругости композитных моделей, которыми могут быть приближены горные породы, применимы для описания пород, состоящих из твердых веществ (минералов, органического вещества) и флюидов.

Выше указывалось, что при неизвестной форме компонент эффективной модели можно получать решения, лежащие внутри границ Фойгта и Реусса или Хашина–Штрикмана. Для порово-трещиноватых сред такие границы могут быть очень широкими. На рис. 1 показаны границы Фойгта и Реусса и Хашина–Штрикмана для скоростей продольных и поперечных волн, распространяющихся в известняке, содержащем пустоты, полностью заполненные нефтью. Как видно, для пористости 20–30 %-ное различие в скоростях, определяющих верхнюю и нижнюю границы Хашина–Штрикмана, может достигать 70 % для V_p и 100 % для V_s . Для скоростей, определяющих границы Фойгта и Реусса, эта разница достигает 80 и 100 % соответственно для V_p и V_s . Интересным фактом является то, что нижние границы Хашина–Штрикмана и Реусса совпадают. Это всегда имеет место, если модуль сдвига одной из компонент равен нулю. Решение для нижней границы упругих модулей является точным для смеси любых веществ с нулевыми модулями сдвига (например, смесей жидкостей, газов или газов и жидкостей). В этом случае формулу для нижней границы Реусса называют формулой Вуда.

Информация о форме компонент делает решение более определенным. Наиболее известными методами определения эффективных упругих свойств изотропных пород, которые позволяют учесть форму компонент, являются методы Кастера–Токсоза, Нишизавы, дифференциальная эффективная модель, метод самосогласования. Как правило, перечисленные методы применяют для определения упругих свойств твердого каркаса – породы с пустотами, не заполненными флюидом. Для учета влияния флюида на упругие свойства

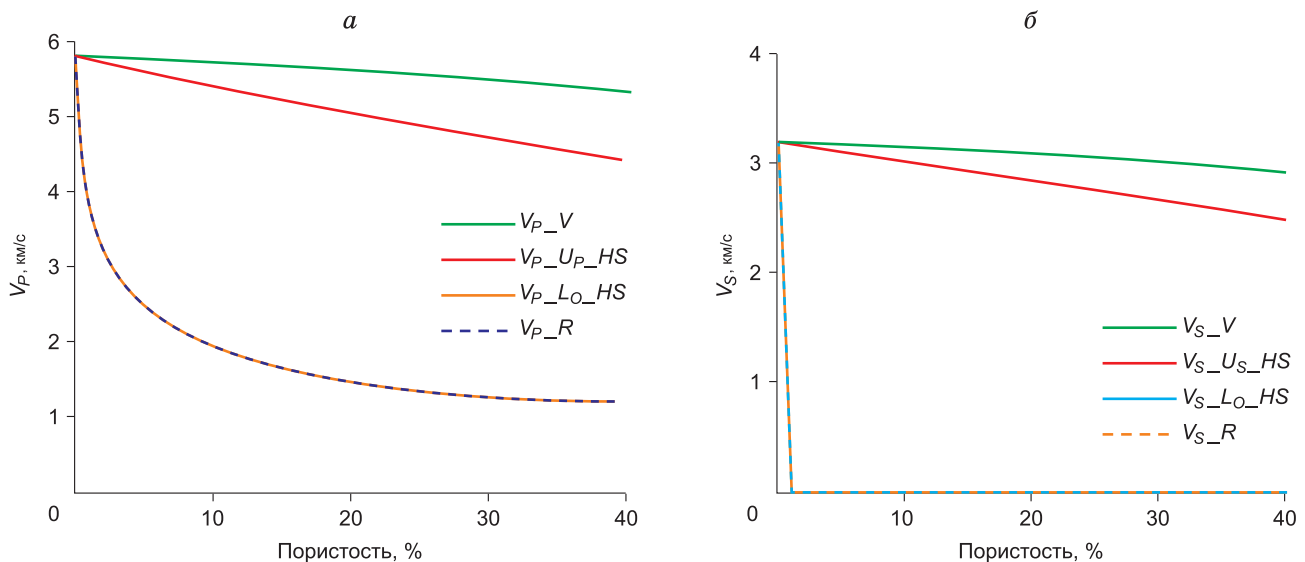


Рис. 1. Скорости упругих волн V_p (а) и V_s (б), определяющие границы Фойгта (V), Реусса (R) и Хашина–Штрикмана (Lo_{HS} и Up_{HS}) для модели изотропного пористого известняка.

к полученному решению для каркаса применяют метод флюидозамещения Гассмана. Ниже эти методы рассмотрены более подробно.

Методы определения эффективных упругих свойств изотропных пород

Метод Кастера–Токсоза основан на теории рассеяния, при этом взаимное влияние полей рассеивателей не учитывается. Он применим к изолированным включениям заданной формы, помещенным в некоторую вмещающую среду (матрицу). Ориентация включений в объеме среды – хаотическая. Упругие свойства вещества (или веществ), заполняющего включения, и матрицы являются изотропными. Метод позволяет определять эффективные упругие модули изотропной среды по формулам [Kuster, Toksöz, 1974], являющимся нелинейными уравнениями, которые могут быть решены независимо друг от друга:

$$\begin{aligned} (K^* - K_M) A_K &= \sum_{i=1}^N f_i (K_i - K_M) F_i^K, \\ (\mu^* - \mu_M) A_\mu &= \sum_{i=1}^N f_i (\mu_i - \mu_M) F_i^\mu, \end{aligned} \quad (11)$$

где K^* , μ^* – искомые эффективные модули всестороннего объемного сжатия и сдвига изотропной среды, выражения вида A_X также зависят от искомым модулей и определяются формулами

$$\begin{aligned} A_K &\equiv \frac{K_M + \frac{4}{3}\mu_M}{K^* + \frac{4}{3}\mu_M}, \quad A_\mu \equiv \frac{\mu_M + \frac{4}{3}d_M}{\mu^* + \frac{4}{3}d_M}, \\ d_M &= \frac{\mu_M (9K_M + 8\mu_M)}{6 (K_M + 2\mu_M)}. \end{aligned}$$

Величины F в формуле (11) зависят от формы включений и от упругих свойств матрицы и включений. Форма включений моделируется эллипсоидами вращения. Для случая монетообразных включений имеют место выражения

$$\begin{aligned} F_i^K &= \frac{K_M + \frac{4}{3}\mu_i}{K_i + \frac{4}{3}\mu_i + \pi\alpha b_M}, \quad b_M = \mu_M \frac{(3K_M + \mu_M)}{(3K_M + 4\mu_M)}, \\ F_i^\mu &= \frac{1}{5}(1 + C + D), \\ C &\equiv \frac{8\mu_M}{4\mu_i + \pi\alpha(\mu_M + 2b_M)}, \quad D \equiv 2 \frac{K_i + \frac{2}{3}(\mu_i + \mu_M)}{K_i + \frac{4}{3}\mu_i + \pi\alpha b_M}. \end{aligned} \quad (12)$$

В этих выражениях индекс M относится к материалу матрицы, а индекс i – к материалу включений; α – аспектное отношение эллипсоидальных включений, которое в случае трещин характеризует относительную степень их раскрытия. Для сферических пустот $\alpha = 1$, и выражения для F приобретают довольно простой вид:

$$F_i^K = \frac{K_M + \frac{4}{3}\mu_M}{K_i + \frac{4}{3}\mu_M}, \quad F_i^\mu = \frac{\mu_M + d_M}{\mu_i + d_M}. \quad (13)$$

Энергетические подходы, основанные на решении Эшелби. Существует целая группа методов, основанных

на классическом решении Эшелби [Eshelby, 1957] о деформации внутри эллипсоидального упругого включения, помещенного в матрицу с иными упругими свойствами. Чтобы точно рассчитать эффективные упругие свойства, необходимо рассмотреть не только взаимодействие одного включения с матрицей, но и взаимодействия всех включений между собой. Однако точного решения для такого взаимодействия найти нельзя, поэтому при рассмотрении большого количества включений в матрице делают упрощающие предположения. Одним из таких предположений является то, что деформация во включении не зависит от присутствия других включений. Затем при получении решения для эффективных свойств пытаются эти взаимодействия учесть другими, приближенными способами. Многообразие способов учета взаимодействия включений порождает многообразие методов расчета эффективных упругих свойств. При малой концентрации включений различные методы дают сходные результаты. Разница в результатах увеличивается по мере увеличения концентрации включений. Чем сильнее отличаются свойства различных включений друг от друга и от свойств матрицы и чем сильнее отличается форма включений от сферической, тем быстрее наступает момент, когда различие решений становится значимым. Методы, основанные на решении Эшелби, применимы как для изотропных, так и анизотропных сред. Свойства матрицы и включений могут быть анизотропными. Включения могут быть произвольной формы (но эллипсоидальной) – монетообразными, иглообразными, сферами и иметь произвольную ориентацию в объеме среды.

Наиболее ранними, основанными на решении Эшелби, являются энергетические подходы. В них энергия тела с включениями приравнивается энергии взаимодействия всех включений с матрицей. Энергия взаимодействия включений между собой не учитывается. Поскольку энергию упругого тела можно записать как в терминах упругости, так и в терминах податливости, то получают два разных выражения для эффективных упругих свойств, которые могут давать довольно сильно различающиеся решения. Энергетические подходы могут давать решения вне границ Хашина–Штрикмана. В случае тел с трещинами энергетический подход, основанный на рассмотрении энергии в терминах упругости, при увеличении объемной концентрации трещин довольно быстро приводит к абсурдным решениям (отрицательные значения модулей).

Метод Нишизавы [Nishizawa, 1982] основан на решении Эшелби. Для получения решения об эффективных упругих свойствах используются два упомянутых выше энергетических подхода, основанных на решениях Эшелби. Включения вносятся в матрицу малыми порциями. Упругие свойства рассчитывают как одним, так и другим энергетическим методом и сравнивают их между собой. Если разница не превышает допустимую, которая задается самим вычислителем, то переходят к следующему шагу, рассматривая в качестве матрицы среду со свойствами, полученными на предыдущем шаге. Если же разница превышает допустимую, то вносимую порцию включений уменьшают. Процесс продолжают до тех пор, пока не внесут все включения. Как правило, метод Нишизавы дает физические результаты, однако решение может лежать вне границ Хашина–Штрикмана.

Дифференциальная эффективная модель. Эта группа методов также основана на решении Эшелби. Од-

нако в отличие от метода Нишизавы порции включений вносятся в соответствии с дифференциальными уравнениями относительно модулей упругости [Berryman, 1992]:

$$(1-f) \frac{d}{df} [K^*(f)] = (K_i - K^*) F_i^{K^*}(f),$$

$$(1-f) \frac{d}{df} [\mu^*(f)] = (\mu_i - \mu^*) F_i^{\mu^*}(f), \quad (14)$$

где величины F определяются по тем же формулам, что и в методе Кастера–Токсоза, но для материала с эффективными свойствами, f – объемная концентрация постепенно вносимых включений.

Метод самосогласования основан на решении Эшелби, однако в отличие от классического подхода Эшелби в качестве матрицы выбирают среду с эффективными упругими свойствами. Данный метод имеет несколько модификаций. Наиболее ранняя работа, в которой использован такой подход, принадлежит Р.Дж. О’Коннеллу и Б. Будянскому [O’Connell, Budiansky, 1974]. В ней эффективные упругие модули изотропной среды с дискообразными, очень тонкими трещинами выражаются через модули упругости вмещающей матрицы и плотность трещин. Плотность трещин определяется по формуле $\epsilon = \frac{Na^3}{V}$, где N –

число эллипсоидальных трещин с максимальной полуосью a в объеме V . Плотность трещин довольно часто используется вместо объемной концентрации трещин для случая, когда относительное раскрытие трещин очень мало. Согласно этому методу эффективный модуль сжатия среды с флюидонасыщенными трещинами практически совпадает с модулем сжатия матрицы, в то время как модули сдвига и коэффициенты Пуассона различаются. Однако для случая, когда отношение $\frac{K_{\text{флюид}}}{\alpha K_{\text{матрица}}}$ (α – аспектное отношение трещин) близко к 1, упругие модули вычисляются по иным формулам, и модули сжатия среды с трещинами и вмещающей матрицы становятся различными.

Другая формулировка этого метода принадлежит Дж. Берриману [Berryman, 1979, 1995]. Согласно этому подходу упругие модули среды, состоящей из N типов включений (частицы твердого вещества, поры, трещины), определяются по формулам

$$\sum_{i=1}^N f_i (K_i - K^*) F_i^K = 0,$$

$$\sum_{i=1}^N f_i (\mu_i - \mu^*) F_i^\mu = 0, \quad (15)$$

где величины F определяются по тем же формулам, что и в методе Кастера–Токсоза. Обычно в методе самосогласования эффективные модули упругости определяют методом итераций. Решение с приемлемой точностью (первые проценты) обычно получается за 3–5 итераций.

Метод флюидозамещения Гассмана. Как указывалось выше, при применении методов, предполагающих, что помещенные в матрицу включения изолированы друг от друга, упругие модули флюидонасыщенных пород определяют в два этапа. На первом этапе определяют упругие модули каркаса (матрица с сухими пустотами), а на втором производят так называемое

флюидозамещение, применяя метод Гассмана. Физический смысл флюидозамещения состоит в том, что упругая волна вызывает в породе дополнительное сжатие, что приводит к изменению порового давления как сопротивление этому сжатию. В результате этого породе становится менее податливой. Формулы метода Гассмана имеют следующий вид [Gassman, 1951]:

$$\frac{K_{sat}}{K_M - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_M - K_{dry}} + \frac{K_{fluid}}{f(K_M - K_{fluid})}, \quad \mu_{sat} = \mu_{dry}, \quad (16)$$

где индексы *sat*, *dry* обозначают модули водонасыщенной породы и каркаса, индекс *M* обозначает свойства вмещающей среды (матрицы), а индекс *fluid* – свойства флюида, f – пористость.

Важной особенностью метода Гассмана является то, что сдвиговый модуль породы не меняется при флюидозамещении. Метод применим к изотропным породам и только в длинноволновом приближении – когда длина волны много больше размера включений. В этом случае поровое давление выравнено в пустотном пространстве породы.

Анизотропия упругих свойств в различных масштабах

Анизотропия физических свойств, включая упругие, связана с наличием упорядоченных неоднородностей. В зависимости от строения кристаллической решетки различают следующие типы симметрии – триклинную, моноклинную, тригональную, орторомбическую, тетрагональную, гексагональную и кубическую. Число упругих модулей, необходимых для полного описания упругих свойств материала разных типов симметрии, различно. Для кубической системы требуются три упругих модуля, для орторомбической – девять, а для гексагональной – пять. Обычно модули упругости анизотропных сред записывают в виде симметричной матрицы упругости C_{ij} ($ij = 1, 2, \dots, 6$) [Беликов и др., 1970].

Упорядоченное строение кристаллической решетки вызывает анизотропию физических свойств монокристаллов минералов. Породообразующие минералы, слагающие осадочные породы, как правило, обладают значительной анизотропией.

Упорядоченная ориентация кристаллографических осей минералов приводит к анизотропии физических свойств минеральных агрегатов. Ярким примером таких образований является глинистая матрица углеводородосодержащих сланцев, составленная пластинами глинистых минералов (иллита, смектита и др.) с согласованной ориентацией кристаллографических осей. Если минералы ориентированы хаотически, то свойства минерального агрегата изотропные.

Для определения свойств минерального агрегата можно использовать формулы усреднения матриц упругости или податливости минералов с учетом особенностей ориентации кристаллографических осей, которые обычно описываются углами Эйлера. Формулы для таких усреднений можно найти в работе [Беликов и др., 1970]. По этим же формулам рассчитывают модули изотропных минеральных агрегатов, которые входят в формулы предыдущих параграфов.

Причинами анизотропии горных пород также являются упорядоченность неизометричных частиц, наличие слоев и протяженных структур. Особое место занимают упорядоченные системы трещин. Эти сис-

темы являются источником анизотропии упругих свойств в различных масштабах – от зерна до сейсмичности. Подробно о проявлениях анизотропии упругих свойств в масштабе сейсморазведки написано в разделе “Анизотропия скоростей” данной статьи.

Ниже рассмотрены наиболее широко используемые на практике методы определения упругих свойств трещиноватых сред. Заметим, что для упругих свойств сред с однонаправленными включениями существуют границы Хашина–Штрикмана [Willis, 1977]. Однако границы типа “вилок”, аналогичные формулам Фойгта и Реусса, существуют только для диагональных компонент матрицы упругости. Для недиагональных компонент эти границы имеют вид нелинейных неравенств, которые в общем случае неразрешимы относительно отдельных компонент [Bayuk et al., 2008]. Для двухкомпонентных сред типа “матрица – включения” верхняя граница Хашина–Штрикмана соответствует случаю, когда мягкие изолированные включения помещаются в жесткую матрицу (например, трещины в минеральной матрице). Нижняя граница соответствует инверсной структуре – жесткие включения в мягкой матрице.

Модель Хадсона для трещиноватой среды основана на анализе эффекта рассеяния осредненного волнового поля на тонких монетообразных трещинах или включениях эллипсоидальной формы [Hudson, 1980]. Эффективные модули упругости c_{ij}^{eff} имеют вид

$$c_{ij}^{eff} = c_{ij}^0 + c_{ij}^1 + c_{ij}^2, \quad (17)$$

где c_{ij}^0 соответствует модулям матрицы, а c_{ij}^1 и c_{ij}^2 – поправочные члены первого и второго порядка соответственно.

Для двух и более систем трещин, вытянутых в разных направлениях, поправки на каждую из систем трещин вычисляют отдельно в локальной системе координат, одна из осей которой перпендикулярна к плоскости трещины, а затем используют повороты в систему координат c_{ij}^{eff} , суммируя каждый из частных результатов для получения суммарной поправки.

Оказалось, что модель Хадсона, изначально предложенная для эллипсоидальных включений с весьма небольшими значениями аспектного отношения, пригодна для включений с аспектным отношением, достигающим 0.3 [Douma, 1988]. Для эллипсоидальных включений с большей величиной аспектного отношения можно использовать модель Нишизавы [Nishizawa, 1982]. Модель Хадсона для небольших аспектных отношений более предпочтительна из-за более простых аналитических выражений, а также из-за возможности в ее рамках изучать эффекты затухания вследствие рассеяния, чего нельзя сделать в рамках модели Нишизавы.

Модель Эшелби–Ченга для трещиноватой анизотропной среды. Опираясь на решение Эшелби о деформации внутри эллипсоидальных упругих включений, содержащихся в матрице с иными упругими свойствами, Ч. Ченг создал модель для эффективных модулей трещиноватой трансверсально-изотропной среды [Cheng, 1978, 1993]. Модель Эшелби–Ченга предназначена для расчета эффективных упругих свойств (или эффективной жесткости) трансверсально-изотропных трещиноватых горных пород.

В этой модели эффективные модули c_{ij}^{eff} для породы, содержащей флюидонасыщенные эллипсоидальные трещины с нормалью, направленной вдоль

одной из осей декартовой системы координат, имеют вид

$$c_{ij}^{eff} = c_{ij}^0 - \phi c_{ij}^1, \quad (18)$$

где ϕ – это пористость, c_{ij}^0 – модули породы в отсутствии трещин. Для поправочного члена c_{ij}^1 предложены довольно громоздкие соотношения, в которые входят модули K и μ для изотропной матрицы, объемный модуль для флюида, а также аспектное отношение для трещин. Сухие трещины моделируют, полагая модули включений равными нулю. Эта модель справедлива для произвольного аспектного отношения, в отличие от модели Хадсона, для которой аспектное отношение должно быть очень мало.

Заметим, что на практике, как и в случае изотропных свойств, сначала рассчитывают упругие свойства анизотропного каркаса (минеральной матрицы с изолированными пустотами). Затем применяют флюидозамещение по методу Брауна–Корринги [Brown, Korringa, 1975], который является обобщением метода Гассмана на случай анизотропной среды.

Другие подходы к определению эффективных упругих свойств трещиноватых сред. Существуют подходы к определению эффективных упругих свойств, которые основаны на более сложных моделях среды, учитывающих связность включений (в т. ч. трещин) [Шермергор, 1977; Баюк, 2013; Bayuk, Chesnokov, 1998; Jakobsen et al., 2003]. В таких моделях можно сразу рассчитывать эффективные свойства среды с заданным флюидом. Интересно отметить, что в случае однонаправленных трещин решения получаются практически одинаковыми, если этими методами сначала рассчитать свойства связанного каркаса, а потом сделать флюидозамещение, либо сразу рассчитать свойства среды со связанными флюидозаполненными трещинами.

Существует подход к определению эффективных упругих свойств среды с трещинами, в котором вместо геометрических характеристик трещин оперируют понятиями “нормальной податливости” и “тангенциальной податливости” трещин. Этот подход носит название *метода линейного проскальзывания* [Schoenberg, 1980; Sayers, Kachanov, 1995]. Параметры “нормальной податливости” и “тангенциальной податливости” трещин непосредственно входят в формулы для матрицы эффективных упругих свойств трещиноватых сред.

Для определения эффективных упругих свойств анизотропных сред используют и метод самосогласования, в котором, как уже было упомянуто в подразделе об изотропных средах, каждое включение помещают в среду с эффективными свойствами. Можно показать, что метод самосогласования является частным случаем цитируемых выше методов, в которых учитывается связность включений.

Упругие модули тонкослоистой среды. Модель тонкослоистой горизонтально-слоистой среды, наиболее адекватно отображающей геологический разрез в платформенных областях, издавна привлекала внимание сейсморазведчиков. Впервые методику расчета эффективных упругих модулей для такой модели разработали Ю.В. Ризниченко [1949] и Г. Постма [Postma, 1955].

Методика осреднения трансверсально-изотропной горизонтально-слоистой модели предложена Г. Бейкусом [Baskus, 1962]. Он показал, что в длинноволновом приближении слоистая среда, составленная

из изотропных слоев, является трансверсально-изотропной и характеризуется эффективной анизотропией с эффективной жесткостью в следующем виде:

$$\begin{bmatrix} A & B & F & 0 & 0 & 0 \\ B & A & F & 0 & 0 & 0 \\ F & F & C & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & D & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & D & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & M \end{bmatrix}, \quad M = \frac{1}{2}(A - B), \quad (19)$$

где $A = \langle a - f^2 c^{-1} \rangle + \langle c^{-1} \rangle^{-1} \langle f c^{-1} \rangle^2$, $B = \langle b - f^2 c^{-1} \rangle + \langle c^{-1} \rangle^{-1} \langle f c^{-1} \rangle^2$, $C = \langle c^{-1} \rangle^{-1}$, $F = \langle c^{-1} \rangle^{-1} \langle f c^{-1} \rangle$, $D = \langle d^{-1} \rangle^{-1}$, $M = \langle m \rangle$. (20)

В этом так называемом осреднении Бейкуса скобки $\langle \cdot \rangle$ указывают на процедуру осреднения свойств по их средневзвешенным значениям в соответствии с объемными долями. Для каждого из изотропных слоев, слагающих исследуемый пласт, число независимых упругих констант, требуемых для его описания, сокращается до двух. Поэтому для приведенных выше выражений имеют место следующие соотношения:

$$a = c = \lambda + 2\mu, \quad b = f = \lambda, \quad d = m = \mu.$$

Скорости продольных P - и поперечных S -волн в рассматриваемой эффективной модели среды выражаются через эффективные ее параметры так:

$$\begin{aligned} V_{SH,h} &= \sqrt{M/\rho}, \\ V_{SH,v} &= V_{SV,h} = V_{SV,v} = \sqrt{D/\rho}, \\ V_{P,h} &= \sqrt{A/\rho}, \\ V_{P,v} &= \sqrt{C/\rho}, \end{aligned} \quad (21)$$

где ρ – усредненная плотность; $V_{P,v}$ – скорость P -волн по вертикали, а $V_{P,h}$ – по горизонтали, $V_{SH,h}$ – скорость горизонтально-поляризованных SH -волн по горизонтали, $V_{SV,h}$ – скорость вертикально-поляризованных волн по горизонтали, $V_{SH,v}$ и $V_{SV,v}$ – скорости SH - и SV -волн по вертикали.

Тонкослоистый пласт, сложенный слоями, слабо различающимися между собой по упругим параметрам, является в первом приближении изотропным пластом [Вакulin, 2003]. Анизотропия, вытекающая из осреднения Бейкуса, – второго порядка. В случае, когда тонкие слои являются анизотропными (как, например, сланцы), анизотропия первого порядка определяется как осредненное значение параметров “внутренней анизотропии” слоев, в то время как анизотропия, обусловленная контрастностью слоев, имеет подчиненное значение, особенно когда контрастность слоев невелика.

Иногда модель Бейкуса применяют для определения эффективных упругих свойств пород с параллельными трещинами, рассматривая трещину как тонкий слой, заполненный флюидом. Известен анизотропный вариант модели Бейкуса, применимый для слоев не с изотропными, а с анизотропными упругими свойствами [Шермергор, 1977].

Метод Бейкуса с математической точки зрения дает точное решение для слоистой среды, в которой слой довольно равномерно перемешаны в соответ-

ствии со своим объемным содержанием в рассматриваемой пачке, т. е. нет мест “сгустков” слоев какого-либо типа в одном месте. На практике часто для определения скоростей упругих волн, проходящих через пачку слоев, используют формулу среднего времени. Формула среднего времени для любой из скоростей упругих волн (продольной или поперечной) имеет вид

$$V_{av} = \frac{H}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_i}}, \quad (22)$$

где N – число слоев в пачке, H – общая толщина всей пачки слоев, h_i – мощность i -го слоя, V_i – скорость в слое (продольная или поперечная). Если записать в тех же терминах скорости, определенные по методу Бейкуса, то формула будет иметь вид

$$V_{Backus} = \sqrt{\frac{H^2 \left(\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{\rho_i V_i^2} \right)^{-1}}{\sum_{i=1}^N \rho_i h_i}}, \quad (23)$$

где ρ_i – плотность i -го слоя. Для пачки слоев, составленной из доломита ($V_P = 5.20$ км/с, $V_S = 2.7$ км/с, $\rho = 2.45$ г/см³) и глинистого сланца ($V_P = 2.90$, $V_S = 1.4$ км/с, $\rho = 2.34$ г/см³), в которой общая мощность слоев доломита составляет 0.75 м, а сланца – 0.5 м, разница в скоростях, рассчитанных по формуле среднего времени и методом Бейкуса, для продольных и поперечных волн составляет 5 и 6 % соответственно.

СВЯЗЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ С ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ГОРНЫХ ПОРОД

Скорости распространения продольных (V_P) и поперечных (V_S) сейсмических волн могут характеризовать литологический состав горных пород, их состояние и свойства флюидов, заполняющих поры в породах. Знание скоростей необходимо прежде всего для определения глубины сейсмических границ и их пространственного положения.

Скорости V_P и V_S зависят от плотности пород ρ и коэффициентов упругости так:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + \mu}{\rho}}, \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (24)$$

Из этих формул следует обратная зависимость между скоростями и плотностями, однако в общем случае это не так. На практике для большинства пород наблюдается положительная зависимость между их плотностью и скоростями V_P и V_S , проявляющаяся в том, что обычно более плотные породы являются и более высокоскоростными. Обусловлено это тем, что увеличение плотности сопровождается еще большим возрастанием упругих модулей, а значит, и увеличением скоростей. Тем не менее из данного правила, основанного на экспериментальных данных, существуют исключения. Так, в Западной Сибири на Покачевской площади в разрезе продуктивной толщи был выявлен интервал с нулевой (слабой отрицательной) корреляцией скорости V_P и плотности ρ [Гогоненков, 1987]. Здесь два основных литотипа терригенных пород – песчаники и глины – характеризуются обратным со-

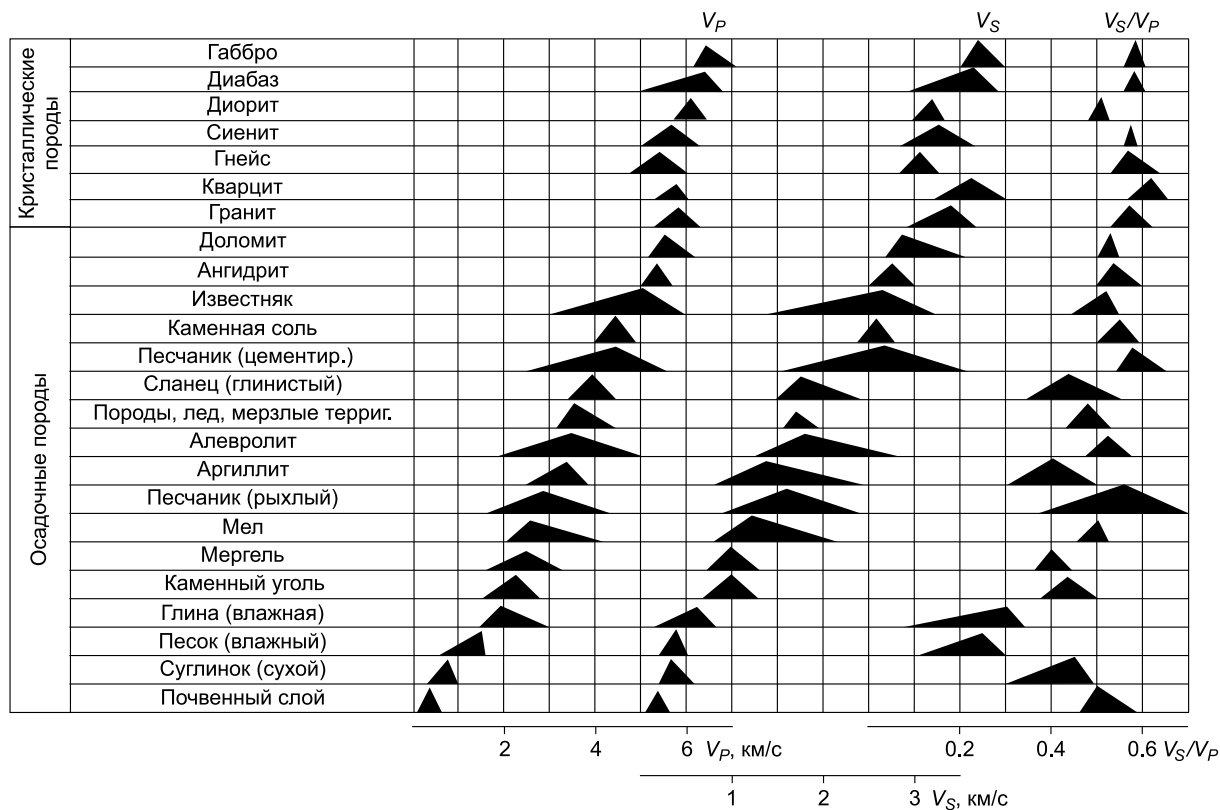


Рис. 2. Схематическое изображение распределения V_p и V_s и $\gamma = V_p / V_s$ в V_s кристаллических и осадочных горных породах [Пузырев и др., 1985].

отношением скоростей и плотностей: в среднем скорость в песчаниках выше, чем в глинах, а плотность выше у глин. Объясняется этот феномен более высокой жесткостью скелета песчаника, имеющего, однако, гораздо меньшую плотность, чем у глины.

Однозначная связь между скоростной характеристикой горных пород и их литологическим составом отсутствует, поскольку на упругие свойства пород влияет множество разнообразных факторов (пористость, глубина залегания, флюидонасыщение, степень неоднородности и др.), в результате у разных пород скорости могут совпадать. В то же время одна и та же порода в разных условиях будет иметь разную скорость.

Скоростные характеристики для различных горных пород, а также отношение V_s / V_p в виде гистограмм распределения приведены на рис. 2 [Пузырев и др., 1985]. Из этих данных следует, что наименьшие значения скоростей характерны для терригенных осадочных пород, а наибольшие – для кристаллических изверженных пород. Для осадочных пород разного типа определены границы изменения скорости V_p . В терригенных породах она изменяется в диапазоне 1000–3000 м/с, в карбонатных – 2500–6500, в гидрохимических и органогенных – 3500–5000 м/с [Пузырев, 1997]. Видно, что величины скоростей в горных породах разного литологического состава в значительной мере перекрываются, поэтому по величине скорости нельзя однозначно отнести горную породу к определенному типу. Однако одновременное знание скоростей V_p и V_s существенно облегчает решение этой задачи (рис. 3).

Диапазоны изменения V_p и V_s существенно различаются, особенно это характерно для известняков, песчаников, алевролитов и глинистых образований. При этом большим диапазонам изменения скоростей в известняках и песчаниках соответствуют гораздо меньшие интервалы изменений величины отношения V_s / V_p .

В верхней части разреза (ВЧР) распределение скоростей обычно характеризуется большой сложнос-

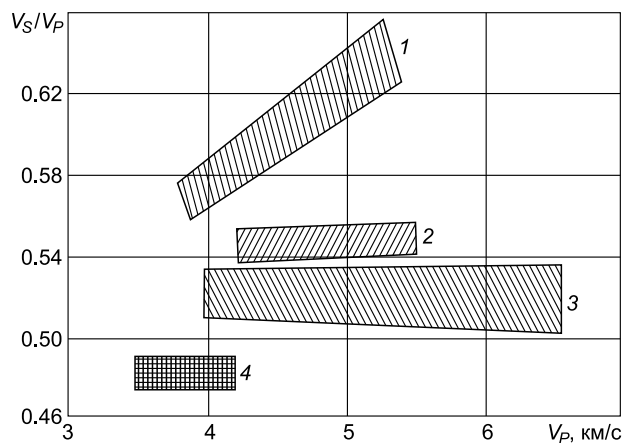


Рис. 3. Характер зависимости величины отношения скоростей распространения продольных и поперечных волн V_s/V_p от скорости распространения продольных волн для некоторых осадочных пород: 1 – песчаники, 2 – доломиты, 3 – известняки, 4 – глины [Бондарев, Крылатков, 2012].

тью и значительными изменениями по вертикали и латерали. В условиях наиболее распространенного низкоскоростного терригенного песчано-глинистого разреза распределение скоростей определяется преимущественно влагонасыщенностью и глубиной залегания, в то время как для продольных волн наиболее резкой акустической границей является подошва зоны малых скоростей (ЗМС), совпадающей обычно с уровнем грунтовых вод, для поперечных волн такая граница практически отсутствует. Поэтому величина V_S / V_P , имеющая в пределах ЗМС значение порядка 0.5, под ее подошвой может уменьшаться до 0.2. В условиях же высокоскоростного разреза ВЧР, сложенной песчаниками или карбонатами, дифференциация по скоростям V_P и V_S примерно одинакова, а величина V_S / V_P составляет 0.4–0.5 и определяется в основном литологией.

Использование отношения скоростей V_S и V_P

Отношение скоростей V_S / V_P давно стало надежным индикатором свойств геологической среды, непосредственно связанных с ее дискретностью [Козлов, 2006]. Популярность использования сейсморазведчиками отношений скоростей объясняется также и тем, что эти отношения можно определять не только непосредственно из скоростей V_P и V_S , измеренных в отдельности, но и из интервальных времен пробега волн разного типа между реперными горизонтами, что гораздо точнее и удобнее при обработке данных.

За рубежом предпочтение отдается отношению V_P / V_S , что вполне оправдано, поскольку в этом случае изменения данной величины имеют такой же знак, что и изменения коэффициента Пуассона. Целесообразность использования отношения скоростей объясняется тем, что последнее несет в себе информацию о типе флюида и о литологии. Дело в том, что модуль сдвига μ , от которого зависит V_S , мало чувствителен к типу пластового флюида, но весьма чувствителен к литологии, хорошо различая мягкие и жесткие по отношению к сдвигу породы – глины и песчаники. Константа Ламэ λ , напротив, более чувствительна к типу порового флюида, чем к изменениям скелета горной породы.

Для газонасыщенных терригенных пород характерно аномальное поведение скорости V_P : присутствие 5–10 % газа в газовой смеси приводит к резкому уменьшению скорости из-за крайне низких значений упругих констант для газа, но при дальнейшем увеличении концентрации газа скорость слабо возрастает за счет уменьшения объемной плотности породы. Замещение воды нефтью приводит к плавному уменьшению V_P . Таким образом, последовательный переход от водо- к нефте- и газонасыщению приводит к уменьшению скорости V_P . Для волн же V_S эта зависимость противоположная, поскольку изменения скоростей происходят лишь в случае изменения плотности флюида, причем изменения эти значительно меньшие, чем изменения величин V_P . Противоположность направлений изменения скоростей V_P и V_S при изменении типа флюида позволяет более обоснованно использовать отношение скоростей для решения вопроса о наличии или отсутствии углеводородов в горной породе.

Величину V_P / V_S можно использовать для оценки полярности вступлений поперечных отраженных волн относительно полярности вступлений продольных отраженных волн. Оказывается, при определенных со-

отношениях этой величины по разные стороны от отражающей границы знаки отражений PP - и SS -волн могут быть одинаковыми или противоположными [McCormack et al., 1984].

Влияние температуры и глубины залегания пород на скорость

При нагревании горных пород скорости V_P и V_S уменьшаются, причем V_S в меньшей степени. До 200 °С это уменьшение достигает первых процентов и носит линейный характер [Пузырев и др., 1985]. Замерзание флюидов в горных породах приводит к существенному увеличению скоростей V_P и V_S примерно в равной степени. С увеличением пористости разница величин V_P и V_S возрастает и при высокой пористости может достигать 50 % при понижении температуры от +20 до –40 °С.

Наличие в пределах ВЧР зоны многолетнемерзлых пород приводит к значительному возрастанию скоростей V_P и V_S . Вызвано это тем, что скорость во льду существенно выше, чем в воде. Значения V_P в песках и глинах, залегающих вблизи поверхности земли, возрастают при промерзании от 1.7–2.0 до 3.5–4 км/с [Бондарев, Крылатков, 2012]. Мощность замерзших пород может достигать нескольких сотен метров. Их наличие и неравномерное распределение по площади исследований усложняет проведение сейсморазведочных работ, ухудшает качество получаемого материала и существенно усложняет его обработку и интерпретацию.

С ростом глубины залегания породы давление на нее вышележащих толщ увеличивается, и поэтому ее пористость уменьшается. Возрастание плотности породы при этом сопровождается еще большим увеличением контактной упругости слагающих ее частиц, а значит и значений модулей упругости и, соответственно, величин скоростей. В большей степени это касается зернистых горных пород (пористых терригенных и карбонатных пород). При значениях пористости 15–20 % рост давления с глубиной может привести к увеличению скорости на 25–35 %.

Анизотропия скоростей

В анизотропных средах скорости распространения волн разных типов различаются в зависимости от направления, причем скорости поперечных волн зависят от их поляризации. Существенно, что поперечные волны поляризуются при распространении в анизотропной среде в соответствии с направлением ее элементов симметрии. Симметрия реальных осадочных отложений довольно проста и соответствует симметрии гексагональной (трансверсально-изотропной) или орторомбической сингоний. Первая из них характеризуется наличием плоскости симметрии и перпендикулярной ей оси симметрии, а вторая – наличием трех ортогональных плоскостей и осей симметрии второго порядка [Crampin, 1978; Lyachovitsky, Brodov, 1991].

Вызвана анизотропия упорядоченностью слагающих среду элементов, размер которых на порядок меньше длины волны. Эта упорядоченность возникает при согласованной ориентации частиц во время их осаждения или при неравномерном воздействии давления на толщи горных пород.

Тонкослоистые осадочные отложения характеризуются наиболее известной сейсморазведчикам анизотропией, проявляющейся на длинных волнах (ее часто

называют квазианизотропией, поскольку отдельные слагающие ее слои могут быть изотропными). Плоскость симметрии такой среды совпадает с плоскостью напластований, ось симметрии вертикальна, а степень анизотропии зависит от дифференциации скоростей в слоях. Такая среда получила название *VTI (Vertical Transverse Isotropy)* – трансверсально-изотропная среда с вертикальной осью симметрии.

Трещиноватые осадочные отложения являются одним из наиболее распространенных коллекторов для углеводородов [Дорофеева, 1986]. В трещиноватых карбонатных отложениях коллекторские свойства определяются в основном вертикальными или субвертикальными трещинами. Преобладает при этом система параллельных трещин, ориентированная в пространстве в зависимости от действующих на трещины латеральных напряжений. Карбонатные коллекторы редко бывают чисто трещинными, так как наряду с трещинами в них присутствует межзерновая и кавернозная пористость. При этом основная емкость коллектора определяется в среднем изометрическими параметрами, а проницаемость – определенным образом ориентированными уплотненными трещинами.

Сжимаемость пор (податливость) зависит от их формы, трещин – от аспектного отношения. Чем меньше аспектное отношение трещин и пор, тем они более сжимаемы. У трещин аспектное отношение на порядки меньше, чем у межзерновых пор и каверн. Поэтому трещинную пористость считают сжимаемой компонентой общей пористости, а межгранулярную пористость – несжимаемой компонентой. Уменьшению объема пор при сжатии породы противодействуют жесткость ее скелета и давление заполняющего ее флюида.

Порово-трещинная среда с одной системой плоских вертикальных трещин является анизотропной типа *HTI (Horizontal Transverse Isotropy)* – трансверсально-изотропной с горизонтальной осью симметрии. В этой среде имеют вертикальную плоскость симметрии, совпадающая с плоскостью трещин, и горизонтальная ось симметрии, перпендикулярная плоскости трещин.

Изучение трещиноватых отложений состоит в выявлении их присутствия в разрезе, определении ориентации преобладающей системы трещин в пространстве, восстановлении структуры порового пространства в виде количественной характеристики распределения пор и трещин в среде, а также в определении геометрических характеристик трещинного пространства – относительной раскрытости (аспектного отношения) и длин трещин.

ВЛИЯНИЕ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД НА ВОЛНОВОЕ ПОЛЕ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ СКОРОСТИ

Анизотропия скоростей и особенности волновых полей в трещиноватых карбонатных отложениях изучалась многими исследователями (см., напр.: [Crampin, 1978; Пузырев и др., 1985]). В результате были сформулированы основные предпосылки, положенные в основу изучения трещиноватой среды:

1. При распространении волн, поляризованных под углом к плоскости симметрии, поперечная волна разделяется на две волны, поляризованные в плоскости симметрии и перпендикулярно ей и имеющие разные скорости. Волну, имеющую большую скорость, называют “быстрой волной” S_1 . Вторую попе-

речную волну называют “медленной волной” S_2 . Отношение V_{S1} / V_{S2} иногда называют коэффициентом анизотропии.

Продольная волна P в анизотропной среде поляризована не чисто “продольно”, и смещения среды на ее фронте не вполне параллельны лучу. Поэтому такую волну принято называть квазипродольной и обозначать ее как qP . Здесь уместно заметить, что в условиях существенно-анизотропной среды точность ориентации трехкомпонентных установок с использованием поляризации прямой продольной волны снижается именно из-за непродольности смещений частиц среды в точке приема сигналов.

2. Значения скоростей V_P и V_S (или их отношения) и коэффициент анизотропии в такой среде зависят от литологического состава породы, общей и трещинной пористости и степени раскрытия трещин (аспектного отношения).

3. Поперечные волны с разной поляризацией затухают в разной степени в зависимости от степени трещиноватости среды и заполняющего трещины флюида.

Расщепление поперечных волн

На эффекте расщепления поперечных волн, давно и успешно используемом сейсморазведчиками при изучении трещинных коллекторов, уместно остановиться подробно. Для начала рассмотрим *VTI*-среду. В этой среде могут распространяться поперечные волны двух типов – SV и SH , однако при распространении вдоль вертикальной оси их скорости совпадают, и волны практически неразличимы, поскольку их поляризация имеет место в плоскости симметрии. При наклонном относительно вертикали падении сейсмических лучей имеет место азимутально-независимое расщепление поперечных волн на две волны, существенно различающиеся по скоростям [Winterstein, De, 2001].

Наиболее интересным для сейсморазведчиков является случай вертикальной трещиноватости, которому приписывают *HTI*-анизотропию. Такое название является устоявшимся, но не вполне точным [Crampin, 2003].

Поперечная волна, подошедшая к пласту с *HTI*-анизотропией по направлению, близкому к вертикали, расщепляется, как отмечено выше, на две волны, у одной из которых (S_1) плоскость поляризации параллельна плоскостям трещин, а у второй (S_2) – нормальна к ним. Поскольку вдоль нормали к плоскостям трещин среда податливее, скорость “медленной волны” S_2 оказывается меньшей, чем “быстрой волны” S_1 , поляризованной вдоль плоскостей трещин. Скорость волны S_1 такая же, как и скорость поперечных волн в “нерастресканной” породе; скорость волны S_2 такая же, как скорость поперечной волны, поляризованной вдоль оси симметрии среды *HTI*. Трехкомпонентный сейсмоприемник регистрирует обе эти волны со сдвигом во времени прихода, пропорциональным мощности пласта и разнице в их скоростях. При известной мощности пласта эту разницу в скоростях можно измерить, измерив тем самым разницу в податливостях, а от нее в соответствии с тем или иным классом модели трещиноватой среды с *HTI* (с эллипсоидальными, гладкими или шероховатыми трещинами) перейти к основному параметру трещиноватости – плотности трещин.

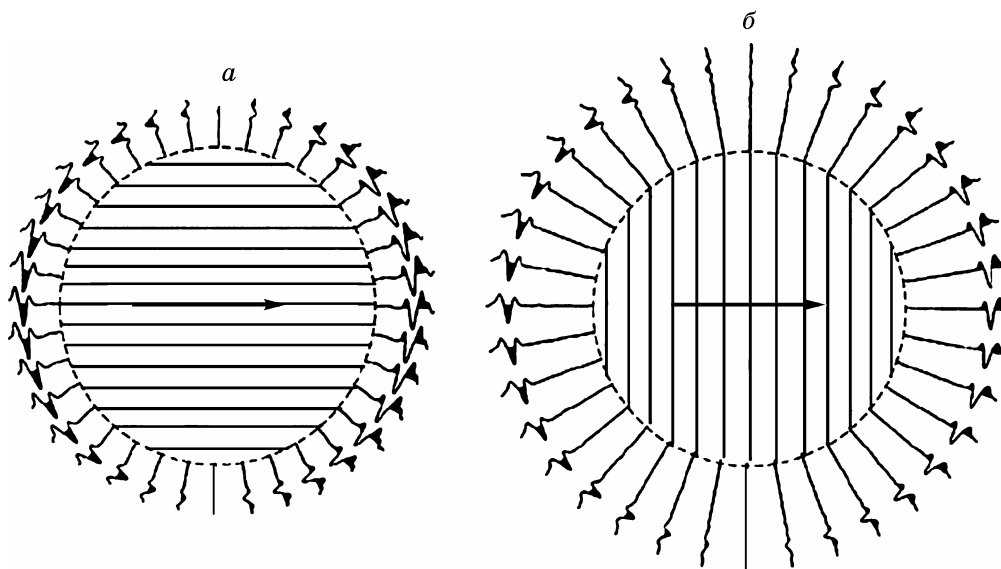


Рис. 4. Волновые поля для проходящей “быстрой” (а) и “медленной” (б) поперечных волн. Модифицированный рисунок из [Sondergeld, Rai, 1992].

Стрелкой показано направление воздействия источника, прямыми линиями внутри окружностей – плоскости трещиноватости. Импульсы на трассах соответствуют сигналам от датчиков, рассредоточенных в разных азимутах в направлении от оси цилиндра.

При изучении эффекта расщепления поперечных волн в условиях НТИ-анизотропии важное значение имеет направление воздействия источника поперечных волн, учитывая тот факт, что анизотропия в данном случае является азимутально-зависимой. Для ясности рассмотрим разные случаи, имеющие отношение к направлению воздействия в условиях модели среды типа НТИ. Приведенные рисунки в несколько упрощенной форме отображают реальные волновые поля, полученные при физическом моделировании на образцах цилиндрической формы, вырезанных из сло-

истого глинистого сланца, плоскость симметрии которого была параллельна оси цилиндра [Sondergeld, Rai, 1992]. Возбуждение колебаний осуществлялось на одном из торцов цилиндра, а регистрация колебаний проводилась на другом его торце при помощи датчиков, равномерно рассредоточенных по азимуту и ориентированных радиально в направлении от оси цилиндра.

Рассмотрим два случая, когда направление воздействия источника поперечных волн параллельно слоистости (рис. 4, а) и перпендикулярно к ней (рис. 4, б). В каждом из таких случаев будет наблюдаться одна из волн: при воздействии вдоль плоскости слоистости (плоскости изотропии) – лишь “быстрая” поперечная волна, а при ортогональном направлении воздействия (т. е. вдоль оси симметрии) – “медленная” поперечная волна. Можно видеть, что в каждом из этих случаев в разных азимутах регистрируется волна лишь одного типа – “быстрая” или “медленная”, и никакого расщепления поперечной волны на две разные волны при одном и том же направлении воздействия источника не происходит.

Рассмотрим случай, когда направление воздействия источника поперечных волн не совпадает ни с плоскостями изотропии, ни с направлением оси симметрии среды НТИ (рис. 5). Здесь имеет место классическое расщепление возбуждаемой поперечной волны на две волны, одна из которых поляризована в плоскости изотропии (“быстрая”), другая – в направлении оси симметрии среды (“медленная”). Существенно, что в других направлениях эти волны также распространяются и будут зарегистрированы с меньшими амплитудами. Впрочем, и при возбуждении колебаний вдоль плоскости изотропии или ортогонально ей (см. рис. 4) поперечные волны каждого из двух типов будут регистрироваться во всех направлениях, кроме направления, ортогонального направлению воздействия, но расщепления волн, подобно наблюдаемому на рис. 5, при этом, как отмечалось выше, не будет.

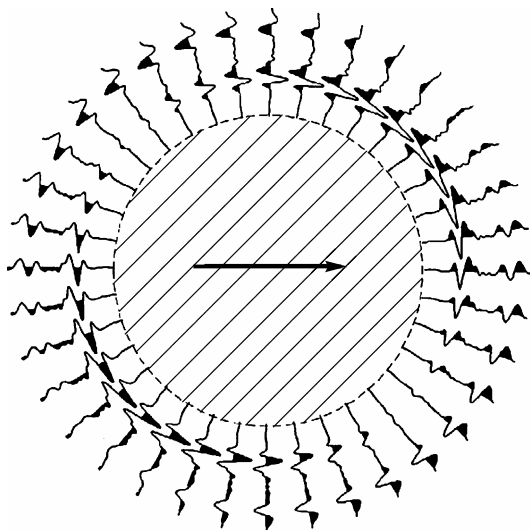


Рис. 5. Волновые поля для поперечных волн при направлении воздействия источника поперечных волн (показано стрелкой) под углом к плоскости симметрии (изотропии). Модифицированный рисунок из [Sondergeld, Rai, 1992].

Каждый из датчиков, рассредоточенных в разных азимутах в направлении от центра цилиндра, регистрирует сначала “быструю” волну, затем “медленную”.

Еще один интересный случай, описанный в статье [Sondergeld, Rai, 1992], представлен на рис. 6. Здесь можно наблюдать обе волны – S_1 и S_2 – во всех азимутах, кроме двух: если направление источника и приемника совпадает с направлением слоистости, то регистрируется лишь волна S_1 , а если это направление ортогонально плоскостям напластования, т. е. совпадает с осью симметрии, то регистрируется лишь волна S_2 .

Таким образом, для расщепления поперечной волны в условиях среды с моделью НТИ-анизотропии на две волны необходимо, чтобы направление воздействия источника или исходной (инициирующей) поперечной волны было под углом к плоскости изотропии (плоскости слоистости или трещиноватости). Этот вывод убедительно иллюстрируется результатами физического моделирования [Sondergeld, Rai, 1992] и рассуждениями, приведенными в монографии [Hardage et al., 2011]. Однако в некоторых источниках информации содержатся и другие, явно неточные, утверждения. Так, Л.Ю. Бродов [1992] при рассмотрении анизотропии трещиноватых карбонатных отложений утверждает: “При распространении в плоскости симметрии, совпадающей в данном случае с плоскостью трещин и, в частности, в вертикальном направлении, поперечная волна разделяется на две волны, поляризованные в плоскости симметрии и перпендикулярно ей”. А в одном из учебников для вузов можно прочесть, что “при падении S -волны любой поляризации на поперечно-изотропную среду в направлении, перпендикулярном оси симметрии, волна расщепляется на две волны – быструю SH и медленную SV ” [Воскресенский, 2010. С. 68]. Такие утверждения в общем случае не являются верными, так как поляризация волны, распространяющейся в плоскости симметрии (изотропии), для ее последующего расщепления на две поперечные волны, не должна быть в этой плоскости, т. е. она не может быть “любой”. Если на поперечно-изотропную среду падает поперечная волна, поляризованная вдоль плоскости симметрии, то она и дальше будет распространяться с этой же поляризацией, т. е. как “быстрая” волна.

Расщепление на две отраженные волны – SH и SV – имеет место и при падении продольной волны на кровлю трещиноватого интервала с НТИ-анизотропией. При этом существенно, чтобы вектор поляризации падающей продольной волны не совпадал ни с плоскостью симметрии, ни с плоскостью, содержащей ось симметрии [Stewart et al., 1999]. Отсутствие записи на трансверсальной компоненте обменной отраженной волны позволяет определить направление простирания трещинного коллектора [Simmons, 2009].

В волновом сейсмическом поле трещиноватость проявляется следующими факторами [Козлов, 2006]:

- ослабление амплитуд проходящих и отраженных P - и S -волн вследствие рассеяния энергии на микронеоднородностях среды, связанных с трещинами, а также из-за неидеальной упругости трещиноватой среды;

- относительное усиление рассеянной компоненты поля P - и S -волн, порождаемой явлениями дифракции на латеральных неоднородностях зон сгущения трещин и контролирующих их сбросов;

- азимутальная анизотропия среды, обусловленная трещинами с преимущественно единообразной субвертикальной ориентировкой и выявляемая по азимутальной зависимости интервальных скоростей P - и

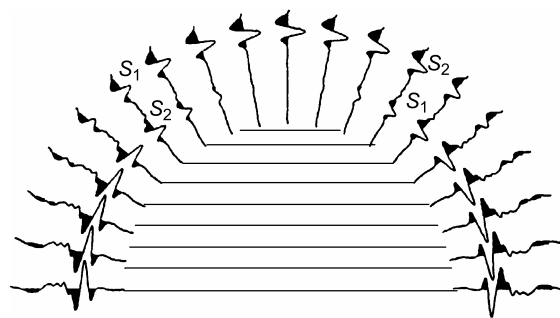


Рис. 6. Источник и приемник поперечных волн расположены в одном азимуте и поворачиваются одновременно в пределах апертуры, равной 180° . В случае, когда они направлены вдоль плоскости симметрии либо ортогонально ей (вдоль оси симметрии ортогонально трещинам), наблюдается одна поперечная волна – соответственно “быстрая” S_1 или “медленная” S_2 . Модифицированный рисунок из [Sondergeld, Rai, 1992].

S -волн, AVO-градиентов P - и S -волн, а также по различию времен пробега поперечных волн, прошедших одинаковый путь, но поляризованных вдоль и поперек трещин;

- сейсмическая эмиссия – естественная или вызванная специальной “накачкой”.

Использование эффекта расщепления поперечных волн в методе вертикального сейсмического профилирования (ВСП), который в настоящее время является многоволновым методом, оказалось достаточно эффективным и не привело к тем неоднозначностям и трудностям, которые встретились в наземной сейсморазведке при реализации на практике изложенных выше, вполне прозрачных рассуждений. Основные затруднения в наземной сейсморазведке оказались связанными с трудностями привязки данного эффекта к определенным интервалам разреза. Дело в том, что поперечная волна, падающая на кровлю целевого интервала с НТИ, уже может быть расщепленной в вышележащей толще. Если направления осей симметрии в целевой и вышележащей толщах совпадают, то поляризация каждой из расщепленных волн не изменится, но к запаздыванию, накопленному в целевом интервале, добавится ранее накопленное запаздывание. На обратном после отражения от подошвы пласта с НТИ пути к сейсмоприемнику величина суммарного запаздывания, достигнутого в пласте, удвоится, но слагаемое, связанное с запаздыванием в покрывающей толще, останется неизвестным, если нет отчетливого отражения от кровли интервала или если мощность интервала невелика. Сложности возрастают, если направления осей симметрии в целевом интервале и в покрывающей толще не совпадают: в этом случае каждая из двух падающих на кровлю целевого интервала поперечных волн будет расщеплена на две волны, и сейсмоприемник на каждой из своих горизонтальных компонент запишет интерференционную картину, которую при малой мощности целевого интервала окажется сложно расшифровать. При этом вклад от вышележащей толщи в суммарное запаздывание по-прежнему останется труднораспознаваемым.

Дополнительные сложности возникнут, если опорным окажется отражение не от подошвы интервала, а от более глубокой границы. Кроме того, осложнения вносит обычно наблюдаемая в осадочных

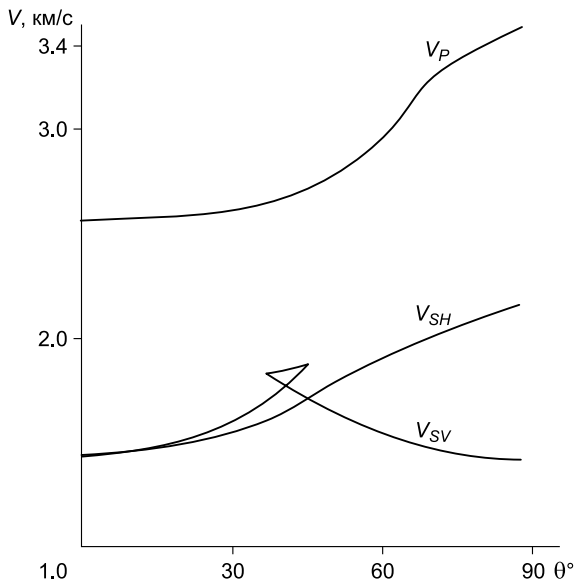


Рис. 7. Индикатрисы лучевых скоростей в зависимости от угла подхода относительно оси симметрии для волн P , SV и SH для трансверсально-изотропной двухкомпонентной среды [Невский, 1974].

толщах VTI-анизотропия. Эти осложнения вызваны появлением особых точек и петель в индикатрисах скоростей SV -волн в условиях тонкослоистого разреза с большими перепадами скоростей (рис. 7). В таких

случаях поляризация быстрой поперечной волны может не быть в точности параллельной плоскости изотропии НТИ, параллельной плоскости трещин. Эллиптическую форму в трансверсально-изотропной среде имеют лишь индикатрисы скоростей SH -волн. Для P - и SV -волн эллипсом можно аппроксимировать индикатрису скоростей лишь в небольшом диапазоне углов относительно оси симметрии среды (менее 20°), при этом отношение осей эллипса характеризует кажущиеся коэффициенты анизотропии.

Учитывая указанные трудности, наземные съемки стремятся ставить на таких участках, где интенсивность анизотропии VTI много меньше НТИ и где целевой интервал НТИ достаточно мощный и контрастный по сравнению с эффектом от VTI вмещающих пород. Такие благоприятные для сейсморазведки интервалы разреза представлены мощными толщами трещинных карбонатных пород или плотных песчаников.

Особенности отражений от трещиноватых зон

Изучение отражающих свойств на различных типах волн на моделях НТИ с использованием теоретических подходов позволяет оценить относительную интенсивность отражений PP -, PS -, $SV-SV$ - и $SH-SH$ -волн при падении прямой волны на трещиноватый блок в плоскости симметрии (в плоскости трещин) и ортогонально этой плоскости (вдоль оси симметрии). Один из результатов такого моделирования представлен на рис. 8. Анализ приведенных кривых для коэффициентов отражений дает основание для следующих выводов, касающихся отражений от флюидонасыщен-

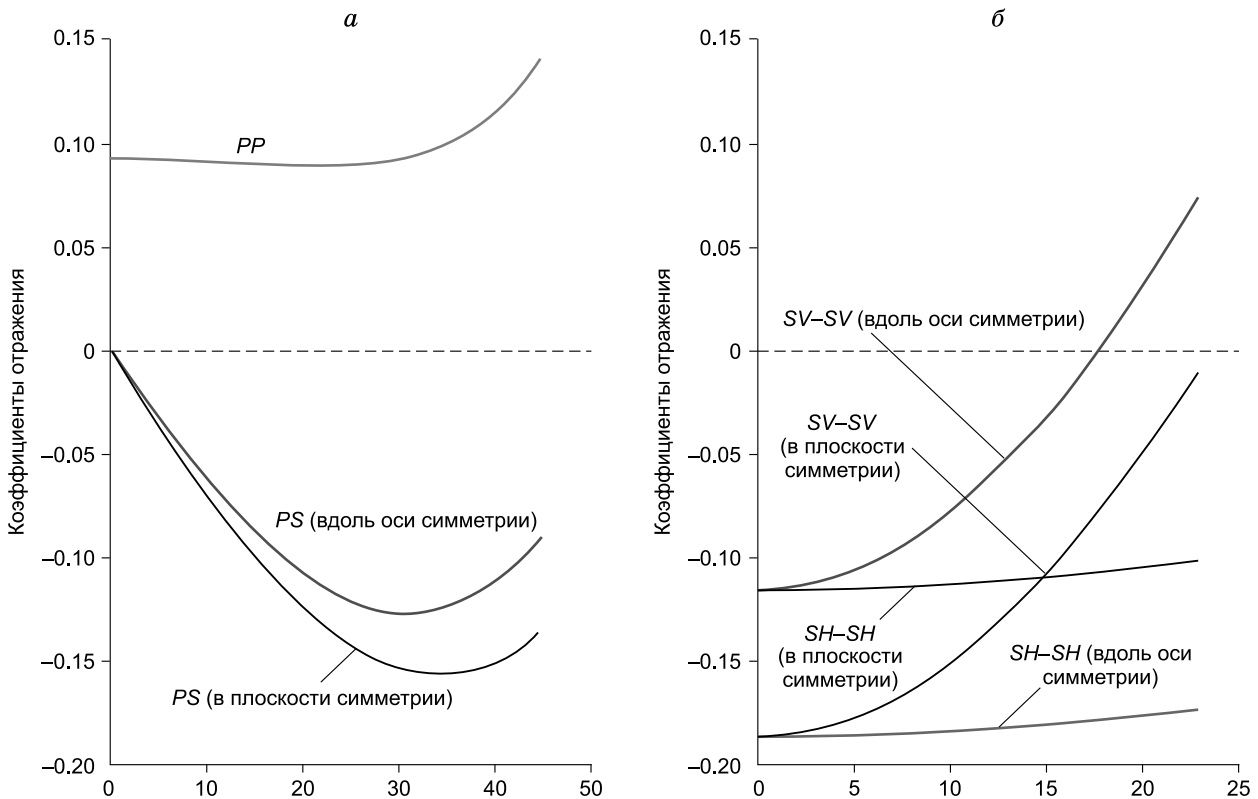


Рис. 8. Коэффициенты отражения продольных, обменных и поперечных волн от флюидонасыщенной модели среды с НТИ-анизотропией. По горизонтальной оси указаны углы падения прямой волны в градусах: a – для падающей продольной волны, b – для падающей поперечной SV - или SH -волны. Модифицированный рисунок из [Hardage et al., 2011].

ных трещиноватых зон с вертикальными трещинами [Rüger, 2001; Hardage et al., 2011]:

- для монотипных продольных отраженных *PP*-волн не наблюдается существенного изменения интенсивности отражений с изменением азимута падающей волны относительно плоскостей трещиноватости;

- интенсивность обменных отраженных *PS*-волн изменяется с изменением азимута падающей *P*-волны относительно плоскостей трещиноватости. При этом интенсивность обменной волны, возникающей при падении прямой волны в плоскости симметрии (в плоскости трещин), преобладает над интенсивностью обменной волны, возникшей при падении прямой волны в направлении оси симметрии (ортогонально плоскостям трещиноватости);

- интенсивность поперечных монотипных отраженных *SV*-волн при их распространении вдоль плоскости симметрии выше, чем их интенсивность при распространении в направлении оси симметрии (ортогонально плоскости трещин). Для монотипных отраженных *SH*-волн соотношение интенсивностей противоположное: волна, распространяющаяся в направлении оси симметрии, сильнее, чем волна, распространяющаяся в ортогональном направлении (в плоскости трещин);

- при изменении угла падения прямой волны интенсивность поперечных отраженных *SV*-волн изменяется в несколько раз сильнее, чем интенсивность поперечных отраженных *SH*-волн.

Объективности ради следует отметить, что в литературе приводится пример того, что интенсивность обменной отраженной волны типа *PS*, распространяющейся вдоль оси симметрии среды с моделью НТИ, превышает интенсивность *PS*-волны, распространяющейся поперек оси симметрии [Глубоковских, 2012]. Это противоречит приведенному выше результату. Такое противоречие можно предположительно объяснить различием моделей, используемых для расчетов. Данный вопрос, важность которого для практики трудно переоценить, требует дальнейшего исследования.

ПОГЛОЩЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Экспериментальные исследования в районах с различным геологическим строением показали, что затухание поперечных волн α_S не более чем в 1.5–2 раза больше, чем α_P продольных волн [Пузырев и др., 1985; Воскресенский, 2010].

При насыщении пор осадочной породы водой $\alpha_S > \alpha_P$, однако при насыщении той же породы газом имеет место обратное соотношение – $\alpha_S < \alpha_P$ [Пузырев и др., 1985]. Данный факт уверенно установлен прямыми лабораторными экспериментами и предположительно связан с более сильным влиянием газонасыщенности на величину α_P по сравнению с величиной α_S . Лабораторные измерения, проведенные с целью определения влияния микротрещин на затухание *P*- и *S*-волн, показали, что наличие трещин оказывает заметное большее влияние на величину α_S , чем на α_P .

В сухих песчаных породах поглощение *S*-волн несколько меньше, чем *P*-волн, однако в водонасыщенных песчаных α_S вдвое превышает α_P . Это не относится к карбонатным породам-коллекторам, для которых лабораторным путем установлено уменьшение поглощения волн обоих типов при насыщении пор водой.

Изучение неупругого поглощения в МВС наиболее надежно осуществляется методом ВСП. Однако

если в интервалах исследования имеет место нарастающее акустическое жесткости с глубиной, то это может привести к грубым ошибкам в определении коэффициентов поглощения, которые из-за неучтенного влияния вертикального градиента скоростей могут для прямой волны оказаться в несколько раз выше, чем для отраженной [Берденникова и др., 1971].

Более высокое поглощение поперечных волн по сравнению с продольными волнами может быть одной из причин понижения относительной интенсивности высокочастотных компонент в спектрах отраженных обменных волн, приуроченных к глубоким горизонтам. Однако при работах методом ВСП спектры отраженных *PP*- и *PS*-волн оказываются достаточно близкими [Stewart et al., 1999; Garotta, Granger, 2003]. Это является экспериментальным подтверждением теоретических выводов о том, что сам акт обмена не приводит к изменению спектра отраженной волны в верхнечастотной части спектра. Тем самым объясняется в целом более высокая разрешающая способность обменных отраженных волн, наблюдаемая на практике.

В условиях тонкослоистых сред причина уменьшения относительной интенсивности *PS*-волн по сравнению с *PP*-волнами может состоять вовсе не в различии поглощений продольных и поперечных волн, а в том, что тонкий слой для разных типов волн имеет разную частотную характеристику, обусловленную интерференцией импульсов волн, отраженных от кровли и от подошвы слоя. Спектры коэффициентов отражения от тонкого контрастного слоя, являющегося верхнечастотным фильтром, для волн разного типа будут различаться следующим образом: наиболее высокочастотным будет спектр монотипной продольной отраженной *PP*-волны, менее высокочастотным – обменной *PS*-волны, еще менее высокочастотным – спектр отраженной *SS*-волны. Причина этого довольно проста: сдвиг между импульсом волны, падающей на кровлю слоя, и импульсом, отраженным от его подошвы, определяется скоростью, с которой волна проходит на своем пути промежуток между кровлей и подошвой слоя в обе стороны. В целом динамические характеристики *PS*-волн, отраженных от тонких слоев, могут быть очень чувствительными к небольшим изменениям мощности слоя или спектра падающей волны, что может стать одной из причин плохой коррелируемости волн, отраженных от тонких слоев [Берзон и др., 1966].

НЕОДНОРОДНОСТЬ, АНИЗОТРОПИЯ И ДРУГИЕ ЭФФЕКТЫ: ВОЗМОЖНОСТИ ИХ РАЗДЕЛЕНИЯ

Широкое и подчас бездумное использование анизотропных моделей в сейсморазведке в последние десятилетия привело к тому, что часто любые несоответствия между наблюдаемыми и расчетными данными, выявленные на этапе интерпретационной обработки, торопятся приписать проявлениям анизотропии. При этом совершенно забывают о множестве других причин, являющихся источниками подобных несоответствий. Среди этих причин едва ли не первое место занимает неоднородность среды, что проявляется в угловых и азимутальных несогласиях сейсмических границ.

Поляризация поперечных волн, регистрируемых при работах МВС, чаще всего не вполне отвечает поляризационным характеристикам используемых ис-

точников поперечных волн и априорным данным о строении изучаемой среды. Проявляется это в том, что при Y -возбуждении колебаний получают записи примерно одинаковой интенсивности как на y -, так и на x -компонентах, а при X - и Z -возбуждении регистрируются интенсивные y -компоненты записи. Компоненты, на которых имеет место аномальная поляризация, стали называть побочными, а компоненты с ожидаемой поляризацией волн – основными.

Влияние наклона сейсмических границ на скорость и поляризацию волн

Незнание геометрии сейсмических границ чревато грубыми ошибками уже на этапе определения пластовых сейсмических скоростей, причем в наиболее точном методе – ВСП. Когда пытаются сравнивать пластовые скорости с разных пунктов возбуждения (ПВ), то, прежде чем использовать, как обычно, при расчетах горизонтально-слоистую модель, следует убедиться в том, что среда именно такая. В условиях сложно построенных сред определение скоростной модели независимо по каждому из ПВ без учета геометрии границ в околосокажинном пространстве приводит к грубым ошибкам, даже несмотря на применение современных подходов к решению обратной кинематической задачи, использующих методы оптимизации. Совместное применение данных с разных ПВ при решении обратной кинематической задачи для одновременного определения скоростей и геометрии границ гарантирует от грубых промахов и способно обеспечить не только внутреннюю сходимость результата, но и его правдоподобность с геологической точки зрения [Шехтман, 2011].

Расщепление поперечных волн, обычно рассматриваемое как результат влияния трещиноватости горных пород на волновое поле, может иметь место и в условиях изотропных сред, содержащих наклонные границы [Douma, Helbig, 1987]. Остановимся на этом вопросе подробнее.

В условиях изотропных сред пластовые скорости распространения обеих поперечных волн, указанных выше, совпадают. Поэтому поперечные волны, подчиняясь закону Снеллиуса, распространяются по одному и тому же пути, даже если среды неоднородны. Однако при одинаковых углах падения волны коэффициенты отражения и прохождения для волн разной поляризации различны, поскольку в точке падения SH -волна порождает только SH -волны (обменные волны при этом отсутствуют), но SV -волна расщепляется при наклонном падении на два типа волн – SV и P . Если падающая волна не является в чистом виде SH - или SV -волной, то на каждой из границ происходит формирование волн с разной поляризацией. Это соответствует тому общему случаю, когда поперечная волна, имеющая любую поляризацию, падает на наклонную границу под произвольным углом относительно нормали к этой границе.

В 1960–1980-х гг. ВНИИ геофизических методов разведки и Институтом геологии и геофизики СО АН СССР исследовалась поляризация волн на склонах соляных куполов в Западном Казахстане на участках со сложным тектоническим строением. Наблюдаемые аномалии поляризации поперечных волн объясняются несогласным залеганием отложений, вследствие чего при отражении / преломлении нормали к границам не совпадают с осями симметрии в обеих средах, либо наличием ориентированной трещиноватости,

наложенной на тонкую слоистость пород, что привело к анизотропии орторомбической системы симметрии [Пузырев и др., 1983; Тригубов, Горшкалев, 1988; Obolentseva et al., 1987]. В 1980-х гг. появилось значительное количество зарубежных публикаций о поляризации поперечных и обменных волн, регистрируемых трехкомпонентными расстановками сейсмоприемников от направленных виброисточников (см.: [Многоволновая..., 2010]).

Анализ многочисленных экспериментальных данных позволил сделать обоснованные выводы о том, какие факторы могут в принципе привести к аномальной поляризации поперечных волн, проявляющейся в появлении заметных побочных компонент сейсмической записи [Оболенцева, 1992]. В качестве главного фактора для изотропных сред указан значительный наклон отражающих или преломляющих границ (не менее 20°), а также непараллельность разных границ друг другу. В этом случае побочные компоненты образуются за счет наклона лучевой плоскости относительно дневной поверхности или одних границ относительно других. При этом в случае докритических отражений поляризация должна быть линейной, а в случае закритических – нелинейной, из-за различия аргументов коэффициентов отражений поперечных волн, имеющих разную поляризацию.

Гиротропная среда: новое объяснение регистрации побочных компонент

Сопоставление разных существующих способов описания геологической среды и распространения в ней упругих волн привело к выводу, что ни один из них не описывает достаточно адекватно поляризацию поперечных волн [Оболенцева, 1988, 1992]. Существенно, что при этом имелись в виду не сложенно-строенные, а характерные для платформенных условий обычные слоисто-однородные среды с горизонтальной или слабонаклоненной слоистостью или умеренно неоднородные изотропные либо трансверсально-изотропные среды. С учетом этого И.Р. Оболенцевой [1988] было предложено новое для сейсмологии описание геологической среды, основанное на пространственной дисперсии – зависимости тензора напряжений в данной точке однородной упругой среды от напряжений в ее окрестности. Данное предложение опирается на тот факт, что реальная среда является дисперсным телом. Учет пространственной дисперсии приводит к изменению закона Гука (добавлению членов, зависящих от производных деформаций) и, соответственно, уравнений движения. При этом колебания из линейных превращаются в эллиптические. Упругие среды, в которых возможна эллиптическая поляризация однородных плоских волн, называют гиротропными. Наиболее ярко выраженное их свойство – “вращение плоскости поляризации” поперечных волн. Аналогично оптике с “оптически активными” средами геологические среды могут быть сейсмически активными.

Модели изотропных и анизотропных сред не вполне объясняют аномальную поляризацию поперечных волн, проявляющуюся в регистрации побочных компонент в тех случаях, когда вертикальная трещиноватость в горизонтально-слоистых средах отсутствует или невозможна, например в рыхлых породах. Введение гиротропных моделей позволило адекватно описать свойства геологической среды на основе учета ее микроструктуры, проявляющейся в свойствах симмет-

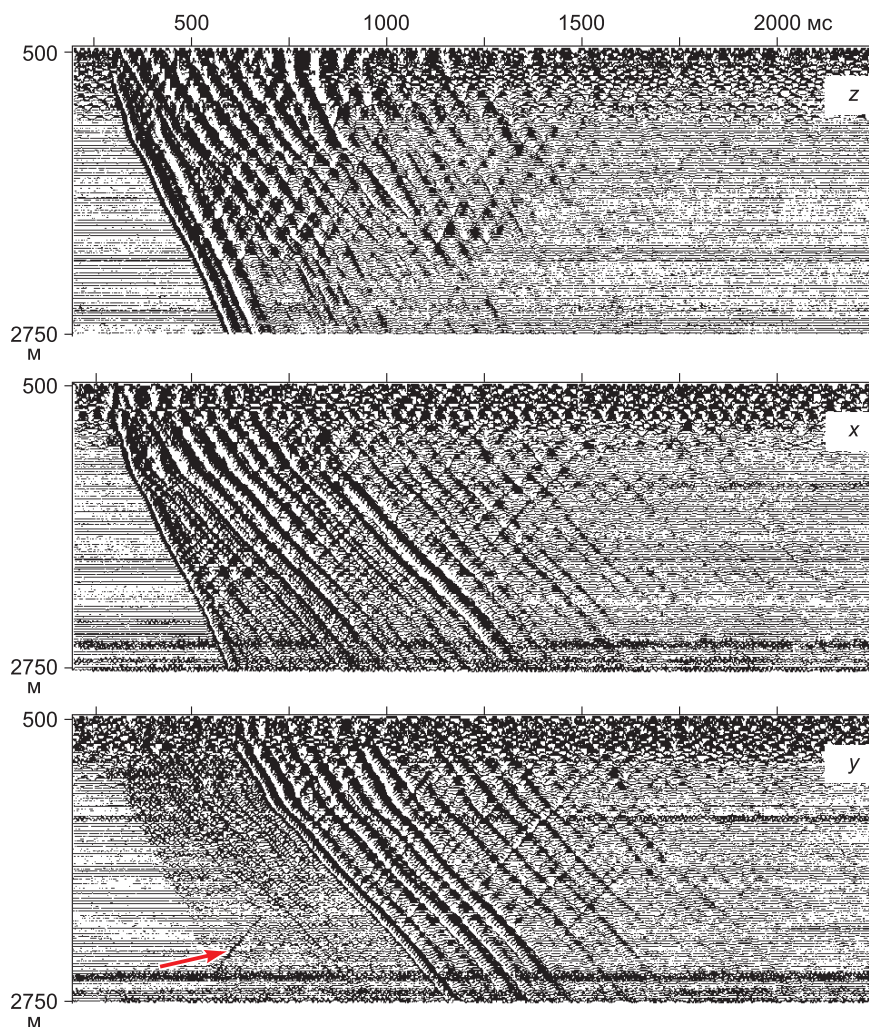


Рис. 9. Пример уверенного прослеживания поперечных волн на y -компоненте.

рии эффективной модели. Предположение, что приповерхностная часть разреза является гиротропной, главным свойством которой является способность поворачивать вектор смещения поперечной волны, приводит к убедительному объяснению того факта, что при ВСП с ненаправленным источником y -компоненты почти всегда регистрируют поперечные SH -волны.

Формирование поперечных волн в приповерхностной зоне при возбуждении колебаний ненаправленным источником можно наблюдать при проведении ВСП в районах с самыми разными сейсмогеологическими условиями. Именно тот факт, что побочная компонента поперечной волны наблюдается при ее распространении с самой верхней части разреза, ставит под сомнение нередко приводящийся разными авторами категорический вывод о том, что эта волна возникает на трещиноватых интервалах. Действительно, в верхней части разреза таким интервалам просто неоткуда взяться. И более убедительным кажется объяснение формирования таких волн в связи с эффектом гиротропии. Продолжение исследований в этом направлении сулит много интересного в части прогноза особенностей волновых полей по характеру микроструктуры горных пород. Регистрация на y -компоненте поперечных волн в условиях субгоризонтального разреза позволяет уверенно прослеживать годографы

SH -волн и определять по ним скорости поперечных волн с более высокой точностью, чем на x - или z -компоненте. В подтверждение сказанному на рис. 9 приведены волновые поля, полученные от ненаправленного источника на одном из участков Сибири. Видно, что прямая поперечная волна на y -компоненте прослеживается весьма уверенно, чего нельзя сказать об x -компоненте, на которой эту волну вообще трудно отождествить. Из волн другого типа на y -компоненте здесь можно выделить лишь обменную отраженную волну (указана стрелкой), приуроченную к наклонной отражающей границе.

Весьма сходные волновые поля получены при проведении ВСП за рубежом, с направленным электрогидравлическим источником, который погружали под морское дно, а регистрацию колебаний проводили в скважине, расположенной на суше. К сожалению, в монографии, где приведены эти волновые поля [Nardage et al., 2011], на рис. 13 явно перепутаны надписи на x - и y -компонентах.

ОГРАНИЧЕНИЯ ПРИ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКЕ ПАРАМЕТРОВ АНИЗОТРОПИИ

В практике разведочной геофизики широко применяются параметры Томсена [Thomsen, 1986], которые характеризуют анизотропию трансверсально-изо-

тропной среды. Для среды VTI эти параметры определяются следующим образом:

$$\begin{aligned}\varepsilon &= \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}} \approx \frac{V_P(90^\circ) - V_P(0^\circ)}{V_P(0^\circ)}, \\ \gamma &= \frac{C_{66} - C_{55}}{2C_{55}} \approx \frac{V_{SH}(90^\circ) - V_{SH}(0^\circ)}{V_{SH}(0^\circ)}, \\ \delta &= \frac{(C_{13} + C_{55})^2 - (C_{33} - C_{55})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{55})},\end{aligned}\quad (25)$$

где C_{ij} ($i, j = 1, 2, \dots, 6$) – компоненты матрицы упругости, а направление распространения продольных и поперечных волн отсчитывается от вертикальной оси. Параметр ε характеризует анизотропию скоростей продольных волн, а параметр γ – поперечных. Параметр δ определяет характер индикатрисы продольной волны вблизи оси симметрии [Tsvankin, 2005]. Вместе со значениями скоростей продольной ($V_{P0} = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}}$) и поперечной ($V_{S0} = \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}}$) упругих волн, распространяющихся вдоль оси симметрии, три параметра Томсена, определенные формулами (25), являются полными характеристиками упругих свойств трансверсально-изотропной среды. Одним из наиболее часто применяемых на практике приложений этих параметров Томсена является расчет скоростей упругих волн в зависимости от полярного угла (индикатрис скоростей):

$$\begin{aligned}V_P(\theta) &= V_{P0} \left(1 + \delta \sin^2(\theta) \cos^2(\theta) + \varepsilon \sin^4(\theta) \right), \\ V_{SV}(\theta) &= V_{S0} \left(1 + \frac{V_{P0}^2}{V_{S0}^2} (\varepsilon - \delta) \sin^2(\theta) \cos^2(\theta) \right), \\ V_{SH}(\theta) &= V_{S0} \left(1 + \gamma \sin^2(\theta) \right).\end{aligned}\quad (26)$$

Поскольку среда НТИ может быть получена из среды VTI поворотом на 90° , эти формулы применимы также и для определения индикатрис скоростей в средах НТИ при замене полярного угла на угол $\bar{\theta} = \theta - \frac{\pi}{2}$, который отсчитывается от горизонтальной плоскости.

Важным параметром является разность $\varepsilon - \delta$, которая характеризует степень отличия фронта продольной волны от эллиптического. Предположение об эллиптической анизотропии ($\varepsilon = \delta$) часто используется на практике, поскольку в нем для определения индикатрисы скорости продольной волны достаточно знания одного из параметров – ε или δ . Однако это предположение может служить источником ошибок в определении фронта продольной волны. В работе [Thomsen, 1986] параметры анизотропии рассчитаны для большого количества разных осадочных пород. Результаты таких расчетов показывают, что параметры ε и δ , как правило, различны и даже могут иметь разный знак. Так, для сланца Грин Ривер $\varepsilon = 0.195$, а $\delta = -0.220$.

В указанной работе параметр δ , определяемый формулами (25), и выражения для скоростей (26) получены в предположении малости некоторых параметров, включающих также параметры анизотропии ε и γ . При этом автор, анализируя эти параметры, рассчитанные для разных пород, приходит к выводу, что для большинства рассмотренных им пород их значения не превышают 0.2. Считая эту величину

много меньшей 1, Л. Томсен обосновывает правомерность использования формулы (25) для δ и формул (26). Автором сделано важное замечание, что введенное понятие “малой анизотропии” позволяет нагляднее представить физический смысл величин, выражаемых через эти параметры. Однако при численных расчетах не следует пользоваться этими упрощенными формулами “малой анизотропии” для оценки поведения скоростей, поскольку в общем случае это может привести к неверным результатам. К сожалению, в геофизической практике это напутствие Л. Томсена часто забывают.

Необходимо отметить, что случай ($\varepsilon = \delta$), когда анизотропию считают эллиптической, в соответствии с формулой (26) характеризуется постоянством скорости V_{SV} , т. е. ее независимостью от угла θ . Такую явно абсурдную ситуацию трудно себе представить в реальных условиях.

В работе [Алхименков, Баюк, 2013] проанализировано понятие “малой анизотропии” Томсена применительно к модели упругих свойств плотного карбонатного коллектора с вертикальными трещинами. Моделирование эффективных упругих свойств коллектора с однонаправленными трещинами проводилось различными методами, включая методы Хадсона, Эшелби–Ченга и обобщенного сингулярного приближения. Последний относится к группе методов, учитывающих связность включений. Авторами указанной статьи показано, что в случае газового месторождения эти формулы применимы лишь до малых значений углов отклонения от горизонтальной плоскости. Показано также, что применение формул (26) для оценки скоростей такого коллектора субвертикальных направлений может привести к ошибкам, достигающим 18 %. Делается вывод, что вместо формул (26) для таких направлений следует использовать другие приближения, полученные Дж. Берриманом [Bergman, 2008]. Сформулированы ограничения на параметры Томсена, когда для такого коллектора вне зависимости от типа флюида, заполняющего трещины, анизотропию можно считать действительно малой, т. е. когда расхождение истинных скоростей и скоростей, полученных по аппроксимационным формулам (26), составляет не более 0.5 % для P -волн и не более 3 % для S -волн. Эти ограничения следующие: $\varepsilon < 0.1$, $\gamma < 0.27$, $|\delta| < 0.095$, $|\delta - \varepsilon| < 0.18$.

Как видим, параметр анизотропии продольной волны вдвое меньше предельного значения Томсена (0.2), а параметр анизотропии поперечной волны может даже немного его превышать. Важно также существование ограничений на параметр δ , значение которого довольно мало, и на степень отклонения от эллиптической анизотропии.

Заметим, что данные выводы справедливы лишь для рассмотренной модели коллектора. Для коллектора другого типа необходимо провести аналогичное исследование, и результаты для ограничений могут отличаться.

Полученные в работе [Алхименков, Баюк, 2013] ограничения для расчета индикатрис скоростей не снижают значимость параметра “малой анизотропии” δ . Знак этого параметра позволяет сделать важные выводы как о строении среды, так и о характере ее насыщения. Благоприятным фактом является то, что этот параметр определяется из полевых данных, по скорости V_{NMO} (Normal Moveout Velocity) для продольной волны: $V_{NMO}(P) = V_{P0} \sqrt{1 + 2\delta}$. Если среда слоистая

и составлена из изотропных слоев, то $\delta < 0$ [Веггман, 1979; Helbig, 1979]. Математическое моделирование эффективных упругих свойств показало, что для породы, содержащей изометричные пустоты, отрицательный знак этого параметра указывает на заполненность пустот пластовой водой или нефтью. Положительный знак δ указывает на то, что пустоты заполнены газом [Hudson, 1981; Chesnokov et al., 2009]. Другой признак газонасыщенности, полученный с помощью математического моделирования упругих свойств, – выполнение неравенства $\epsilon > \gamma$. Если пустоты насыщены пластовой водой или нефтью, то $\epsilon < \gamma$. Этот результат подтверждается данными полевого эксперимента в работе [Chesnokov et al., 2009].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Преимущества многоволновой сейсморазведки в полной мере проявляются при переходе от моделей сплошных однородных сред к моделям дискретных неоднородных и анизотропных сред. Такой переход характеризуется неизбежным увеличением числа параметров, характеризующих изучаемую среду, и повышением сложности решения прямых и, особенно, обратных задач. Включение анизотропии в число неизвестных параметров при параметризации модели на этапе решения обратных задач позволяет успешно решать основную задачу обработки сейсмических записей – формирование изображений среды. Использование при этом различных типов волн и знание основных закономерностей, устанавливающих взаимосвязь микроструктуры горных пород с особенностями волновых полей, минимизирует риски при принятии решений на этапе интерпретации сейсморазведочных результатов.

Модели неоднородных дискретных сред связывают сейсмическое поле с литологией, микроструктурой и ФЕС горных пород – основными характеристиками, определяющими коллекторские свойства пород. Определение этих характеристик по данным сейсморазведки и петрофизики составляет суть задач, ставящихся нефтяниками перед сейсморазведкой.

Основное внимание в данной статье уделено трещинным коллекторам именно потому, что при их изучении в полной мере проявляются преимущества многоволновой (векторной), а не скалярной сейсморазведки. При том условии, что трещиноватость обеспечивает достаточно высокую проницаемость коллектора, открытые месторождения становятся рентабельными. И любые данные, которые при этом будут получены сейсморазведкой, становятся важными для нефтяников.

Часть данной работы, относящаяся к анализу методов определения эффективных физических свойств, выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант № 14-17-00658.

Литература

Алхименков Ю.А., Баюк И.О. Границы применимости параметров Томсена для трещиноватого карбонатного коллектора // Технологии сейсморазведки. 2013. № 4. С. 36–48.
Баюк И.О. Основные принципы математического моделирования макроскопических физических свойств коллекторов углеводородов // Технологии сейсморазведки. 2013. № 4. С. 5–18.

Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 274 с.

Берденникова Н.И., Чижова М.В., Белозеров А.А. Об изучении некоторых эффективных параметров реальных сред по данным сейсмических наблюдений в скважинах // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Наука, 1971. Вып. XI. С. 124–135.

Берзон И.С., Ратникова Л.И., Рац-Хизгия М.И. Сейсмические обменные отраженные волны. М.: Наука, 1966. 223 с.

Бондарев В.И., Крылатков С.М. Сейсморазведка : учеб. для вузов. Изд. 3-е, доп.: В 2 т. Екатеринбург: Изд-во УГУ, 2012. Т. 1. 472 с.

Бродов Л.Ю. Применение многоволнового вертикального сейсмического профилирования (ВСП–МВС) для изучения коллекторских свойств осадочных отложений // Бюллетень ассоциации “Нефтегазгеофизика”. 1992. Вып. 4. С. 20–31.

Воскресенский Ю.Н. Полевая геофизика : учеб. для вузов. М.: Недра, 2010. 479 с.

Глубоковских С.М. Эффективные сейсмоакустические характеристики трещиноватых коллекторов и их прогноз по данным многоволновой сейсморазведки МОВ–ОГТ : Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2012. 25 с.

Гогоненков Г.Н. Изучение детального строения осадочных толщ сейсморазведкой. М.: Недра, 1987. 221 с.

Дорофеева Е.В. Тектоническая трещиноватость горных пород и условия формирования трещинных коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1986. 221 с.

Козлов Е.А. Модели среды в разведочной сейсмологии. Тверь: ГЕРС, 2006. 480 с.

Многоволновая сейсморазведка: Краткий библиогр. справ. отеч. и заруб. работ с 1960 по 2008 год / Сост.: В.М. Кузнецов, Г.А. Шехтман, Д.Т. Хандамиров, И.П. Коротков. Тверь: ГЕРС, 2010. 358 с.

Невский М.В. Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. М.: Наука, 1974. 178 с.

Оболенцева И.Р. О возможной связи аномальной поляризации поперечных волн с акустической активностью среды // Теория и практика вибросейсмического зондирования земной коры. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 139–149.

Оболенцева И.Р. Сейсмическая гиротропия // Исследования распространения сейсмических волн в анизотропных средах. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1992. С. 6–45.

Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 301 с.

Пузырев Н.Н., Оболенцева И.Р., Тригубов А.В., Горшкалев С.Б. Экспериментальные исследования анизотропии скоростей в осадочных отложениях по наблюдениям на поперечных волнах // Геология и геофизика. 1983. № 11. С. 8–19.

Пузырев Н.Н., Тригубов А.В., Бродов Л.Ю. и др. Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн. М.: Недра, 1985. 277 с.

Ризниченко Ю.В. О сейсмической квазианизотропии // Известия АН СССР. Серия географ. и геофиз. 1949. Вып. 13. С. 518–544.

Тригубов А.В., Горшкалев С.Б. Экспериментальные исследования анизотропии осадочных пород с использованием скважинных наблюдений // Математические проблемы интерпретации данных сейсморазведки. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988. С. 206–217.

Шермергор Т.Д. Теория упругости микронеоднородных сред. М.: Наука, 1977. 400 с.

Шехтман Г.А. Пути повышения точности при определении сейсмических скоростей методом вертикального сейсмического профилирования // Технологии сейсморазведки. 2011. № 2. С. 23–31.

- Шехтман Г.А., Коротков И.П.** Этапы и тенденции развития многоволновой сейсморазведки // Технологии сейсморазведки. 2012. № 4. С. 5–14.
- Backus G.E.** Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering // *J. Geophys. Res.* 1962. V. 67. P. 4427–4440.
- Bakulin A.** Intrinsic and layer-induced vertical transverse isotropy // *Geophysics.* 2003. V. 68. P. 1708–1713.
- Bayuk I., Chesnokov E.** Correlation between elastic and transport properties of porous cracked anisotropic media // *J. Phys. Chem. Earth.* 1998. V. 23, N 3. P. 361–366.
- Bayuk I., Gay J.K., Hooper J.M., Chesnokov E.M.** Upper and lower stiffness bounds for porous anisotropic rocks // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 175. P. 1309–1320.
- Berryman J.G.** Long-wave elastic anisotropy in transversely isotropic media // *Geophysics.* 1979. V. 44. P. 896–917.
- Berryman J.G.** Single-scattering approximations for coefficients in Biot's equations of poroelasticity // *J. Acoust. Soc. Am.* 1992. V. 91. P. 551–571.
- Berryman J.G.** Mixture theories for rock properties // *Rock Physics and Phase Relations: a Handbook of Physical Constants.* Am. Geophys. Union, Washington, DC, 1995. P. 205–228.
- Berryman J.G.** Exact seismic velocities for transversely isotropic media and extended Thomsen formulas for stronger anisotropies // *Geophysics.* 2008. V. 73. P. D1–D10.
- Brown R., Koringa J.** On the dependence of the elastic properties of a porous rock on the compressibility of the pore fluid // *Geophysics.* 1975. V. 40. P. 608–616.
- Chesnokov E., Tiwary D.K., Bayuk I. et al.** Mathematical modeling of anisotropy of illite-rich shale // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 178. P. 1625–1648.
- Crampin S.** Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1978. V. 53. P. 467–496.
- Crampin S.** The new geophysics: Shear-wave splitting provides a window into the crack-critical rock mass // *The Leading Edge.* 2003. June. P. 536–549.
- Douma J.** The effect of the aspect ratio on crack-induced anisotropy // *Geophys. Prospect.* 1988. V. 36. P. 614–632.
- Douma J., Helbig K.** What can the polarization of shear waves tell us // *First Break.* 1987. V. 5, N 3. P. 95–104.
- Cheng C.H.** Seismic velocities in porous rocks: direct and inverse problems // Sc. D. thesis, MIT, Cambridge, Massachusetts, 1978.
- Cheng C.H.** Crack models for a transversely anisotropic medium // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 675–684.
- Eshelby J.D.** The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems // *Proc. Royal Soc. L.* 1957. Aug. V. 241. P. 376–396.
- Garotta R., Granger P.Y.** Some requirements for *PS*-mode acquisition // *The Leading Edge.* 2003. V. 22. P. 106–112.
- Gassman F.** Über die elastizität poröser medien // *Vier. der Naturf. Gesellschaft in Zurich.* 1951. Jg. 96. P. 1–23.
- Hardage B.A., DeAngelo M., Murray P.E., Sava D.** Multi-component seismic technology // *Soc. of Exploration Geophysicists.* Tulsa, Oklahoma, 2011. 318 p.
- Hashin Z., Shtrikman S.** A variational approach to the elastic behavior of multiphase materials // *J. Mech. Phys. Solids.* 1963. V. 11. P. 127–140.
- Helbig K.** Discussion on “The reflection, refraction and diffraction of waves in media with elliptical velocity dependence” by F.K. Levin // *Geophysics.* 1979. V. 44. P. 987–990.
- Hill R.** The elastic behavior of a crystalline aggregate // *Proc. Phys. Soc.* 1952. V. A65. P. 349–354.
- Hill R.** Elastic properties of reinforced solids: some theoretical principles // *J. Mech. Phys. Solids.* 1963. V. 11. P. 357–372.
- Hudson J.A.** Overall properties of a cracked solid // *Math. Proc. Camb. Phil. Soc.* 1980. V. 88. P. 371–384.
- Hudson J.A.** Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1981. V. 64. P. 133–150.
- Jakobsen M., Hudson J., Johansen T.A.** *T*-matrix approach to shale acoustics // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 154. P. 533–558.
- Kuster G.T., Toksöz M.N.** Velocity and attenuation of seismic waves in two phase media. Part 1: Theoretical formulation // *Geophysics.* 1974. V. 39. P. 587–606.
- Lyachovitsky F.M., Brodov L.Y.** Interpretation of seismic anisotropy parameters // 53 Meeting of EAEG, 1991.
- McCormack M.D., Dunbar J.A., Sharp W.W.** A case study of stratigraphic interpretation using shear and compressional seismic data // *Geophysics.* 1984. V. 49, N 5. P. 509–520.
- Nishizawa O.** Seismic velocity anisotropy in a medium containing oriented cracks-transversely isotropic case // *J. Physics of the Earth.* 1982. V. 30. P. 331–347.
- O'Connell R.J., Budiansky B.** Seismic velocities in dry and saturated cracked solids // *J. Geophys. Res.* 1974. V. 79. P. 4626–4627.
- Obolentseva I.R., Grechka V.Yu., Nickolsky A.A.** Investigation of 3D wavefields of reflected shear waves and converted waves: mathematical modeling and reflection data processing // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1987. V. 76. P. 243–252.
- Postma G.W.** Wave propagation in a stratified medium // *Geophysics.* 1955. V. 20. P. 780–806.
- Rüger A.** Reflection coefficients and azimuthal AVO analysis in anisotropic media // *Soc. of Exploration Geophysicists. Geophys. monograph series.* 2001. N 10. P. 188.
- Sayers C., Kachanov M.** Microcrack-induced elastic wave anisotropy of brittle rocks // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 4149–4156.
- Schoenberg M.** Elastic wave behavior across linear slip interfaces // *J. Acoust. Soc. Am.* 1980. V. 68. P. 1516–1521.
- Simmons Jr.J.L.** Converted-wave splitting estimation and compensation // *Geophysics.* 2009. V. 74, N 1. P. D37–D48.
- Sondergeld C.H., Rai C.S.** Laboratory observations of shear-wave propagation in anisotropic media // *The Leading Edge.* 1992. V. 11, N 2. P. 38–43.
- Stewart R.R., Gaiser J.E., Brown R.J., Lawton D.C.** Converted-wave seismic exploration: a tutorial // *CREWES Research Report.* 1999. V. 11. P. 42.
- Thomsen L.** Weak elastic anisotropy // *Geophysics.* 1986. V. 51. P. 1954–1966.
- Tsvankin I.** Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media: Handbook of geophysical exploration // *Seismic exploration.* Elsevier Science Publ. Co., Inc., 2005. V. 29.
- Willis J.** Bounds and self-consistent estimates for the overall properties of anisotropic composites // *J. Mech. Phys. Sol.* 1977. V. 25. P. 185–202.
- Winterstein D.F., De G.S.** VTI documented // *Geophysics.* 2001. V. 66, N 1.

Поступила в редакцию 22 июля 2014 г.,
в окончательном варианте – 3 сентября 2014 г.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

БАЮК Ирина Олеговна – доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник Института физики Земли РАН. Тел.: 8 499 254 90 42, e-mail: ibayuk@yandex.ru

ШЕХТМАН Григорий Аронович – доктор технических наук, главный научный сотрудник лаборатории многоволновой сейсморазведки ВНИИГеофизики.