

ГЕОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

МЕТОДИКА И АППАРАТУРА

НОВОСИБИРСК 1988

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ГЕОАКУСТИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
МЕТОДИКА И АППАРАТУРА

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1988

Геоакустические исследования. Методика и аппаратура: Сб. науч. тр. / АН СССР, Сиб. отделение, Институт геологии и геофизики. Отв. ред. И.С.Чичинин. Новосибирск, 1988. 131 с.

Посвящен исследованию сейсмических процессов геоакустического диапазона частот (выше 0,5 кГц) в области сейсмического моделирования и акустического каротажа, направленных главным образом на изучение коллекторов нефти и газа в основном месторождений Западной Сибири.

Рассматриваются теоретические вопросы распространения сейсмических волн в скважинах, исследуются на физических и математических моделях способы интерпретации данных акустического каротажа, а также их использование в сейсморазведке Западной Сибири.

Представляет интерес для акустиков, сейсморазведчиков, сейсмологов и других лиц, занимающихся исследованиями и использованием волновых процессов.

Р е д к о л л е г и я

д-р техн. наук И.С.Чичинин (отв. редактор),
д-р техн. наук Е.М.Аверко, канд. техн. наук В.З.Кокшаров

Рецензенты

канд. геол.-мин. наук Л.М.Дорогиницкая
(СНИИГГиМС Мингео СССР)
д-р техн. наук Л.Д.Гик (ИГиГ СО АН СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время геоакустика выходит на качественно новый уровень развития. Это объясняется использованием волн различных типов (многоволновая геоакустика), привлечением все большего числа параметров, в том числе динамических, к интерпретации получаемых результатов и широким внедрением цифровой регистрации и цифровой обработки сигналов в геоакустическом диапазоне частот.

В сборник вошли статьи, в которых представлены все указанные направления совершенствования геоакустических методов, таких как акустический каротаж (АК), физическое моделирование сейсмических волновых полей и измерения на образцах горных пород.

Вопросы подобия сейсмических процессов применительно к физическому моделированию рассматривают Е.М.Аверко и Ю.И.Колесников. В работе Ю.И.Колесникова, кроме того, предложены формулы пересчета поглощения, измеренного в тонких стержнях и пластинах, на случай безграничной среды. Е.М.Аверко (вторая статья), а также А.А.Булычев и В.З.Кокшаров анализируют источники сейсмических, в том числе акустических, волн с точки зрения их классификации, расчета и учета влияния акустической нагрузки на их частотные характеристики. Объяснение некоторых особенностей затухания сейсмических волн, наблюдаемых при модельных экспериментах, предложено в статье Е.М.Аверко и А.А.Булычева. Ю.И.Колесников и Е.И.Котельников описали методику и результаты физического моделирования сейсмических волновых полей в угленосной толще при наличии разрывных нарушений, перекрытых рыхлыми отложениями.

Часть статей сборника посвящена геоакустическим исследованиям в скважинах. В.З.Кокшаров и Ю.В.Терехин излагают свои

взгляды по дальнейшему развитию средств автоматизации обработки и интерпретации данных АК. Некоторые вопросы методики акустических скважинных поляризационных наблюдений рассмотрены Ю.А.Нефедкиным и А.В.Михеевым. Результаты применения АК для выделения терригенных коллекторов описывают Ю.А.Курьянов, А.Н.Завьялец и Ю.В.Терехин. О.А.Ботников и А.Н.Щербаненко приводят результаты сопоставления данных АК и измерений на образцах, которые показывают, что различие скоростей, измеренных этими методами, может достигать 20 %. А.П.Базылевым рассмотрен вопрос о восстановлении пластовых скоростей по результатам скважинной электротометрии при отсутствии или плохом качестве АК.

Представленные результаты исследований будут способствовать дальнейшему совершенствованию геоакустических методов, повышению их эффективности и информативности.

Е.М. Аверко
ПОДОБИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЯВЛЕНИЯ
В ПОЛЕ ОБЪЕМНЫХ СИЛ

При рассмотрении подобия процессов распространения сейсмических волн в Земле (как планете) возникает необходимость учета поля объемных сил, которые могут влиять как на распространение, так

Подобие рассматриваемых процессов дает возможность переносить свойства этих процессов, обнаруженные и исследованные в одной пространственно-временной области, на другую такую область и тем самым предсказывать те свойства, которыми обладают сейсмические процессы в различных частотных модификациях сейсмике (сейсмология, ГСЗ, сейсморазведка, геоакустика).

Подобию сейсмических процессов, в том числе в поле объемных сил, посвящено несколько работ /1-4/. Однако необходимо более детально и всесторонне рассмотреть этот вопрос и обобщить результаты.

К объемным механическим силам относятся: $\vec{F}_{\text{тяг}}$ - сила тяготения материальной точки к Земле, $\vec{F}_{\text{цб}}$ - центробежная и $\vec{F}_{\text{кор}}$ - кориолисова силы инерции*, если их отнести к единице объема. Сумма первых двух представляет собой силу тяжести тела массы m . Она равна (рис.1):

$$\vec{p} = -\gamma \frac{mM_3}{r^3} \vec{r} - m\vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r}), \quad (1)$$

где $\vec{\Omega}$ - угловая скорость вращения Земли; \vec{r} - радиус-вектор точки центра инерции тела (эта точка может располагаться как на поверхности Земли, так и внутри нее); M_3 - масса шара радиуса \vec{r} , имеющего такую же плотность, как и Земля. Если точка находится на поверхности Земли, то эта масса равна массе Земли. Первое из слагаемых в этой формуле - сила тяготения, второе - центробежная сила.

Сила тяжести в системе отсчета, связанной с Землей, равна весу тела. Сила Кориолиса появляется при движении рассматриваемой точки во вращающейся Земле и определяется следующей формулой:

* Приливными силами Луны, Солнца и других планет пренебрегаем.

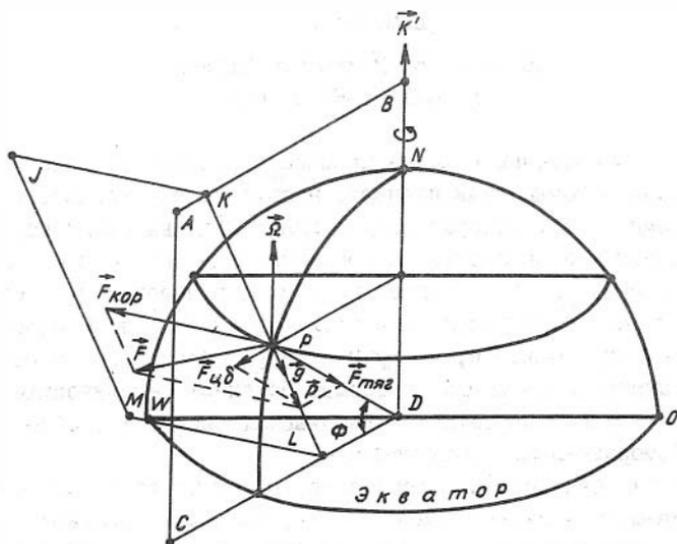


Рис. I. Массовые и объемные силы во вращающейся Земле

$$\vec{F}_{кор} = -2m(\vec{\Omega} \times \vec{v}), \quad (2)$$

где \vec{v} – скорость движения этой точки. Для сейсмического явления эта скорость совпадает с колебательной скоростью частиц в сейсмической волне.

Сила тяжести единичного объема или объемная сила тяжести представляется в следующем виде:

$$\vec{P}_v = -\rho \vec{g}, \quad (3)$$

$$\vec{g} = \left[\gamma \frac{M_2}{r^3} \vec{r} + \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r}) \right],$$

где \vec{g} – ускорение силы тяжести или ускорение свободного падения.

Объемная кориолисова сила определяется аналогично:

$$\vec{F}_{кор(v)} = -2\rho(\vec{\Omega} \times \vec{v}). \quad (4)$$

Таким образом, объемные силы – это ни что иное, как

$$\vec{\Phi} = -[\vec{g} + 2(\vec{\Omega} \times \vec{v})] \cdot \rho. \quad (5)$$

Они определяются суточным вращением Земли, колебательной скоростью в сейсмической волне и ускорением силы тяжести, а также плотностью. Все эти величины, кроме угловой скорости вращения Земли, зависят от местоположения рассматриваемой точки внутри и на поверхности Земли. Кроме этого, колебательная скорость еще зависит от времени (частоты).

Подобие сейсмического явления в поле объемных сил может рассматриваться в отдельности для каждой из слагающих эти силы (на основании теоремы подобия для сложных систем) или для их равнодействующей (в этом случае сложная система заменяется единой). Как для сложной, так и для простой системы критерий подобия для объемных сил выражается одинаково - через модули векторов таких сил (в них не входят направления этих векторов). Направление каждой из сил остается при моделировании таким же, как в натуральных условиях Земли (планеты), а меняются, в общем случае, только их модули.

Однако в некоторых частных случаях можно указать условия подобия и моделирования сейсмического явления для одинаковых модулей объемных сил в натуре и модели. В связи с этим рассмотрим три вида моделирования: с изменениями и без изменения поля объемных сил, а также приближенное моделирование, при котором можно не учитывать объемные силы.

Подобие в измененном поле объемных сил

Рассмотрим моделирование (подобие) сейсмического явления в поле объемных сил, которое изменяется, например, искусственно при переходе от исследования в натуре к изучению этого явления в модели. Критерий подобия объемных сил для измененного такого поля описан в работе /1/. Условие подобия при этом дается формулой, которая в масштабах моделирования m_c и m_f по скорости C_p продольной волны и частоте f записывается в виде:

$$\Phi_m = m_c \cdot m_f \cdot \Phi_n, \quad (6)$$

$$m_c = C_{pm} / C_{pn}, \quad m_f = f_m / f_n,$$

где Φ - модуль объемной силы, значки "н" и "м" принадлежат ве-

личинам для природы и модели соответственно. Из формулы (6) следует, что поле объемных сил в модели должно быть увеличенным в число раз, равное произведению названных масштабов, оценка которых показывает, что масштаб скоростей может быть принят приближенно равным единице вследствие малого диапазона изменения скоростей (по сравнению с частотами), встречающихся как в природе, так и в модели. Поэтому приближенно можно считать, что для соблюдения условия подобия сейсмического явления, поле объемных сил, в которое будет помещена модель из выбранного материала, необходимо увеличить в число раз, равное масштабу частот. Обычно этот масштаб выбирается равным нескольким тысячам. Отсюда поле объемных сил в модели должно быть в несколько тысяч раз больше естественного поля таких сил в природе. Например, если учитывать из всех объемных сил только гравитационные, то указанная оценка показывает, что при $m_f \sim 10^3$ сила тяжести в модели будет в несколько тысяч раз больше такой же силы в природе. Следовательно, в модели нужно искусственно создать дополнительные объемные силы, которые на три порядка превзойдут такие силы в природе.

Точное значение объемных сил в природе и модели получаем по формуле (5). На основе принципа эквивалентности реализовать в моделировании эти силы можно при помощи центрифуги, на которой модели раскручиваются вокруг оси, перпендикулярной плоскости такой модели.

Можно ли выполнить условия подобия объемных сил на центрифуге? Будем считать, что угловая скорость $\vec{\Omega}_0$ вращения центрифуги будет направлена по вертикали вверх

$$\vec{\Omega}_0 = \Omega_0 \vec{k} \quad (7)$$

в системе координат, вращающейся с этой скоростью и имеющей начало координат, совпадающее с началом системы, связанной с Землей в точке P (рис.2). В такой центрифуге вращается модель из материала с плотностью ρ_m и имеющая ограниченные габариты и какую-то форму, например параллелепипед, показанный на рис.2. Рассмотрим объемные силы, действующие в точке A этой модели (рис.3). Они состоят из объемной силы тяжести

$$\vec{F}_{\text{тяг}(m)}^{(v)} = -\gamma \frac{M_z}{R_m^3} \vec{R}_m \cdot \rho_m, \quad (8)$$

объемных центробежных сил от вращения Земли

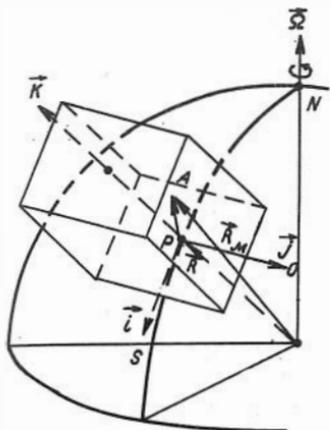


Рис.2. Центрифуга с вертикальной осью вращения во вращающейся Земле

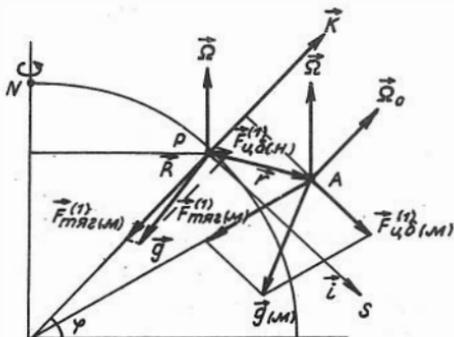


Рис.3. Силы, действующие в модели, вращающейся в центрифуге

$$\vec{F}_{цб(м)}^{(1)} = -\vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{R}_M) \cdot \rho_M, \quad (9)$$

вращения модели

$$\vec{F}_{цб(м)}^{(2)} = -\vec{\Omega}_0 \times (\vec{\Omega}_0 \times \vec{r}) \cdot \rho_M, \quad (10)$$

и объемной силы Кориолиса, обусловленной вращением Земли и модели,

$$\vec{F}_{к(м)}^{(3)} = -2(\vec{\Omega} + \vec{\Omega}_0) \times \vec{v}_m \cdot \rho_M, \quad (11)$$

где \vec{v}_m – скорость точки в модели.

Если учесть, что

$$|\vec{R}| \gg |\vec{r}|, \quad |\vec{\Omega}_0| \gg |\vec{\Omega}|, \quad (12)$$

то получим объемные силы для модели в следующем виде:

$$\vec{\Phi}_M = -[\vec{g} + \vec{\Omega}_0 \times (\vec{\Omega}_0 \times \vec{r}) + 2\vec{\Omega}_0 \times \vec{v}_m] \cdot \rho_M. \quad (13)$$

Пренебрежем ускорением силы тяжести по сравнению с центробежной силой для центрифуги, а также силами Кориолиса в (5) и (8). Пос-

ле этого последние формулы переходят в следующие:

$$\vec{\Phi}_H \approx -\vec{g} \cdot \rho_H, \quad \vec{\Phi}_M \approx -\vec{g}_M \cdot \rho_M. \quad (14), (15)$$

$$\vec{g}_M \equiv \vec{\Omega}_0 \times (\vec{\Omega}_0 \times \vec{r}). \quad (16)$$

При этом объемные силы в натуре и модели совпадают с ускорением силы тяжести и центробежной силой соответственно. Вектор первой силы расположен в вертикальной плоскости и направлен к центру Земли, второй - в горизонтальной плоскости и направлен от оси вращения. Зависимости этих векторов от расстояния до центра и оси вращения неодинаковы. Однако в области небольших изменений \vec{R} и \vec{r} их можно считать постоянными. В области постоянства этих векторов объемная сила (14) в натуре может моделироваться такой силой (15) в модели. При этом все остальные векторы, участвующие в описании сейсмического процесса, должны быть повернуты так, чтобы их углы Эйлера совпали с углами для горизонтальной плоскости модели. Такой разворот можно осуществить применением источника сейсмических колебаний с соответственным выбором его поляризационных характеристик. Условие подобия (6) поля объемных сил запишется в виде:

$$\rho_M \Omega_0^2 r = m_c m_f g \rho_H. \quad (17)$$

Откуда

$$\Omega_0 = \sqrt{m_c m_f \frac{g}{r} \cdot \frac{\rho_H}{\rho_M}}. \quad (18)$$

В этой формуле r - это тот модуль радиуса-вектора, в окрестностях которого поле центробежных сил центрифуги можно считать постоянным.

Таким образом, для проведения моделирования сейсмического явления в поле измененных объемных сил достаточно моделируемое явление ограничить областью, где ускорение силы тяжести может считаться постоянной величиной, и поместить модель этой области в искусственное поле силы тяжести, создаваемое ее вращением (на центрифуге) с угловой скоростью, вектор которого вертикален, а его модуль определяется формулой (18). При этом все векторы моделируемой задачи, кроме вектора скорости вращения, поворачиваются на 90° так, чтобы их углы Эйлера с вертикальной плоскостью

стали бы такими же углами с горизонтальной плоскостью. При этом искусственно создаваемое поле объемных сил в виде центробежных, имитирующих ускорение силы тяжести в горизонтальных плоскостях модели, определяется по формулам (I6), (I7), (I8) в области небольшого изменения радиусов-векторов точек модели.

Подобие в неизменяющемся поле объемных сил

Эксперименты с применением различных частотных модификаций сейсмике (сейсмология, глубинное сейсмическое зондирование, сейсморазведка, геоакустика) проводятся в естественных природных условиях. При этом поле объемных сил (ускорение силы тяжести, кориолисовы объемные силы) не меняется. Такие эксперименты в одной области сейсмике можно рассматриваться как моделирование задач оставшихся частотных областей сейсмике. Например, исследование сейсмического явления методом сейсморазведки может рассматриваться как его моделирование для перенесения полученных результатов в сейсмологию, глубинное сейсмическое зондирование и геоакустику. Кроме этого, в настоящее время лабораторное сейсмическое физическое моделирование на ультразвуковых частотах проводится также без изменения объемных сил Земли, существующих в месте расположения лаборатории.

При такой ситуации, когда как в натурном (в различных частотных модификациях сейсмике), так и в физическом (лабораторном) сейсмическом моделировании объемные силы Земли в месте проведения модельного эксперимента остаются одними и теми же, возникает вопрос о возможности перенесения результатов из одной такой области сейсмике в другую. Например, достижима ли основная цель физического (лабораторного) моделирования — необходимость и возможность исследования сейсмической натурной системы с помощью ее изучения таким методом в лаборатории? В связи с этим необходимо рассмотреть подобие сейсмического явления при неизменном поле объемных сил Земли и оценки возможности практической реализации моделирования, основанного на таком подобии.

Будем описывать сейсмическое явление функцией

$$\psi(\vec{r}, t, f, c_p, c_s, \alpha_p, \alpha_s, \rho, \beta_{ij}, \epsilon_{ke}, \vec{u}, \vec{\Phi}, \vec{k}, \vec{q}_n, \vec{h}, \vec{a}, \vec{p}_m) = 0 \quad (I8a)$$

$$(m = 1, 2, 3, \dots),$$

где параметры такого явления имеют следующие значения в рассматриваемой точке \vec{r} для системы координат, связанной с Землей: t - время; f - частота процесса; C_p и C_s - скорости распространения продольных и поперечных волн; α_p и α_s - коэффициенты поглощения этих волн; ρ - плотность вещества Земли в этой точке; σ_{ij} и ϵ_{ke} - компоненты тензоров напряжения и деформации; \vec{u} - колебательное смещение в волне; \vec{K} - плотность собственных или внутренних моментов; \vec{h} и \vec{q}_n - моменты, отнесенные к единице массы и поверхности массовых и поверхностных пар соответственно; \vec{a} - колебательное ускорение частиц в волне; ρ_m - некоторые параметры, которые по мере уточнения функции, описывающей сейсмическое явление, могут быть введены в нее.

Кроме функции сейсмического явления необходимо также рассматривать условия однозначности, заключающиеся в задании начальных условий для нестационарного сейсмического процесса

$$\vec{u}|_{t=0} = \vec{u}_0, \quad (186)$$

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} \Big|_{t=0} = \left(\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} \right)_0 = \vec{v} \Big|_{t=0} \equiv \vec{v}_0.$$

В качестве независимых единиц измерения выбираем параметры $\rho, f, \vec{\varphi}$. По сравнению с такими параметрами в случае изменяющихся объемных сил, рассмотренном в работе /1/, в их число введена объемная сила. Это позволяет выразить через нее критерии подобия и записать условия подобия для неизменяющихся объемных сил. В качестве двух оставшихся из трех независимых параметров могут быть взяты любые (например, ρ и f), но независимые как между собой, так и от объемной силы. Число таких независимых единиц должно равняться трем, так как сейсмическое явление - это механическое явление, а оно имеет три основные единицы измерения. Для независимости выбранных единиц измерения определитель, составленный из показателей их размерности,

$$\Delta = \begin{vmatrix} 1 & -3 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 1 & 2 & -2 \end{vmatrix} = -1 \neq 0$$

не должен равняться нулю. В нашем случае он оказывается таким, значит выбранные единицы измерения являются независимыми. Критерии подобия сейсмического явления вычисляем по формуле:

$$\bar{r}_k = \frac{P_k}{\rho^{2E_k + R_k} \cdot f^{-[2(R_k + 3E_k) + \gamma_k]} \cdot \phi^{3E_k + R_k}}, \quad (I9)$$

$$[P_k] = M^{E_k} \cdot L^{R_k} \cdot T^{\gamma_k}, \quad k = 1, 2, 3, \dots, 17,$$

которая получается обычным способом.

При этом имеем следующие критерии подобия:

$$\bar{r}_{01} = \frac{r f^2 \rho}{\phi}, \quad (20) \quad \bar{r}_{05} = \frac{c_s f \rho}{\phi}, \quad (25) \quad \bar{r}_{011} = \frac{h f^2 \rho}{\phi^2}, \quad (30)$$

$$\bar{r}_{02} = t f, \quad (21) \quad \bar{r}_{07} = \frac{\alpha \rho \phi}{\rho f^2}, \quad (26) \quad \bar{r}_{012} = \frac{\alpha \rho}{\phi}, \quad (31)$$

$$\bar{r}_{03} = \frac{\sigma f^2 \rho}{\rho \phi^2}, \quad (22) \quad \bar{r}_{08} = \frac{\alpha_s \phi}{\rho f^2}, \quad (27) \quad \bar{r}_{013} = \varepsilon, \quad (32)$$

$$\bar{r}_{04} = \frac{u f^2 \rho}{\phi}, \quad (23) \quad \bar{r}_{09} = \frac{\kappa f^2 \rho}{\phi^2}, \quad (28) \quad \bar{r}_{014} = \frac{\rho_n f^{6E_n + 2R_n + \gamma_n}}{\rho^{(2E_n + R_n)} \cdot \phi^{3E_n + R_n}} \quad (33)$$

$$\bar{r}_{05} = \frac{c_p f \rho}{\phi}, \quad (24) \quad \bar{r}_{010} = \frac{q_n f^4}{\phi^3}, \quad (29)$$

Критерии подобия для параметров $P_n = P_k$, вошедших в уравнение (I8a), вычисляются по общей формуле (I9) для

$$\begin{aligned} k &= 14 + n, \\ n &= 1, 2, 3, \dots \end{aligned} \quad (34)$$

Условия подобия записываются в виде:

$$r_M = m_f^{-2} \cdot m_p^{-1} \cdot m_\phi \cdot r_n, \quad (35) \quad K_M = m_f^{-2} \cdot m_p^{-1} \cdot m_\phi^2 \cdot K_n, \quad (43)$$

$$t_M = m_f^{-1} \cdot t_n, \quad (36) \quad Q_{nM} = m_f^{-4} \cdot m_p^2 \cdot m_\phi^3 \cdot Q_{nH}, \quad (44)$$

$$\sigma_M = m_p^{-1} \cdot m_f^{-2} \cdot m_\phi^2 \cdot \sigma_n, \quad (37) \quad h_M = m_f^{-2} \cdot m_p^{-1} \cdot m_\phi^2 \cdot h_n, \quad (45)$$

$$u_M = m_f^{-2} \cdot m_p^{-1} \cdot m_\phi \cdot u_n, \quad (38) \quad a_M = m_p^{-1} \cdot m_\phi \cdot a_n, \quad (46)$$

$$c_{pM} = m_f^{-1} \cdot m_p^{-1} \cdot m_\phi \cdot c_{pH}, \quad (39) \quad E_M = E_n \quad (47)$$

$$c_{sM} = m_f^{-1} \cdot m_p^{-1} \cdot m_\phi \cdot c_{sH}, \quad (40) \quad \rho_{nM} = m_f^{-(6E_n + 2R_n + \gamma_n)} \cdot m_p^{2E_n + R_n} \times$$

$$\alpha_{pM} = m_f^2 \cdot m_p \cdot m_\phi^{-1} \cdot \alpha_{pH}, \quad (41) \quad \times m_\phi^{3E_n + R_n} \cdot \rho_{nH}, \quad (48)$$

$$\alpha_{sM} = m_f^2 \cdot m_p \cdot m_\phi^{-1} \cdot \alpha_{sH}, \quad (42) \quad n = 1, 2, 3, \dots, \quad (49)$$

где величины

$$m_p = \frac{\rho_M}{\rho_H}, \quad m_f = \frac{f_M}{f_H}, \quad m_\phi = \frac{\phi_M}{\phi_H} \quad (50)$$

представляют собой масштабы моделирования по плотности, частоте, объемным силам соответственно.

Из условия подобия (39) следуют зависимости

$$m_\phi = m_c \cdot m_f \cdot m_p, \quad (m_c = c_{pM}/c_{pH}) \quad (51)$$

и поэтому после подстановки их в формулы (35), (49) последние переходят в условия подобия, описанные в работе /1/.

Таким образом обе системы условий подобия эквивалентны друг другу, но в первой из систем соотношение между объемными силами в модели и натуре определяется выбором масштабов частот, скоростей и плотностей и не может быть произвольно вследствие того, что произвольны только указанные масштабы. Во второй системе они могут быть произвольными. Поэтому формулы этой системы справедливы как для изменяющегося, так и для неизменяющегося поля объемных сил в модели по сравнению с натурой.

Рассмотрим интересующий нас случай, когда поле в модели такое же как и в натуре. Это значит, что такие поля равны, поэтому масштаб моделирования по объемным силам оказывается равным единице:

$$m_\phi = 1. \quad (52)$$

Условия подобия и значения размерных параметров сейсмического явления для такого моделирования определяются подстановкой соотношения (52) в (35-49) и будут следующими:

$$r_M = m_f^{-2} \cdot m_p^{-1} \cdot r_H, \quad (53)$$

$$t_M = m_f^{-1} \cdot t_H, \quad (54)$$

$$b_M = m_p^{-1} \cdot m_f^{-2} \cdot b_H, \quad (55)$$

$$u_M = m_f^{-2} \cdot m_p^{-1} \cdot u_H, \quad (56)$$

$$c_{pM} = m_f^{-1} \cdot m_p^{-1} \cdot c_{pH}, \quad (57)$$

$$c_{sM} = m_f^{-1} \cdot m_p^{-1} \cdot c_{sH}, \quad (58)$$

$$\mathcal{L}_{pM} = m_f^2 \cdot m_p \cdot \mathcal{L}_{pH}, \quad (59)$$

$$(\mathcal{V}_{pM} = \mathcal{V}_{pH}); (\mathcal{V}_{sM} = \mathcal{V}_{sH}) \quad (59a)$$

$$\mathcal{L}_{sM} = m_f^2 \cdot m_p \cdot \mathcal{L}_{sH}, \quad (60)$$

$$K_M = m_f^{-2} \cdot m_p^{-1} \cdot K_H, \quad (61)$$

$$Q_{pM} = m_f^{-4} \cdot m_p \cdot Q_{pH}, \quad (62)$$

$$h_M = m_f^{-2} \cdot m_p^{-1} \cdot h_H, \quad (63)$$

$$\alpha_M = m_p^{-1} \cdot \alpha_H, \quad (64)$$

$$\varepsilon_M = \varepsilon_H \quad (65)$$

$$\rho_{nm} = m_f^{-1} (5\varepsilon_n + 2\eta_n + \psi_n) \cdot m_p^{2\varepsilon_n + \eta_n} \cdot \rho_{nn} \quad (66)$$

$$n = 1, 2, 3, \dots \quad (67)$$

Соотношения (52) и (51) приводят к условию:

$$m_p \cdot m_c = m_f^{-1} \quad (68)$$

Итак, моделирование сейсмического явления в поле объемных сил, неизменяющегося в модели по сравнению с натурой, имеет условия подобия (53)–(67), определяемые произвольно выбираемыми масштабами по плотности и по частоте, или, с учетом (68), эти масштабы заменяются на масштабы по плотности и скорости распространения. При этом имеем:

$$r_M = m_c^2 \cdot m_p^3 \cdot r_H, \quad (69) \quad (v_{SM}^2 = v_{SH}^2), \quad (76a)$$

$$t_M = m_c \cdot m_p \cdot t_H, \quad (70) \quad k_M = m_c^2 \cdot m_p \cdot k_H, \quad (77)$$

$$\sigma_H = m_c^2 \cdot m_p^3 \cdot \sigma_H, \quad (71) \quad Q_{nm} = m_c^4 \cdot m_p^6 \cdot Q_{nn}, \quad (78)$$

$$u_H = m_c^2 \cdot m_p \cdot u_H, \quad (72) \quad h_M = m_c^2 \cdot m_p \cdot h_H, \quad (79)$$

$$c_{pH} = m_c \cdot c_{pH}, \quad (73) \quad a_M = m_p^{-1} \cdot a_H, \quad (80)$$

$$c_{SM} = m_c \cdot c_{SH}, \quad (74) \quad \varepsilon_M = \varepsilon_H, \quad (81)$$

$$d_{pM} = m_c^{-2} \cdot m_p^{-1} \cdot d_{pH}, \quad (75) \quad \rho_{nm} = m_c^{2(3\varepsilon_n + 2\eta_n + \psi_n)} \cdot$$

$$(v_{pM}^2 = v_{pH}^2), \quad (75a) \quad \cdot m_p^{5\varepsilon_n + 3\eta_n + \psi_n} \cdot \rho_{nn} \quad (82)$$

$$d_{SM} = m_c^{-2} \cdot m_p^{-1} \cdot d_{SH}, \quad (76) \quad n = 1, 2, 3, \dots \quad (83)$$

В этой системе условий подобия масштабы моделирования выбираются по параметрам сейсмических сред природы и модели, но не по параметрам (частоте) сейсмического процесса.

Из полученной системы условий подобия следует, что модель с сохранением поля объемных сил по сравнению с натурой имеет весьма ограниченный диапазон изменений, в частности, пространственно-временных параметров.

Действительно, пространство "сжимается" в модели по сравнению с натурой в квадрат отношения скоростей распространения про-

дольных волн в этих средах. Вследствие малого изменения скоростей распространения, наблюдающегося в природе для различных веществ, материалов и горных пород, это максимальное отношение может быть порядка десяти. Этому соответствует положение, при котором, например, сейсмические процессы, протекающие в высокоскоростных средах (гранит, базальт и др.), моделируются в низкоскоростных материалах, например в желеобразных, со скоростями распространения продольных волн порядка нескольких сотен метров в секунду. При этом, как видно из (69); "сжатие" пространства в модели по сравнению с натурой незначительно* и количественно оценивается как уменьшение всех линейных параметров модели в сто раз по сравнению со сходственными параметрами в натуре. Такого сжатия явно мало для практической реализации моделей, например сейсморазведочных, и тем более задач ГСЗ и сейсмологии. Так, если современной сейсморазведкой исследуются пути, проходимые волной до точки глубинных отражений, и оцениваются единицами километров, то в силу вышесказанного габариты моделей должны равняться нескольким метрам. Затруднительность создания таких моделей очевидна.

Материал моделей подбирается по соотношениям (73), (76a). Скорость продольных и поперечных волн выбирается минимальная соответствующим подбором материала. Обычно низкоскоростные – это желеобразные, резко дифференцированные или микронеоднородные материалы.

Декременты поглощения по продольным и поперечным волнам должны быть одинаковыми соответственно для модели и природы (для неодинаковых полей объемных сил они также одинаковы), т.е. в модели они должны быть такими же, не отличающимися от природы. Требование равенства декрементов поглощения при одновременном требовании малых скоростей распространения в одном и том же материале модели совместимы. Эта совместимость, а также нереальность построения моделей с большими габаритами говорят о том, что моделирование задач сейсмологии (кроме некоторых задач геоакустики) при одинаковом, неизменном поле объемных сил в модели и природе практически не может быть реализовано.

*) $m_p \sim 1$

Указанные ограничения на возможность моделирования сейсмического явления возникли в связи с тем, что оно протекает в поле объемных сил. Если же предположить, что влияния этого поля нет, то, естественно, такие ограничения снимаются. В связи с этим рассмотрим следующее моделирование.

Подобие сейсмического явления
без поля объемных сил

Моделирование сейсмического явления вне или без учета поля объемных сил возможно тогда, когда, например, в уравнениях сейсмического движения этим полем можно пренебречь по сравнению с другими силами, вошедшими в них.

Этот вопрос рассмотрим на примере уравнений движения сейсмических волн в однородной изотропной упругой среде:

$$c_p^2 \operatorname{grad} \operatorname{div} \vec{u} - c_s^2 \operatorname{rot} \operatorname{rot} \vec{u} - \frac{d^2 \vec{u}}{dt^2} = \frac{\vec{\Phi}}{\rho} \quad (84)$$

Видим, что члены в левой части этого уравнения одного порядка, и поэтому пренебрегать ими нельзя. Чтобы пренебречь объемной силой по сравнению с любым из указанных трех членов в левой части, достаточно считать, что, например, инерционный член для единичной массы значительно превышает по модулю объемную силу. Это выполнимо для достаточно больших частот стационарного режима. Однако чем ближе этот режим к статическому, тем неправомочней будет такое пренебрежение. Поэтому при моделировании задач, например сейсмологии и ГСЗ, пренебрегать объемными силами (может оказаться) нельзя, но в сейсморазведке и геоакустике при прочих равных условиях это пренебрежение возможно и допустимо. Решение этого вопроса во всех частотных модификациях сейсмике необходимо производить, исходя из конкретной моделируемой задачи и при задании одинаковых как скоростей распространения сейсмических волн, так и колебательных смещений на данной частоте, а также величины объемной силы. Оценку возможности пренебрежения объемными силами достаточно проводить, исходя из уравнений движения сейсмических волн в средах заданной реологии, например так, как это было указано выше на примере упругой среды.

Кроме указанного приближенного моделирования, в котором не учитываются объемные силы вследствие их малости, можно указать также на возможность в определенных случаях проводить "точное" моделирование при условии, что эти силы точно равны нулю.

Найдем условия, при которых объемные силы оказываются равными нулю и, следовательно, нет необходимости их учитывать как при определении подобия сейсмического явления, развивающегося внутри и на поверхности Земли, так и при проведении моделирования этого явления в таких же областях. Эти силы равны нулю, как следует из (5), при выполнении следующего векторного равенства:

$$\vec{g} + 2(\vec{\Omega} \times \vec{v}) = 0. \quad (84a)$$

Проецируя такие векторы на оси системы, связанной с Землей (рис. I), имеем

$$\begin{aligned} \Omega_x &= -\Omega \cos \varphi, & \Omega_y &= 0, \\ \Omega_z &= \Omega \sin \varphi, & g_x &= g_y = 0, & g_z &= g. \end{aligned} \quad (85)$$

При этом получаем из (84a) систему уравнений:

$$\begin{cases} 2 v_y \Omega_z = 0 \\ 2 (\Omega_z v_x - \Omega_x v_z) = 0 \\ 2 \Omega_x v_y = -g \end{cases} \quad (86)$$

Она эквивалентна следующей:

$$\begin{cases} \Omega_z = 0 \\ v_z / v_x = \operatorname{tg} \varphi \\ v_y = -g / 2\Omega \cos \varphi \end{cases} \quad (87)$$

Отсюда получаем решения последних уравнений

$$\varphi = 0, \quad v_z = 0, \quad v_y = g_0 / 2\Omega, \quad (88)$$

где g_0 — значение ускорения силы тяжести на экваторе Земли.

Следовательно, объемные силы отсутствуют на экваторе при условии, что вектор скорости точки расположен в горизонтальной плоскости и имеет произвольную южную составляющую, а западная сос-

тавляющая имеет постоянное значение, равное $g_0/2\Omega$ и "компенсирует" влияние вращения Земли на возникновение объемных сил. Однако сейсмические волны обладают колебательными скоростями, которые всегда переменные. Отсюда следует, что условия (88) для сейсмического явления не выполняются. Поэтому для него объемные силы ни при каких условиях не равны нулю и, следовательно, их всегда необходимо учитывать при исследовании такого явления, в том числе и при изучении подобия этого явления.

Интересно выяснить условия, при которых объемные силы представляются только силой тяжести:

$$\vec{\Phi} = -\vec{g}\rho, \quad \vec{\Omega} \times \vec{v} = 0 \quad (89)$$

или, наоборот, только силой Кориолиса:

$$\vec{\Phi} = -2(\vec{\Omega} \times \vec{v})\rho, \quad \vec{g} = 0. \quad (90)$$

Для случая (7) уравнение (89) переходит в следующую систему:

$$\begin{cases} v_y \Omega_z = 0 \\ \Omega_z v_x - \Omega_x v_z = 0 \\ \Omega_x v_y = 0 \end{cases} \quad (91)$$

Она имеет решение:

$$v_y = 0, \quad v_z/v_x = \Omega_z/\Omega_x = \operatorname{tg} \varphi \quad (92)$$

Отсюда объемная сила не содержит в себе силы Кориолиса и равна ускорению силы тяжести при условиях, что вектор колебательной скорости расположен в вертикальной плоскости, проходящей через направление на юг и направление вертикали в заданной точке, и что отношение вертикальной и южной компонент такого вектора должно быть равным тангенсу широты точки.

Условие (90) сводится к следующему. Вектор ускорения силы тяжести равен нулю в горизонтальной плоскости. Поэтому для всех явлений, векторные ускорения которых определяются только в горизонтальной плоскости, ускорение силы тяжести не будет влиять на протекание этих процессов. Следовательно, объемные силы только в форме сил Кориолиса будут влиять на сейсмическое явление, если последнее описывается векторными уравнениями для колебательной

скорости, которые не имеют проекции на вертикаль. Во всех остальных случаях расположения векторов, вошедших в формулу (5), объемная сила зависит от слагаемых и определяется этой формулой, где в выбранной системе координат, связанной с Землей, вектор $\vec{\sigma}$ направлен под углом $(\pi/2 - \varphi)$ к вертикали, а вектор \vec{q} — по вертикали.

Литература

1. Аверко Е.М. Подобие сейсмических процессов // Геоакустические исследования по многоволновой сейсморазведке. Новосибирск, 1987. С.5–20.
2. Ивакин Б.Н. Подобие упругих волновых явлений. Ч.1. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1956б. № II. С.1269–1282.
3. Ивакин Б.Н. Подобие упругих волновых явлений. Ч.П. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1956а. № I2. С.1384–1389.
4. Ивакин Б.Н. Методы моделирования сейсмических явлений. М.: Наука, 1969. 287 с.

Е.М.Аверко

ЭЛЕМЕНТЫ КЛАССИФИКАЦИИ И РАСЧЕТА СЕЙСМИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ

В настоящее время классификация сейсмических источников в основном проводится по краевым задачам, соответствующим таким источникам /4,5 и др./. Недостаточность такого подхода очевидна в связи с тем, что в краевой задаче предполагается источник уже заданным, и оценивается только результат воздействия его на сейсмическую среду. Поэтому в такой задаче не ставится вопрос о практической реализации краевых условий этой задачи конкретными техническими устройствами, а также не учитывается изменчивость этих условий в различных сейсмогеологических средах и её влияние на изменение свойств самого источника.

В связи с этим не может быть поставлен вопрос о метрологии сейсмического источника как некоторого технического устройства для излучения волн, а также не могут быть достаточно полно решены такие задачи как синтез и проектирование сейсмического источника с наперед заданными свойствами, предназначенного для работы в различных геологических районах.

Этими же недостатками обладают классификации сейсмических источников по целевому назначению, по области применения, по месту их расположения и др.

Поэтому предлагается некоторая новая классификация сейсмических источников, лишенная, на наш взгляд, указанных недостатков и основанная на рассмотрении источника как технического устройства, контактирующего с сейсмической средой и колеблющегося совместно с нею.

Следует заметить, что такой подход в расчете отдельных источников не нов, однако для целей классификации сейсмических источников применен впервые. Разработанная на основе этого классификация — в свою очередь — позволила обобщить метод расчета сейсмических источников созданием общей схемы выполнения такого расчета.

Некоторые определения

Прежде чем вводить классификацию источников, дадим необходимые определения.

Среди огромного количества генераторов сейсмических волн полезно различать источники первичные и вторичные. Первичным назовем некоторое устройство, которое имеет механический контакт с сейсмической средой и которое под действием приложенных к нему внешних сил колеблется и, следовательно, возбуждает сейсмические колебания в такой среде.

Следует подчеркнуть, что в определении первичного сейсмического источника участвуют внешние силы, т.е. такие силы, величина и направление которых не зависят ни от параметров указанного устройства, ни от параметров сейсмической среды. Такие силы вследствие своего постоянства (в указанном смысле), независимости от указанных параметров могут быть приняты за неизменяющуюся

часть, т.е. за эталон в сейсмическом измерительном эксперименте (для данного типа источника). При этом появляется возможность постановки метрологической задачи первичного сейсмического источника, так как такой процесс по своей сущности есть процесс сравнения измеряемых характеристик с некоторым эталоном, остающимся постоянным или контролируемо изменяющимся в измерительном процессе.

Введение внешних сил в определение первичного сейсмического источника отличает его от так называемого вторичного, под которым понимается также некоторое устройство, механически контактирующее с сейсмической средой и вследствие колебания от действия на него внутренних сил излучающее волны в эту среду. Под внутренними силами в данном случае понимаются силы, зависящие от параметров среды и указанного устройства и обусловленные падением волны на это устройство.

Если внутри вторичного источника имеется устройство, контролирующее его движение, то последний совместно с этим контрольным устройством есть ни что иное, как сейсмический приемник. Действительно, причиной движения вторичного источника являются силы, обусловленные волной, падающей на вторичный источник и приводящие его в движение. Контролирующее устройство является индикатором движения вторичного источника и, следовательно, индикатором падения волны на него.

При указанном подходе в выборе определения понятия сейсмического источника, во-первых, среди всевозможных сейсмических источников будут выделены первичные источники, во-вторых, будет подчеркнута их отличие от приемников и, в-третьих, среди первичных источников любой конкретный источник будет (см. ниже) достаточно определенно охарактеризован комбинацией совокупностей нескольких признаков, каждая из которых принадлежит одной из составных частей данного первичного источника.

Элементы классификации устройств первичных сейсмических источников

Принцип классификации первичных сейсмических источников, который положен нами в основу, состоит в классификации таких источников по их устройству.

Классификацию этих же источников по целевому назначению, по области применения, по месту расположения и др. предлагается отразить в их названии. Первичный сейсмический источник, согласно определению, состоит из устройства, реализующего преобразование внешних сил в смещения и напряжения на границе с сейсмической средой, и самой сейсмической (рабочей) среды, где распространяются волны от колебания такого устройства.

Из определения устройства первичного сейсмического источника следует, что он включает в себя следующие части: генератор внешних сил, преобразователь внешних сил и контактирующую поверхность. Генератор внешних сил – это устройство, которое питает внешней энергией первичный сейсмический источник. Преобразователь механических внешних сил преобразует такие силы в колебания источника. Контактная поверхность является той поверхностью, через которую источник передает свои колебания сейсмической среде. Очевидно, что такая поверхность является общей частью поверхностей преобразователя и рабочей среды.

Совокупность указанных составных частей определяет устройство первичного сейсмического источника и отличает его от вторичного, а также от сейсмического приемника. Тем самым эти части определяют класс устройств первичных сейсмических источников.

Части будем составлять из групп, а последние составим из отдельных признаков, которые призваны характеризовать способ или устройство, использованные в конкретном устройстве первичного источника для реализации той или иной его функции.

Итак, при классификации первичных сейсмических источников по их устройствам последние выделяются в класс, который делится на части и группы.

Не претендуя на полноту перечисления таких признаков можно указать достаточно разнообразный их набор, сведенный в табл. I.

Рассмотрим два примера классификации устройств первичных сейсмических источников с использованием (табл. I) указанного принципа классификации.

Пример I. Геоакустический биморфный пьезоэлектрический излучатель продольных и поперечных волн. Он представляет собой пьезоэлектрическую биморфную балку, у которой один конец, например, закреплен, а второй опирается на рабочую среду, где такой источник возбуждает волны /2,3/.

Таблица I

Элементы классификации устройств первичных сейсмических источников

К л а с с		Устройство первичных сейсмических источников									
Части		Генератор внешних сил		Преобразователь механических внешних сил				Контактная поверхность			
Группы	Источники внешней энергии	Формирователь		Тело преобразователя	Форма поверхности преобразователя вне контактной поверхности	Граничные условия		Начальные условия	Форма	Условия сочленения со средой в пределах контактной поверхности	
		частотного диапазона	временного размаха			вне контактной поверхности	на контактной поверхности				
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Признаки	1. Электрический	1. Сейсмологический (ниже 5-10 Гц)	1. Импульсный	1. Упругое	1. Сферическая	1. Условия на свободной поверхности	Задание векторов сил (напряжений) или смещений в каждой точке контактной поверхности, обеспечение их целевое назначение источника	1. Покой до начала действия источника	1. Плоская	1. Десткий контакт	
	2. Механический	2. ГСЗ (5-10 Гц)	2. Непрерывный (стандартный)	2. Упруго-поглощающее	2. Цилиндрическая	2. Условия на поверхности, граничащей с воздушной средой		2. В момент начала действия источника он не смещается, но имеет некоторую начальную скорость	2. Цилиндрическая	2. Прилипающий контакт	
	а) потенциальной б) кинетической 3. Физико-химической (взрыв) и др.	3. Сейсморазвешенный (10-300 Гц)	а) амплитудно-модулированный б) фазомодулированный	3. Вязкое Больцмана и др.	3. Эллиптическая	3. То же с жидкой средой и др.	3. То же с твердым телом.	3. В момент начала действия источника смещения и скорость точек преобразователя отличны от нуля и др.	3. Сферическая	3. Скользящий контакт	
		4. Газоакустический (выше 300 Гц)	3. Импульсно-непрерывный	4. Модель механическая (модель создания давления при взрыве)	4. Параллельный 5. Произвольная			4. Злиптическая	4. Контакт сухого трения		
				5. Модель механическая (модель создания давления при взрыве)	6. Абсолютно твердое 7. Пластическое и др.			5. Кусочно-сферическая	5. Контакт через промежуточную прослойку и др.		
								6. Кусочно-цилиндрическая	6. Комбинированная из указанных форм		
								7. Кусочно-эллиптическая	7. Произвольная		
								8. Комбинированная из указанных форм			
								9. Произвольная			

Генератор внешних сил (см. табл. I) у этого устройства состоит из источника внешней электрической энергии (1) и формирова-теля частотного диапазона (2), а также временного режима (3) в виде специального радиотехнического устройства или генератора, формирующего электрические импульсы, которые следуют во времени периодически, создавая тем самым импульсно-периодический режим. Электрический импульс имеет форму и длительность, обеспечивающие расположение спектра в геоакустическом диапазоне частот.

Такой импульс подается на электроды пьезобалки и вследствие прямого пьезоэффекта возбуждает ее механически, создавая смещения и силы (напряжения), распределенные по оси балки. Следовательно, роль преобразователя механических внешних сил в данном источнике играет пьезоэлектрическая балка, состоящая из пьезоэлектрического тела (4) параллелепипедной формы (5), граничащая внеконтактной своей поверхностью, например, с воздухом (вакуумом), а контактной — с рабочей средой, где возбуждаются волны.

Граничное условие (6) на внеконтактной поверхности учитывается, когда тело (4) колеблется без сил сопротивления со стороны нерабочей среды и тел, граничащих с балкой по такой поверхности.

Граничное условие (7) на контактной поверхности ставится как такое распределение напряжений и смещений на ней, которое было бы эквивалентно действию на этом контакте мысленно отброшенной рабочей среды. Начальные условия (8) обычно выбираются как отсутствие смещения и скоростей всех точек такой пьезобалки. Если же рассматривается стационарный (непрерывный) режим ее работы, то необходимость вводить начальные условия (8) отпадает.

Контактная поверхность (9), (10) для плоской поверхности рабочей среды, на которой установлена рассматриваемая пьезобалка, представляет собой плоскую прямоугольную поверхность (9). Условие сочленения (10) с рабочей средой выбирается в форме жесткого или иного типа контакта.

В рассмотренном устройстве источника неизменной, постоянной частью, которая может быть принята в качестве эталона при измерительном сейсмическом процессе, является источник внешней электрической энергии и, в частности, его электродвижущая сила. Кроме неё все остальные величины как смещение отдельных точек пьезобалки (кроме точки закрепления второго конца), так и механи-

ческие напряжения в этих точках, включая и точки контактной поверхности, будут изменяться в зависимости от того, на какую рабочую среду будет нагружен этот преобразователь, какого качества (известного) будет контакт его со средой и т.д.

Пример 2. Сейсморазведочный взрывной источник. Его устройство представляет собой взрывчатое вещество, расположенное, например, в сферической полости, находящейся в рабочей среде. Процессы, обуславливающие генерацию сейсмических волн источником такого устройства состоят в том, что в результате физико-химических процессов взрыва создаются механические перемещения рабочей среды на контактной поверхности (9), (10) (см.табл.1), представляющей часть сферической поверхности среды, доступной для передачи давления такого взрыва от взрывчатого вещества к этой поверхности.

Источник внешней энергии (1) в таком излучателе представлен физико-химической энергией взрыва, которая заключена во взрывчатом веществе и высвобождается при его взрыве.

Формирователь частотного диапазона (2) может представлять собой различные устройства. Это может быть полость рабочей среды, куда помещается взрывчатое вещество и которая при её замкнутости обладает собственными (резонансными) частотами колебаний, или часть приконтактной рабочей среды, изменившей свои частотно-избирательные свойства под действием сильных динамических давлений от взрыва или другие неизвестные пока нам механизмы, действия которых эквивалентны некоторому частотному фильтру, обеспечивающему излучение сейсмических волн рассматриваемым источником в сейсморазведочном диапазоне частот. Временной режим (2) такого источника импульсный.

Преобразователь внешних сил (4) - (8) представлен телом (4) взрывчатки любой формы, а также вещества (например, воздух), заполняющего полость.

Форма такого составного тела (4) имеет сферические как внеконтактную (5), так и контактную (9) поверхности. При этом под контактной поверхностью для данного источника нужно понимать всю сферу полости, если взрывчатка не соприкасается с поверхностью полости. В этом случае внеконтактная поверхность (5) отсутствует.

Граничные условия (7) на контактной поверхности выбираются из условия эквивалентности воздействия мысленно отброшенной сре-

Примерные классификационные научные устройства переносных сейсмических источников

Название устройства переносного источника	Классы	УСТРОЙСТВО ПЕРЕНОСНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ										
		Группы	Части	Источники энергии	Генератор внешних сил	Тело преобразователя	Форма преобразователя	Граничные условия	Начальные условия	Форма контактной поверхности	Условия сочленения в пределах контактной поверхности	
Геоакустический бамбуковый колодезь и полноручный сейсмозащитный источник сейсмических волн	I	I	Электрический	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Сейсмозащитный источник сейсмических волн	II	II	Электрический	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Сейсмозащитный источник сейсмических волн	II	II	Электрический	2	3	4	5	6	7	8	9	10

ды на оставшееся тело (4). Это эквивалентно приложению к контактной поверхности противодействия, распределенного произвольно по такой поверхности.

Начальные условия (8) выбираются в форме покоя до начала взрыва. Условия сочленения (10) источника с рабочей средой выбираются в виде равенства давлений и противодействий на контактной поверхности рабочей среды и источника соответственно.

Постоянной частью источника является та физико-химическая энергия, которая высвобождается при взрыве.

Рассмотренные два примера устройства первичных сейсмических источников иллюстрируют возможность их классификации по схеме, данной в табл. I, а именно: для конкретного вида источника определяется его класс, затем составные части и группы; в последних выбираются необходимые признаки. Набором десяти признаков для каждого источника определяется его

паспорт или классификационная карточка.

Например, для рассмотренных выше двух конкретных первичных сейсмических источников составлены их карточки и даны в единой табл.2.

Такая классификация первичных сейсмических источников, как уже указывалось, основана на свойствах устройств, реализующих тот или иной первичный сейсмический источник.

Возможна и полезна также классификация по целевому назначению (источники поперечных, продольных и др. типов волн), по месту их расположения в рабочей среде (поверхностные, приповерхностные, скважинные и др.), по частотному диапазону излучаемых им волн и др.

Представляется, что классификация по устройствам может быть взята за основу, а указанные классификации по целевому назначению, а также другие возможные принципы классификации могут быть дополнительными и отражаться в выборе названия источника и др.

Например, сейморазведочный источник, имеющий классификационную карточку по его устройству, согласно табл.2 может содержать в своем названии такие прилагательные, как-то: взрывной, поперечных (продольных, релеевских и др.) волн, поверхностный, скважинный, приповерхностный, заглубленный и т.п.

Схема расчета первичного сейсмического источника

Первичный сейсмический источник представляет собой совокупность устройства и рабочей среды, с которой контактирует это устройство. Задача расчета такого источника состоит в том, что необходимо найти связь между внешними силами, действующими на устройство, и тем сейсмическим полем, которое оно возбуждает в рабочей среде. Эта общая задача разбивается на две следующие.

Первая – это поиск связи между внешними силами и вектором сил или вектором смещения на контактной поверхности при условии, что такие напряжения или смещения эквивалентны действию рабочей среды на устройство. Уравнение движения тела устройства первичного источника выбирается, исходя из реологических свойств этого тела.

Вторая задача представляет собой краевую задачу для рабочей среды при условии, что на контактной поверхности действует век-

тор сил смещений, связанный с вышесведенными такими векторами по условию (10) сочленения устройства и рабочей среды на контактной поверхности. Последнее условие связывает, следовательно, внешние силы с сейсмическим полем, которое будет найдено в результате решения краевой задачи. Уравнения движения рабочей среды определяются по реологическим её свойствам.

При постановке и решении указанной краевой задачи не важно, какой из векторов сил или смещений задавать на контактной поверхности, так как сейсмическое поле, создаваемое устройством первичного источника, должно быть одним и тем же для любого из таких векторов. По этой причине указанные векторы сил (напряжений) и смещений на этой поверхности должны быть взаимосвязанными согласно уравнениям движения и реологическим уравнениям рабочей среды.

Такой произвольный выбор физической величины на контактной поверхности позволяет краевую задачу решать при задании той физической величины, которая удобна. Например, если внеконтактная поверхность рабочей среды представляет собой поверхность, свободную от напряжений, то удобнее краевую задачу решать при задании напряжений на всей её поверхности, включая и контактную. Если стыковку задачи устройства и краевой задачи требуется сделать по смещениям, то для этого необходимо предварительно пересчитать напряжения на контактной поверхности в её смещение, а после этого произвести такую стыковку по смещениям.

Если внеконтактная поверхность, например, закреплена и, следовательно, её смещения равны нулю, то краевую задачу удобно ставить и решать при задании смещений на всей поверхности рабочей среды.

Может оказаться, что поверхность рабочей среды, например, частично свободна от напряжений, а частично закреплена. В этом случае следует решать смешанную краевую задачу.

Независимо от того, какая из краевых задач решается — первая, вторая или смешанная — стыковка задач устройства и краевой задачи на контактной поверхности должна быть проведена как по смещениям (иначе возможны разрывы контактной поверхности), так и по напряжениям (иначе возможен переход рабочей среды и тела источника в иные реологические состояния, отличные от тех, для которых решалась задача первичного сейсмического источника). При

этом такие смещения и напряжения должны быть, как указывалось, взаимозависимыми.

Например, если после определения напряжений в рабочей упругой среде, включая также её границу, эти напряжения в отдельных местах окажутся больше предела упругости, то в этих местах среда уже не упругая, и для них уравнения движения должны быть взяты не в форме уравнений движения упругой среды, а в виде уравнений, например, для пластической среды. Задачу в этом случае нужно решать для кусочно-упругой и кусочно-пластической сред. Если же окажется, что в отдельных местах смещения разрывны, то необходимо выбирать уравнения движения среды для этих мест в форме уравнений для несплошной среды. В этом случае нужно решать задачу для кусочно-сплошной и дискретной среды и т.д. (Трудности решения указанных задач очевидны).

Итак, схема расчета первичного сейсмического источника состоит в том:

- что для рабочей среды решается одна из краевых задач - первая, вторая или смешанная - при произвольном распределении на контактной поверхности физической величины, соответствующей одной из этих задач и известном по условию задачи её распределении на внеконтактной поверхности; в результате решения такой задачи находятся смещения рабочей среды, выраженные через такую величину на контактной поверхности, а также через параметры рабочей среды;

- что по условию (10) сочленения контактной поверхности с телом устройства первичного источника указанная произвольно распределенная физическая величина пересчитывается на контактную поверхность этого тела, и решается задача интегрирования уравнения движения для него при заданной уже такой пересчитанной величине на контактной поверхности, при известных условиях на внеконтактной поверхности тела, а также при известных внешних силах, действующих на тело. В результате решения такой задачи указанная физическая величина может быть выражена через внешние силы и параметры устройства первичного источника. Подстановка этой физической величины краевой задачи для рабочей среды решает задачу первичного сейсмического источника, так как в результате этого будет найдена связь внешних сил, параметров источника и рабочей среды с сейсмическим полем этой среды.

Указанная общая схема расчета первичных сейсмических источников является обобщением такой схемы, приведенной в работе /1/ для абсолютно жестких инерционных устройств.

ж ж
ж

1. Обоснована необходимость введения классификации сейсмических источников по их техническому внутреннему устройству.

2. Разработана классификационная схема, согласно которой любой сейсмический первичный источник может быть определен десятью признаками, соответствующими десяти группам, которые объединяются в три части, составляющие класс устройств первичных источников.

3. Предложенная классификация позволяет указать основные этапы (схему) расчета первичного сейсмического источника, при выполнении которых решается задача по связи внешних сил, приложенных к устройству источника, и сейсмического поля, создаваемого таким излучателем в сейсмической среде.

Литература

1. Аверко Е.М. Схема расчета поперечных и продольных упругих волн от инерционных абсолютно жестких излучателей // Инерционные источники и приемники сейсмических волн. Новосибирск, 1972. С.8-27.

2. Аверко Е.М., Куликов В.М. Чувствительные ультразвуковые поляризационные датчики для сейсмического моделирования // Методика сейсмических исследований. М., 1969. С.127-131.

3. Боканенко Л.И. Ультразвуковой датчик с биморфным пьезоэлементом // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 1. С.68-76.

4. Гурвич И.И. Сейсмическая разведка. М., 1960. С.16-38.

5. Справочник геофизика. М.: Недра. Т.IV, 1966. С.50-54.

ОСЦИЛЛЯЦИИ АМПЛИТУДЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ
ПРИ ЕЕ РАСПРОСТРАНЕНИИ В ОДНОРОДНОЙ ИЗОТРОПНОЙ СРЕДЕ

В настоящее время считается, что при распространении сейсмической волны в однородной изотропной среде ее амплитуда изменяется с расстоянием монотонно, т.е. без осцилляций. На этой основе можно охарактеризовать такое изменение одним числом, называемым коэффициентом поглощения (если среда неупругая), и еще одним числом — показателем степени геометрического расхождения (для неплоских волн). Этими двумя параметрами определяется затухание сейсмических волн в однородной изотропной сейсмической среде /3/. Однако модельными экспериментами /2/ установлено, что амплитудные графики только в среднем имеют монотонный характер, а без осреднения они содержат осцилляции, зависящие от частоты и сейсмических свойств среды. В настоящей статье этот вопрос рассматривается более подробно, с привлечением дополнительной информации, полученной при расширенной обработке модельных экспериментов и интерпретируемой в рамках модели, предложенной в работе /1/.

Модель сейсмической среды
и основные свойства затухания сейсмических волн

Е.М.Аверко /1/ предложена новая модель для описания сейсмических процессов в Земле. Основу ее составляют следующие физические предположения о свойствах индивидуального объема сплошной среды:

а — объем состоит из двух движущихся компонентов, массы которых составляют в сумме массу этого объема в его статическом состоянии (закон сохранения массы);

б — при движении объема между компонентами и внешней средой происходит взаимодействие в форме обмена потоками количеств движения, изменение количеств движения, одновременно происходящих в модели стационарных и нестационарных движений, взаимозависимых (закон сохранения количества движения);

в — компоненты и весь объем в целом могут вращаться по за-

кону сохранения момента количества движения;

γ - в модели учитываются массовые стационарные (статические) и нестационарные силы, действующие в Земле.

Для такой модели в работе /1/ получены уравнения движения, и они решены и исследованы для плоских гармонических продольных и поперечных волн частоты ω в однородной изотропной среде Земли. Приведем это решение и изложим кратко результаты такого исследования. Решение в форме колебательной скорости v_{op} для продольных волн следующее:

$$v_{op}(z) = [v_{op}(0) - 2\omega k \iint \Phi_z dz dz]_{z=0} - (C_{op} + C_{os}) \Phi_z(0) e^{i\omega(t-kz)} + [2\omega k \iint \Phi_z(z) dz dz + (C_{op} + C_{os}) \Phi_z(z)] e^{i\omega t} \quad (1)$$

$$k \equiv \omega / C_{op} + C_{os}, \quad \vec{\Phi} = \Phi_x \vec{i} + \Phi_y \vec{j} + \Phi_z \vec{k} = \vec{F}_k + 2(C_{op} + C_{os}) \vec{k} \times \vec{\Omega}_{\oplus} \quad (2)$$

Здесь C_{op} , C_{os} - так называемые псевдоскорости распространения плоских продольных и поперечных волн, они представляют скорости распространения в гипотетической среде, которая совпадает по своим свойствам с рассматриваемой реальной средой при условии, что в последней отсутствует поглощение таких волн; \vec{F}_k , $\vec{\Phi}$ - динамические массовые силы; $\vec{\Omega}_{\oplus}$ - переменная составляющая угловой скорости вращения Земли, при этом применяется прямоугольная система координат, начало которой расположено на поверхности Земли. Направление осей: Oz - вертикально вниз, Oy - на север, Ox - на восток.

Из выражения (1) видно, что одномерная продольная волна колебательной скорости состоит из двух частей. Одна представляется первым слагаемым и есть ни что иное, как такая волна при отсутствии действующих массовых сил в среде, т.е. волна при $\Phi_z(z, \omega) = 0$. Такая волна при вещественной постоянной распространения представляет собой незатухающую продольную волну, распространяющуюся со скоростью, равной сумме псевдоскоростей. Вторая часть волны, представленная вторым слагаемым, есть ни что иное, как источники или стоки ($\Phi_z(z, \omega) \neq 0$) гармонических волн, расположенные в точке z и в начале координат принимающие значение, равное сумме двух последних слагаемых в первой квадратной скобке соотношения (1).

В совокупности обе рассмотренные части представляют собой

волну, которая вследствие действия массовых сил в форме стоков энергии может рассматриваться как продольная волна, поглощаемая средой в точках расположения таких стоков. В связи с этим среда предстаёт как поглощающая. Будучи однородной по плотности и псевдоскоростям (именно такую среду мы рассматриваем) вследствие зависимости стоков от координаты эта среда оказывается неоднородной по поглощению. Если же массовые силы являются в рассматриваемой точке источником, а не стоком сейсмической энергии, то эта же однородная среда по плотности и псевдоскоростям окажется средой неоднородной, "генерирующей", а не поглощающей, как в случае стоков энергии.

Рассмотрим более подробно превращение среды однородной по плотности и псевдоскоростям при отсутствии действующих в ней динамических массовых сил в среду неоднородную поглощающую или генерирующую при действии в ней указанных сил.

Решение (I) можно представить в следующих видах:

$$v_{op}(z) = (\alpha + j\beta) e^{j\omega t} = \sqrt{\alpha^2 + \beta^2} e^{j \arctg \beta/\alpha} e^{j\omega t} = \quad (3)$$

$$= v_{op}(0) e^{-\int \alpha_p(z) dz} e^{j\omega [t - \int (1/c_p(z)) dz]}$$

где введены обозначения комплексных величин:

$$\alpha_0 + j\beta_0 = v_{op}(0),$$

$$\alpha_c = \alpha_0 - [2\omega k A_1(0) + (C_{op} + C_{os}) A(0)], \quad A_1 = \iint A dz dz,$$

$$\beta_c = \beta_0 - [2\omega k B_1(0) + (C_{op} + C_{os}) B(0)], \quad B_1 = \iint B dz dz, \quad (4)$$

$$A(0) = A(z)|_{z=0}, \quad B(0) = B(z)|_{z=0},$$

$$A_1(0) = A_1(z)|_{z=0}, \quad B_1(0) = B_1(z)|_{z=0},$$

$$A + jB = \Phi(z, \omega), \quad A_1 + jB_1 = \iint \Phi(z, \omega) dz dz,$$

$$\alpha(z, \omega) = \alpha_c \cos kz - \beta_c \sin kz + 2\omega k A_1(0) + (C_{op} + C_{os}) A(0),$$

$$\beta(z, \omega) = \beta_c \cos kz + \alpha_c \sin kz + 2\omega k B_1(0) + (C_{op} + C_{os}) B(0).$$

Из последнего равенства в соотношении (3) следует, что среда оказывается неоднородно-поглощающей с коэффициентом поглощения

$$d_p(z, \omega) = - \frac{1}{\alpha^2 + \beta^2} \cdot \frac{d}{dz} (\alpha + \beta) \quad (5)$$

и непостоянной скоростью распространения

$$C_p(z, \omega) = \frac{\omega \left(1 + \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \right)}{\frac{d}{dz} \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)} \quad (6)$$

Неоднородность среды определяется зависимостью коэффициента поглощения и скорости от координаты точки, в которой рассматривается волна. Оба этих параметра зависят также от частоты. Если правая часть равенства (5) оказывается отрицательной, что в конечном счете определяется заданием динамических массовых сил в данной точке, то среда в этой точке поглощающая, т.е. имеется сток сейсмической энергии в этом месте, и амплитуда волны уменьшается. Если же — положительной, то среда в этом месте является генерирующей сейсмическую энергию, т.е. в данном месте динамическая массовая сила действует как источник, и амплитуда волны повышается. Следовательно, в процессе распространения волна, попадая в различные точки сейсмической среды, в которой действуют динамические массовые силы, может как понижать, так и повышать свою амплитуду, что определяется пространственной распределенностью таких сил, а также величиной kz .

Такое немонотонное поведение амплитудного графика в различных точках среды вытекает также из ее амплитуды $\sqrt{\alpha^2 + \beta^2}$ из соотношения (3) как функций $a(z, \omega)$ и $b(z, \omega)$, определяемых последними двумя равенствами формул (4). Как видно из этих равенств, указанные функции зависят от $\cos kz$ и $\sin kz$, а также от спектральных составляющих массовых сил. Последние, естественно, не обязательно должны быть тригонометрическими функциями. Поэтому указанные функции будут содержать линейную комбинацию косинуса и синуса одного и того же аргумента kz . В связи с этим амплитудный график волны представляет собой осциллирующую кривую с пространственным периодом Z_T , удовлетворяющим следующему равенству:

$$kZ_T = 2\pi \quad (7)$$

или

$$Z_T = \frac{C_{op} + C_{os}}{f}, \quad \omega = 2\pi f. \quad (8)$$

Следует обратить внимание на то, что указанная осцилляция амплитуды продольной волны обусловлена исключительно действием в среде динамических массовых сил. При их отсутствии, как следует из соотношения (I) при $\Phi_2 = 0$, ее нет, и амплитуда волны остается постоянной величиной, равной амплитуде этой волны в начальной точке $z = 0$.

Как показали экспериментальные исследования на физических одномерных и двумерных моделях сейсмических сред, амплитуда такой осциллирующей кривой мала по сравнению с амплитудой монотонной части амплитудного графика продольной волны на расстояниях от источника в несколько длин волн. Это обстоятельство дает возможность рассматривать амплитудный график продольной волны в среднем как монотонный, определяемый функцией

$$A(z) = \sqrt{\alpha_0^2 + \beta_0^2} e^{-\alpha_{p_0} z}, \quad (9)$$

где α_{p_0} — величина, не зависящая от координаты.

Отклонение истинной осциллирующей кривой от функции (9) можно рассматривать как ошибку наблюдения

$$\delta(z) = \sqrt{\alpha^2 + \beta^2} - \sqrt{\alpha_0^2 + \beta_0^2} e^{-\alpha_{p_0} z}. \quad (10)$$

При этом из условия минимизации, например, по методу наименьших квадратов величины

$$J = \int_{Z_1}^{Z_2} \delta^2(z) dz \quad (11)$$

находится осредненный параметр α_{p_0} , который, естественно, не будет зависеть от текущей координаты и является некоторым числом, характеризующим поглощающие свойства сейсмической среды на заданной частоте. Однако этот параметр зависит от пределов Z_1 и Z_2 осреднения амплитудного графика и поэтому не может рассматриваться как сейсмическая характеристика только среды. Он должен рассматриваться как некоторый эффективный коэффициент поглощения продольной волны на отрезке Z_1, Z_2 , характеризующий на заданной частоте поглощающие осредненные свойства сейсмической среды только на этом промежутке осреднения и изменяющийся при изменении длины последнего. Очевидно, что такой вывод справедлив не только при применении метода наименьших квадратов, но и других методов минимизации ошибки интерпретации истинного амплитудного графика.

Следует заметить, что интерпретация истинного амплитудного графика переменным коэффициентом поглощения (генерирования) является, во-первых, "точной" интерпретацией, а не приближенной, как в случае введения постоянного эффективного коэффициента поглощения, и во-вторых, дает возможность получить из амплитудного графика продольной волны информацию, которая не извлекается из осредненного графика.

Например, выделив из истинного амплитудного графика осциллирующую часть, а из последней - период такой кривой, можно по формуле (8) определить сумму псевдоскоростей. Их значение весьма важно.

Действительно, коэффициенты поглощения - истинный и эффективный - имеют общий существенный недостаток: оба они зависят от частоты, которая является характеристикой сейсмического процесса, но не сейсмической среды. Поэтому коэффициенты поглощения не являются параметрами, характеризующими только сейсмическую среду и дающими возможность отличить одну среду от другой.

В общем случае среду, однородную по плотности и псевдоскоростям, характеризуют два вектора псевдоскоростей, а также вектор динамических массовых сил. В случае одномерной задачи распространения плоских волн эта среда характеризуется двумя модулями псевдоскоростей и одной составляющей вектора динамической силы. Вследствие того, что эта сила динамическая, её модуль является функцией частоты, на которой проводится сейсмический эксперимент. Поэтому эту составляющую не следует рассматривать как параметр, характеризующий сейсмическую среду: он характеризует поле динамических сил, в котором находится сейсмическая среда, но не саму среду. Последнюю характеризуют два модуля псевдоскоростей. Они не зависят ни от координат, так как рассматривается среда однородная по псевдоскоростям, ни от частоты, так как псевдоскорости, по их определению, не являются функциями ни частоты, ни времени.

Итак, однородная по плотности и псевдоскоростям сейсмическая среда определяется двумя параметрами (числами) равными модулям векторов псевдоскорости продольной и поперечной волн соответственно. В связи с этим важна возможность определения этих параметров, которая указана выше и основана на использовании истинного осциллирующего амплитудного графика продольной волны в

рассматриваемой сейсмической среде. Следует заметить, что по формуле (8) определяется сумма модулей псевдоскоростей, а не сами модули. Для получения последних необходимо дополнительно привлечь информацию о распространении поперечных волн в рассматриваемой среде.

В работе [1] получено также решение для поперечной волны:

$$\vec{v}_{os} = v_{osx} \vec{i} + v_{osy} \vec{j}.$$

Приведем из этой работы одну из двух возможных составляющих вектора колебательной скорости в поперечной волне:

$$v_{osx}(z) = (A_{1v} e^{-jk_1 z} + A_{2v} e^{-jk_2 z} + A_{1u} e^{-jk_{1u} z} + A_{2u} e^{-jk_{2u} z}) e^{i\omega t}, \quad (I2)$$

где

$$\begin{aligned} k_1 &= \left(1 - \frac{2\Omega_z}{\omega}\right) \frac{\omega}{c_{os}}, & k_{1u} &= \left(1 - \frac{2\Omega_z}{\omega}\right) \frac{\omega}{c_{op}}, \\ k_2 &= \left(1 + \frac{2\Omega_z}{\omega}\right) \frac{\omega}{c_{os}}, & k_{2u} &= \left(1 + \frac{2\Omega_z}{\omega}\right) \frac{\omega}{c_{op}} \end{aligned} \quad (I3)$$

Амплитуды A_{ij} четырех волн в выражении (I2) зависят от значений колебательных скоростей и их производных для компонентов в начале координат, от спектра динамических массовых сил, от отношения удвоенной угловой скорости суточного вращения Земли к частоте и от отношений псевдоскоростей к частоте источника.

В амплитудном графике для заданной частоты в таких суммарных волнах будут наблюдаться четыре осциллирующие зависимости с детерминированными пространственными периодами Z_1 ; Z_2 ; Z_{1u} ; Z_{2u} , каждый из которых удовлетворяет одному из следующих условий:

$$k_1 Z_1 = 2\pi, \quad k_2 Z_2 = 2\pi, \quad k_{1u} Z_{1u} = 2\pi, \quad k_{2u} Z_{2u} = 2\pi \quad (I4)$$

или

$$(\omega - 2\Omega_z) Z_1 = 2\pi c_{os}, \quad (\omega + 2\Omega_z) Z_2 = 2\pi c_{os}, \quad (I5), (I6)$$

$$(\omega - 2\Omega_z) Z_{1u} = 2\pi c_{op}, \quad (\omega + 2\Omega_z) Z_{2u} = 2\pi c_{op}. \quad (I7), (I8)$$

Таким образом, получив экспериментально зависимость амплитуды нестационарной поперечной волны от расстояния, достаточно ее разложением в частотный спектр найти такие зависимости для конкретных частот ω . Затем в амплитудной зависимости от рас-

стояния для данной частоты выделить пространственные периоды осциллирующих кривых и по формулам (15)–(18) определить C_{05} и C_{0p} .

Результаты обнаружения амплитудных осцилляций по экспериментальным данным

Для определения на практике C_{0p} и C_{05} обратимся к модельным экспериментам, проводившимся на аппаратурно-вычислительном комплексе, методика работы на котором подробно описана в работе /2/. Для исследования в пластинах и стержнях пьезоэлектрическим преобразователем в импульсном режиме возбуждались продольные и поперечные колебания, которые принимались биморфным керамическим датчиком с ориентацией, направленной на максимальную чувствительность приема соответствующих волн. Изучение амплитудных зависимостей упругих волн от разных удалений источник–приемник проводилось по профильной методике на пластинах и стержнях из разных материалов (плексиглас, винипласт, дуралюминий, гетинакс). В результате спектрального анализа зарегистрированных записей получены амплитудные графики $A_i(z)$ для фиксированных частот.

Обработка данных осуществлялась по программам поиска осцилляций на амплитудных графиках, принцип работы которых состоит в следующем.

На первом этапе исходный график P -волны $A_i(z)$ для i -й частотной составляющей аппроксимируется по методу наименьших квадратов кривой $A_0 e^{-\alpha z}$, и из исходного графика вычитается эта кривая, в итоге получается амплитудный график $A_i^*(z)$ за вычетом поглощения. Далее обработка велась двумя разными способами: первый состоит в поиске по методу наименьших квадратов возможной осцилляции (МНК-метод), второй заключается в частотном суммировании с той же целью (ЧС-метод). Результаты обоих способов затем сопоставлялись для оценки достоверности выводов.

В первом способе по МНК ищется такая квазисинусоида, сумма квадратов разностей точек которой и точек экспериментального графика $A_i^*(z)$ минимальна из всех сумм для остальных синусоид, перебор которых осуществляется с шагом ΔZ_{T_i} по периоду и одна точка задается общей с амплитудным графиком $A_i^*(z)$. Если такой минимум не проявлен четко, а носит "размытый" характер для всех

частот f_i , то делаем вывод об отсутствии закономерной осцилляции (т.е. осцилляция хаотична, случайна). Когда же существует четкий минимум, то фиксируем соответствующее ему значение Z_{T_i} . Если для разных i значения $f_i Z_{T_i}$ с некоторой погрешностью одинаковы, то делаем вывод, что найдена закономерная осцилляция и вместе с тем параметр $c_{os} + c_{op}$, в противном случае (погрешность несовпадения слишком велика) – осцилляция имеет случайный характер и обусловлена погрешностями измерений в эксперименте. Если поиск дает положительный результат, то находится среднее для всех f_i значение $c_{os} + c_{op}$, затем отклонение каждого i -го значения от среднего. Эти отклонения осредняются, и результат делится на среднее для всех f_i значение $c_{os} + c_{op}$, частное от деления в процентах является погрешностью результата поиска осцилляции.

Поиск с помощью частотного суммирования, как нам кажется, является более аккуратным и точным. Из амплитудной зависимости $A_i^*(z)$ по алгоритму Фурье-преобразования строится пространственный амплитудный спектр: $|S_i(2\pi/Z)|$, где Z – пространственный период. Так как используются разные частоты f_i , то экстремумы пространственных спектров смещаются и их положение определяется увеличивающимися значениями Z_{T_i} .

Далее нужно привести все спектры к единому положению экстремумов для последующего суммирования. Используется фактор ожидания:

$$f_1 Z_{T_1} = f_2 Z_{T_2} = \dots = f_i Z_{T_i} = \dots = f Z_T = c_{op} + c_{os} \quad (I9)$$

Таким образом, нужно построить спектры $|S_i(2\pi/f_i Z)|$, а для этого производится сжатие z -х пространственных спектров по оси абсцисс пропорционально частотам f_i , при этом промежуточные точки на новом графике по оси ординат получаются по двум соседним точкам предыдущего графика с помощью линейной интерполяции. После всех преобразований спектры накапливаются, т.е. суммируются.

Выделенному преобладающему максимуму для каждого i -го спектра соответствует значение $f_i Z_{T_i}$. Если по всем i значение $f_i Z_{T_i}$ будет плавать, то констатируем, что закономерность с осцилляциями не обнаружена, а если это значение постоянно по всем i , тогда делаем заключение о закономерных осцилляциях и

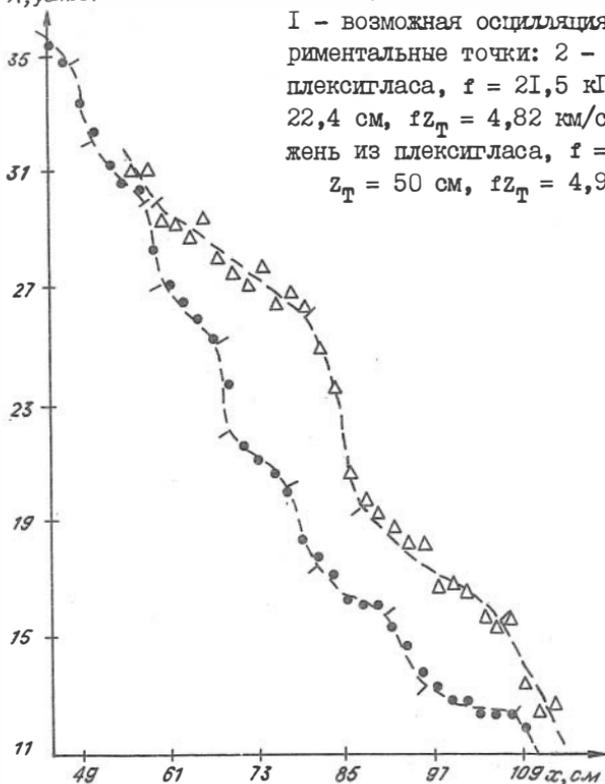
Результаты определения $C_{ov}+C_{op}$

Материал	Скорость, км/с					$\Delta C, \%$
	$C_{ov}+C_{op}$		C_s+C_p			
	МНК	Погрешность, %	ЧС	Эксперимент		
Плексиглас	Стержень	4,9	3	4,961	3,55	27
	Пластина	4,89	3	4,953	3,6	26
Винилпласт	Стержень	3,525	8	3,53	2,8	20
	Пластина	3,5	10	3,302	2,8	15
Дюралюминий	Стержень	8,4	12	8,47	8	5
Гетинакс	Пластина	5,5	17	4,953	4	18

обнаружении стабильного значения $C_{os} + C_{op}$ для данного материала.

В результате обработки амплитудных зависимостей от удаления источник-приемник на разных частотах выявлены такие закономерности: ЧС-метод дает максимум практически на всех частотах, только на высоких (более 40 кГц) он "размывается", на МНК-методе осциляция проявлена довольно отчетливо на частотах 10-30 кГц, на остальных частотах (малых особенно) МНК не дает четкого минимума. То есть только на частотах 10-30 кГц однозначно выделяется $C_{os} + C_{op}$, так как там произведения $f_z Z_{Tz}$ практически не отличаются. При ЧС-методе при малых f_z дополнительно появляются слабовыраженные низкоскоростные гармоники, а при больших f_z - высокоскоростные: например, в гетинаксе при $f_z < 10$ кГц имеется слабая гармоника со скоростью 1,981 км/с при $f_z > 24$ кГц - 9,906 км/с, причем на всех f_z проявляется, а на частотах 10-30 кГц доминирует гармоника со скоростью 4,953 км/с. Сравнение со скоростями $C_p + C_s$ из эксперимента [2] показало, что всегда выполняется неравенство $C_{os} + C_{op} > C_s + C_p$, причем превышение суммы статических скоростей в среднем составляет 18 % (здесь C_p - скорость продольных нормальных волн в тонком стержне или пластине).

A , усл.ед.



Амплитудные зависимости Р-волн:
1 - возможная осцилляция. Экспериментальные точки: 2 - лист из плексигласа, $f = 21,5$ кГц, $z_T = 22,4$ см, $fz_T = 4,82$ км/с; 3 - стержень из плексигласа, $f = 9,8$ кГц, $z_T = 50$ см, $fz_T = 4,9$ км/с

Таким образом, согласно таблице удалось обнаружить закономерную осцилляцию на амплитудных графиках (см. рис., на котором в качестве иллюстрации показаны примеры подобной осцилляции: на ЭВМ получены Z_{Tz} и привязаны к точкам на графиках), причем удалось выявить значения сумм статических скоростей $c_{op} + c_{os}$ для каждого материала в отдельности.

Следует отметить, что при проведении межскважинного сейсмоакустического прозвучивания в реальных средах обнаружена зависимость затухания прямых продольных волн от длины базы наблюдений /4/. Экспериментальные данные интерпретируются с точки зрения распространения волн в случайно-неоднородных средах. Мы предло-

или иное объяснение подобного явления, однако важно подчеркнуть, что экспериментально обнаруженный нами эффект зависимости затухания сейсмических волн от длины базы наблюдений косвенно находит подтверждение в новейших исследованиях геофизиков.

и ж

Теория сейсмического явления, основанная на взаимодействии стационарного и нестационарного процессов этого явления в Земле, предсказывает осцилляцию амплитуды сейсмической волны в зависимости от расстояния, пройденного такой волной в однородной изотропной среде. Эта осцилляция обусловлена действием в каждой точке Земли массовых динамических сил (например, приливных сил и других), которые воздействуют на распространяющуюся волну в виде распределенных источников или стоков, соответствующих указанным силам. В результате этого в амплитудном графике затухания сейсмической волны появляется такая осциллирующая часть, имеющая пространственный период, величина которого зависит от частоты волны и псевдоскорости в данной среде. В связи с наличием осциллирующей зависимости амплитуды от расстояния, коэффициент поглощения, определяемый по обычной методике, зависит от расстояния, на котором он определяется, т.е. зависит от длины сейсмического профиля наблюдения. Следовательно, он не может быть принят в качестве параметра, характеризующего сейсмическую однородную среду, изотропную по составу.

Для сопоставления указанных теоретических выводов с экспериментальными данными были поставлены модельные опыты по определению амплитудных графиков продольных и поперечных прямых волн в различных сейсмических средах, находящихся в нормальных земных условиях. Опыты проводились на тонких стержнях и пластинах. В результате из экспериментально полученных амплитудных графиков выделены указанные пространственные периоды для широкого диапазона частот и псевдоскоростей. При этом оказалось, что для широкого диапазона частот для каждой среды получена своя постоянная, которая может быть принята в качестве псевдоскорости этой среды.

Для окончательного вывода о влиянии динамических массовых сил Земли на затухание сейсмической волны в исследуемом экспери-

ментально геоакустическом диапазоне частот необходимы дополнительные эксперименты на моделях "безграничных" сред для этого же диапазона частот, в котором попытаться опытным путем определить указанные пространственные периоды.

Литература

1. Аверко Е.М. Динамика геоакустических процессов // Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1988. 160 с.
2. Аверко Е.М., Колесников Ю.И. Об одной модели поглощения сейсмических волн // Геоакустические исследования по многоволновой сейсморазведке. Новосибирск, 1987. С.20-42.
3. Сейсморазведка: Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 464 с.
4. Файзуллин И.С., Шапиро С.А., Цыплаков В.И. Рассеяние и зависимость затухания сейсмических волн от длины базы наблюдений. II. Результаты эксперимента // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 4. С.21-27.

А.А.Булычев, В.В.Кокшаров

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ НА РАБОТУ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИЗЛУЧАТЕЛЕЙ

Для построения детальных геоакустических моделей среды должны быть известны такие параметры, как практически всегда ориентировочно задаваемая плотность и связанная с ней акустическая жесткость среды, от которой зависит величина волнового сопротивления горной породы. Поэтому возникает необходимость в непосредственном измерении волнового сопротивления, которое в определенном диапазоне частот оказывается равным величине акустического импеданса /4/. При частотном зондировании, т.е. при измерении величины акустического импеданса на разных частотах, имеется возможность изучать физические свойства горных пород на различ-

ном удалении по радиусу от оси скважины, так как радиус исследуемой зоны зависит от длины излучаемой волны и с уменьшением частоты увеличивается.

По характеру волнового сопротивления пород можно судить о параметрах продуктивности (пористость, трещиноватость, тип насыщения) пластов /3/, что выводит импедансный метод в геоакустике на одно из важных направлений исследования геологических сред. Задачи импедансного метода охватывают многие направления общей и прикладной геофизики, мы остановимся на влиянии акустической нагрузки, определяемой прямой зависимостью от акустического импеданса, на спектральный состав упругих волн, излучаемых пьезоэлектрическим источником в околоскважинное пространство.

Распишем смещения продольных (P) и поперечных (S) волн в виде:

$$\bar{u}_P = u_{rP} \bar{e}_r + u_{\varphi P} \bar{e}_\varphi + u_{zP} \bar{e}_z, \quad (1)$$

$$\bar{u}_S = u_{rS} \bar{e}_r + u_{\varphi S} \bar{e}_\varphi + u_{zS} \bar{e}_z, \quad (2)$$

где $\bar{e}_r, \bar{e}_\varphi, \bar{e}_z$ - орты по направлениям разложения смещений P - и S -волн: радиальному (r), азимутальному (φ), осевому (z). Выписывая решения второй краевой задачи акустического каротажа /1/ на прямых P - и S -волнах (по заданным на поверхности источника напряжениям $\sigma_z, \sigma_\varphi, \sigma_\theta$ находятся компоненты смещений P - и S -волн: $u_{rP}, u_{rS}, u_{\varphi P}, u_{\varphi S}, u_{zP}, u_{zS}$) и переводя их для осесимметричных ($n=0$) и бесконечно длинных ($\gamma=0$) излучателей, приходим к такому волновому полю в околоскважинном пространстве:

$$u_{rP} = u_{0r} \frac{H_1^{(1)}(\alpha r)}{H_1^{(1)}(\alpha r_0)}, \quad u_{0r} = \frac{-\sigma_\theta}{i\omega Z_{rr}}, \quad Z_{rr} = \rho v_p q_{rr},$$

$$q_{rr} = i \left(\frac{H_0^{(1)}(\alpha r_0)}{H_1^{(1)}(\alpha r_0)} - \frac{2v_s^2/v_p^2}{\alpha r_0} \right), \quad (3)$$

$$u_{\varphi S} = u_{0\varphi} \frac{H_1^{(1)}(\beta r)}{H_1^{(1)}(\beta r_0)}, \quad u_{0\varphi} = \frac{-\sigma_\varphi}{i\omega Z_{r\varphi}}, \quad Z_{r\varphi} = \rho v_s q_{r\varphi},$$

$$q_{r\varphi} = i \frac{H_2^{(1)}(\beta r_0)}{H_1^{(1)}(\beta r_0)}, \quad (4)$$

$$u_{zs} = u_{oz} \frac{H_0^{(1)}(\beta r)}{H_0^{(1)}(\beta r_0)}, \quad u_{oz} = \frac{-\bar{v}_z}{i\omega Z_{rz}}, \quad Z_{rz} = \rho v_s q_{rz},$$

$$q_{rz} = i \frac{H_1^{(1)}(\beta r_0)}{H_0^{(1)}(\beta r_0)}, \quad (5)$$

$u_{\varphi p} = u_{z p} = u_{r s} = 0$, где u_{or} , $u_{o\varphi}$, u_{oz} — смещения точек поверхности скважины; Z_{rr} , $Z_{r\varphi}$, Z_{rz} — удельные сопротивления излучению, или удельные волновые импедансы; q_{rr} , $q_{r\varphi}$, q_{rz} — нормированные на акустическую жесткость импедансы; i — мнимая единица; ω — частота; r — переменная вдоль радиуса скважины r_0 ; v_s и v_p — скорости S - и P -волн; ρ — плотность среды; $\beta = \omega/v_s$, $\alpha = \omega/v_p$, H_n^m — функции Ханкеля n -порядка m -рода ($m = 1, 2$). При создании напряжения по радиусу r_0 возникает P -волна, поляризованная по r ; напряжения закручивания \bar{v}_φ — S -волна, поляризованная по орту \bar{e}_φ (аналог SH -волны); напряжения сдвига по оси \bar{v}_z — S -волна, поляризованная по z (аналог SV -волны).

Выражение для Z можно получить напрямую, используя определение импеданса:

$$Z = -\bar{v}/v, \quad (6)$$

где \bar{v} и v — напряжение и скорость смещения на поверхности излучателя. Для радиальной P -волны, например, согласно /4/:

$$\bar{v}_0 = \rho \left((1 - 2v_s^2/v_p^2) \partial^2 \varphi_0 / \partial t^2 + 2v_s^2 \partial^2 \varphi_0 / \partial r^2 \right); \quad (7)$$

$$v_r = \partial^2 \varphi_0 / \partial r \partial t,$$

где φ_0 — скалярный потенциал с цилиндрической симметрией для радиальной P -волны: $\varphi_0 = A H_0^{(1)}(\alpha r) e^{-i\omega t}$ (8)

Из (6)–(8) следует формула (3) для Z_{rr} . Запишем φ_0 в виде

$$\varphi_0 = A e^{-i\omega t} H_0^{(1)}(z) = A e^{-i\omega t} \sqrt{2/(\pi z)} e^{i(z - \pi/4)} = A_1 e^{-i\omega t} e^{iz},$$

где A , A_1 — константы. В этом случае по оси волна идет в положительном направлении, причем берется функция Ханкеля первого рода. Если описывать процесс с помощью $H_n^{(2)}$, то волна распространяется по оси в отрицательном направлении: $\varphi_0 = A_1 e^{i\omega t} e^{-iz}$. Остановим выбор на $H_n^{(1)}$. Теперь, зная выражения волновых импе-

дансов, рассчитаем смещения на контакте пьезоэлектрической балки со средой для приложенных напряжений $\mathcal{E}_{rr}, \mathcal{E}_{r\varphi}, \mathcal{E}_{rz}$, а затем соответствующие им спектры при взаимодействии источника упругих волн со средой.

Волновое уравнение движения пьезобалки:

$$\partial^2 \bar{u} / \partial t^2 + (EJ / \rho_0 s) (\partial^4 \bar{u} / \partial x^4) = 0, \quad (9)$$

где $\rho_0 s$ – масса единицы длины балки, EJ – жесткость на прогиб, J – момент инерции поперечного сечения балки относительно нейтральной оси сечения, перпендикулярной к плоскости колебаний, E – модуль Юнга, x – координата вдоль оси, совмещенной с длиной ℓ балки. Решение ищем в виде $\bar{u}(x, t) = \varphi(x) e^{-i\omega t}$. Подставив его в (9), получим:

$$\varphi_x^{IV} - k^4 \varphi(x) = 0, \quad (10)$$

где $k^4 = \omega^2 \rho_0 s / EJ$. Решение уравнения (10) – линейная комбинация гиперболических синусов–косинусов, представленных в виде функций Крылова S, U, V, T :

$$\varphi(x) = AS(kx) + BT(kx) + CU(kx) + DV(kx). \quad (11)$$

Для нахождения коэффициентов A, B, C, D определим крайние условия для (9), (10). Для закрепленного $x=0$ конца прогиб $\bar{u} = 0$, угол поворота $\bar{u}'_x = 0$. Это значит, что

$$\varphi(0) = 0, \quad \varphi'_x(0) = 0. \quad (12)$$

Для опертого $x=\ell$ конца изгибающий момент отсутствует: $\bar{u}''_x = 0$. С другой стороны, изгибающий момент балки вдоль координаты x :

$$M(x) = -\frac{1}{2} b h e_0 \bar{E} + EJ \bar{u}''_x, \quad (13)$$

где b, h – ширина, толщина балки; e_0 – пьезоэлектрическая постоянная балки; $\bar{E} = E_0 e^{-i\omega t}$ – электрическое напряжение на обкладках балки. Так как на конце $x=\ell$ изгибающий момент отсутствует, т.е. $M(\ell) = 0$, то из (13) получаем:

$$\varphi''_x(\ell) = b h e_0 E_0 / 2 EJ. \quad (14)$$

Выражение акустической нагрузки на конце $x=\ell$:

$$Z_a = F(\ell) / \dot{\bar{u}}_\ell(\ell) = EJ \bar{u}'''_x(\ell) / \dot{\bar{u}}_\ell(\ell), \quad (15)$$

где $F(\ell)$ – поперечная сила. Отсюда следует еще одно условие:

$$\varphi'''_x(\ell) = -i\omega Z_a \varphi(\ell) / EJ. \quad (16)$$

Подставляем условия (I2), (I4), (I6) в (II) и находим A, B, C, D .
 итоге получаем общее решение уравнения (9), удовлетворяющее про-
 верке на краевые условия:

$$\bar{u}(x, t) = e^{-i\omega t} \left(\frac{(nV + mnU)V(kx) - (nS + mnV)U(kx)}{mTV - mSV + TV - S^2} \right), \quad (17)$$

где S, U, T, V - для аргумента $k\ell$, $m = i\omega Z_a / EJk^3$,
 $n = \nu h e_0 E_0 / 2EJk^2$.

После ряда алгебраических преобразований смещение \bar{u} на кон-
 х = ℓ получается:

$$\bar{u}(\ell, t) = \frac{\nu h e_0 E_0 k (SU - V^2) e^{-i\omega t}}{2EJk^3(S^2 - TV) + 2i\omega Z_a(SV - TV)}. \quad (18)$$

Представим $Z_a = S_0 Z_{r\varphi}$ для $\mathcal{E}_{r\varphi}$ напряжения, причем эффективна-
 площадь S_0 , на которую воздействует $\mathcal{E}_{r\varphi}$ на стенке среда-источ-
 ник: $S_0 = 2\pi r_0 \ell / 8$, где ℓ - длина площадки, на которой раз-
 мещены по периметру скважины восемь излучателей; учитывая (4),
 имеем:

$$Z_a = i S_0 \rho S_3 H_2^{(1)}(q_s \omega / \omega_0) / H_1^{(1)}(q_s \omega / \omega_0) \quad (19)$$

и, подставляя это выражение в (18), после алгебраических преоб-
 разований получим спектральную характеристику для $\mathcal{E}_{r\varphi}$:

$$S_{\bar{u}_e} \equiv \frac{\bar{u}(\ell, t)}{u_e} = (SU - V^2) e^{-i\omega t} / [(\kappa\ell)^2 (S^2 - TV) + (\kappa\ell) q_{os} (TV - SV) H_2^{(1)}(q_s \omega / \omega_0) / H_1^{(1)}(q_s \omega / \omega_0)], \quad (20)$$

где безразмерные параметры q_s и q_{os} , характеризующие среду, из-
 лучатель и скважину:

$$q_s = \omega_0 r_0 / v_s, \quad q_{os} = 3516 S_0 \rho v_s / m \omega_0, \quad (21)$$

аргумент для функций Крылова S, U, V, T : $\kappa\ell = 1,875 \sqrt{\omega / \omega_0}$,

$u_e \equiv 12 e_0 E_0 \ell^2 / Eh^2$, $m = \rho_0 \ell \nu h$ - масса излучателя, $\omega_0 = 1,015 h v_0 / \ell^2$
 - первая резонансная частота балки /2/ в ненагруженном состоянии
 $v_0 = \sqrt{E / \rho_0}$ - скорость упругой волны в балке.

Аналогично выводится $S_{\bar{u}_e}$ для \mathcal{E}_{rz} напряжения, только исполь-
 зуется q_{rz} импеданс (5) и ориентация источника меняется на $\pi/2$
 вдоль оси oz . Итак,

$$S_{\bar{E}u_e} \equiv (SU - V^2) e^{-i\omega t} / [(\kappa \ell)^2 (S^2 - VT) + (\kappa \ell) \varphi_{os} (TU - SV) H_1^{(n)}(\varphi_s \omega / \omega_0) H_0^{(n)}(\varphi_s \omega / \omega_0)] \quad (22)$$

Аналогично выводим для G_{rr} :

$$S_{\bar{E}u_e} \equiv (SU - V^2) e^{-i\omega t} / [(\kappa \ell)^2 (S^2 - VT) + (\kappa \ell) \varphi_{op} (TU - SV) G], \quad (23)$$

где $G = [H_0^{(n)}(\varphi_p \omega / \omega_0) - 2\gamma_0^2 H_1^{(n)}(\varphi_p \omega / \omega_0) / (\varphi_p \omega / \omega_0)] /$

$$/ H_1^{(n)}(\varphi_p \omega / \omega_0), \quad \varphi_p = \varphi_s \gamma_0, \quad \varphi_{op} = \varphi_{os} \gamma_0, \quad \gamma_0 = v_s / v_p.$$

Для получения значений по формулам (3)–(5) и (20)–(23) необходимо иметь вычиленные функции $H_n^{(n)}$. Счет производился на ЭВМ ЕС-1055 и БЭСМ-6. Функции Ханкеля вычислялись через функции Бесселя J_n и Неймана N_n по формулам

$$H_n^{(1)}(x) = J_n(x) + i N_n(x), \quad x > 0, \quad n - \text{целое}, \quad x - \text{real}. \quad (24)$$

Для этого по рекуррентным соотношениям вычисляются J_n и N_n с точностью 10^{-6} :

$$F_{n+1}(x) + F_{n-1}(x) = 2F_n(x) n/x, \quad (25)$$

где F – это J или N , причем исходные функции порядка 0 и 1 получаются из полиномиальных приближений /6/.

Графики частотной зависимости акустического импеданса пьезоэлектрического излучателя для сред с разными параметрами φ_s показаны на рис.1. По мере уменьшения φ_s , т.е. с ростом жесткости среды (увеличивается ρ и v_s), кривые выходят на асимптотику при более высоких значениях частот, чем в средах с малой жесткостью. В асимптотике ($\omega/\omega_0 \rightarrow \infty$) импеданс становится равным волновому сопротивлению ρv_s или ρv_p (для случая Z_{rr}). При $\omega/\omega_0 \rightarrow 0$ импеданс излучателя в твердой среде стремится к ∞ , т.е. по отношению к излучателю среда ведет себя как все более жесткое тело. Начиная с определенных частот ($\omega/\omega_0 = 10+20$), величина мнимой части импеданса не превышает 10 % величины модуля, т.е. основная часть мощности, потребляемой излучателем, расходуется только на излучение. Значения R_e и Im у Z_{rr} меньше, чем у $Z_{r\varphi}$, а модуль, уменьшаясь от ∞ , пересекает значение едини-

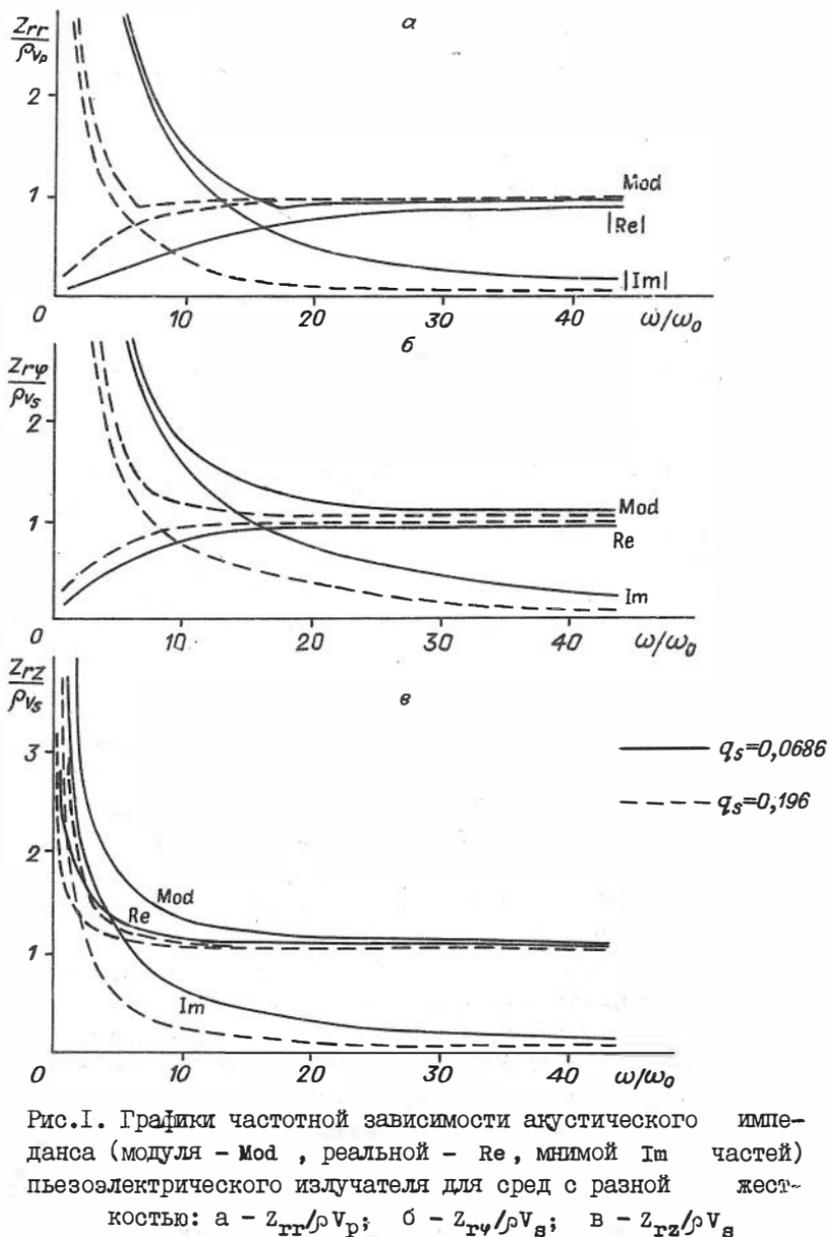


Рис.1. Графики частотной зависимости акустического импеданса (модуля - Mod, реальной - Re, мнимой Im частей) пьезоэлектрического излучателя для сред с разной жесткостью: а - $Z_{rr}/\rho V_p$; б - $Z_{r\psi}/\rho V_s$; в - $Z_{rz}/\rho V_s$

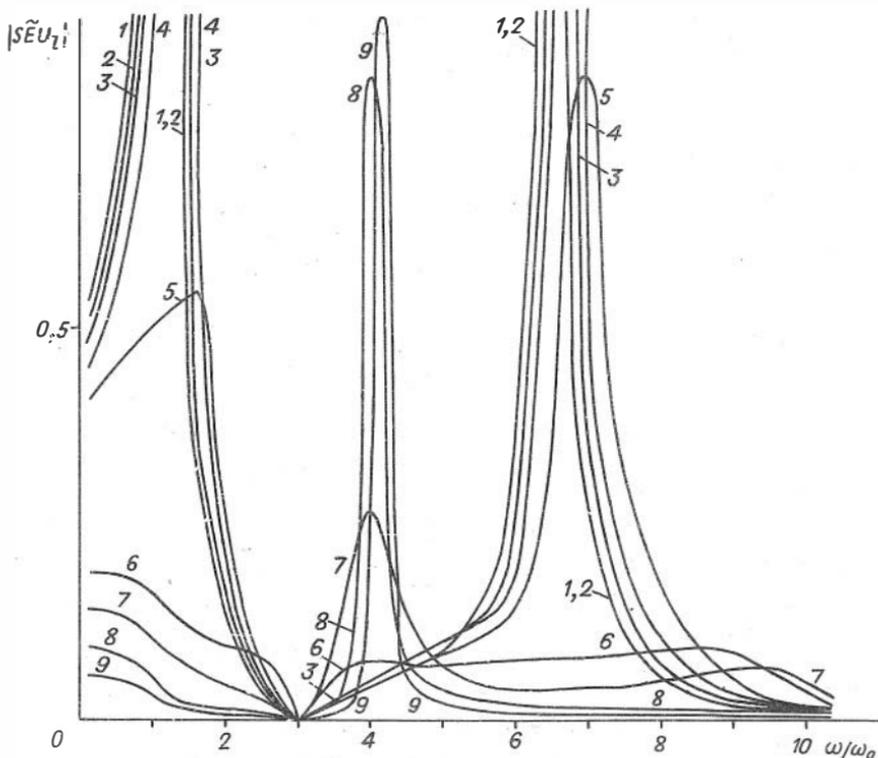


Рис.2. Модуль частотной характеристики изгибно-колеблющейся ($\mathcal{E}_{r\varphi}$) пьезобалки, нагруженной на упругую стенку скважины

ца, а затем стремится к единице снизу, в то время как у $Z_{r\varphi}$ модуль стремится к единице, оставаясь больше единицы. В отличие от $Z_{r\varphi}$ и Z_{rr} , одновременно R_e и Im у импеданса Z_{r2} в области $\omega/\omega_0 = 3-6$ больше единицы, причем при $\omega/\omega_0 \rightarrow 0$, Im стремится к ∞ сильнее, чем R_e ; при $\omega/\omega_0 \rightarrow \infty$ $Im \rightarrow 0$, а $R_e \rightarrow 1$, будучи больше единицы, практически сливается с модулем.

На рис.2 показан модуль частотной характеристики изгибно-колеблющейся ($\mathcal{E}_{r\varphi}$) пьезобалки, нагруженной на упругую стенку скважины, а на рис.3 — балки, создающей напряжения σ_{rr} и \mathcal{E}_{r2} для разных φ_s и φ_{0s} (см. таблицу), характеризующих свойства среды, скважины, излучателя согласно (21).

Параметры, характеризующие свойства среды,
скважины и излучателя

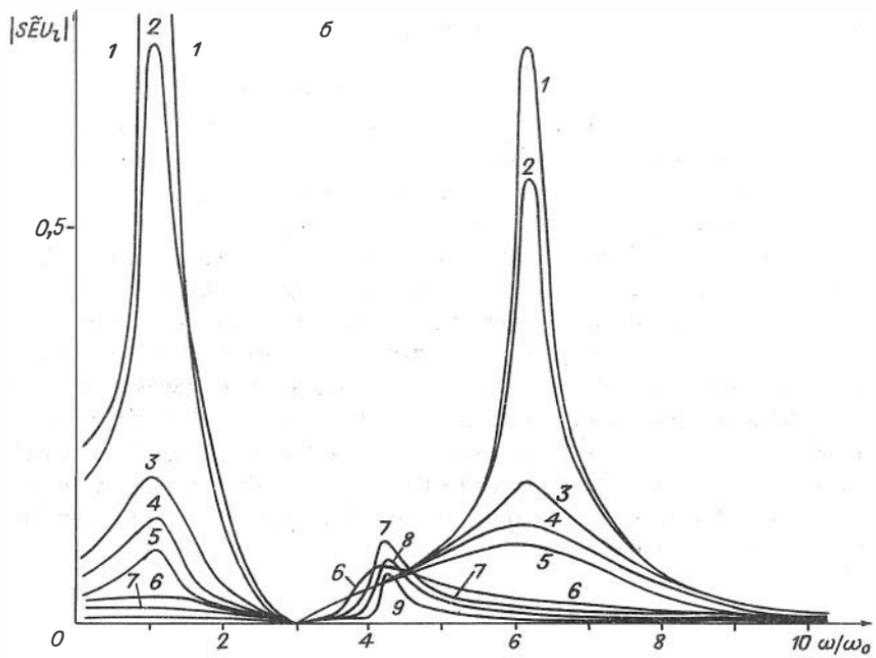
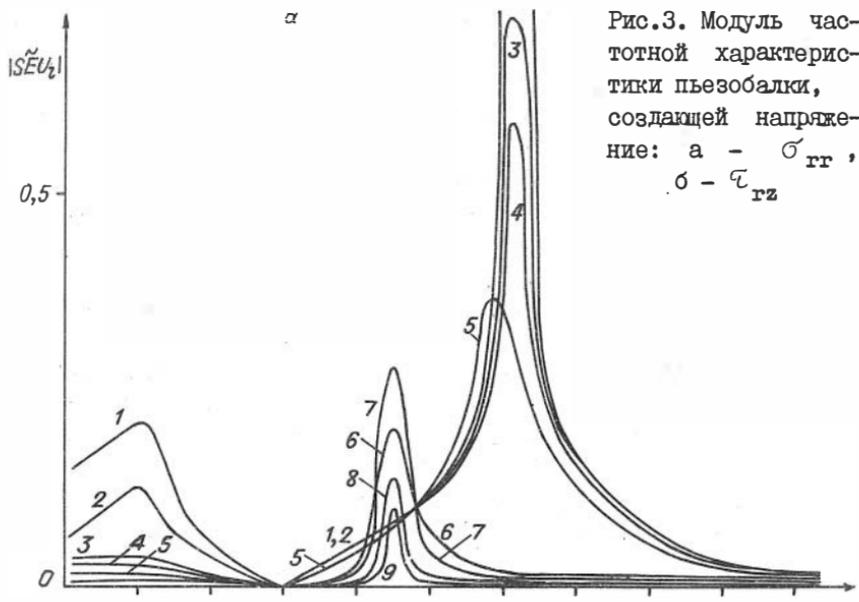
Пара- метры	Ш и ф р к р и в ы х								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
q_{os}	0,062	0,19	0,58	0,92	1,4	2,8	4,2	9,2	19
q_s	0,0507	0,196	0,0686	0,106	0,106	0,0686	0,686	0,0507	0,0343

С ростом q_{os} (т.е. с увеличением акустической жесткости среды, площади контакта, с уменьшением массы излучателя и его резонансной частоты в ненагруженном состоянии) амплитуды 1-го и 2-го максимумов уменьшаются, т.е. при таких параметрах чувствительность на приеме падает. Значит, чувствительность максимальна при малой площади контакта, большой массе источника и его высокой ω_0 , и этих рекомендаций следует придерживаться, особенно в высокоскоростных разрезах. При недостаточно большой массе m источника ($q_{os} > 4$) и при $q_s < 7 \cdot 10^{-2}$ первый и второй экстремумы пропадают (см. рис.2), а появляется при $\omega/\omega_0 = 4-4,5$, который уже (кривые 7-9), чем экстремумы для $q_{os} < 4$ (кривые 1-5). Т.е. при малой массе источника в высокоскоростных средах возможна регистрация достаточно интенсивных узкополосных колебаний. Эти экстремумы при пересчете по формулам теории колебаний /2/ соответствуют условиям шарнирноопертого закрепления источника, что определяется первым значением корня уравнения колебаний $\kappa l = 3,93$. (Первый экстремум $\omega/\omega_0 = 1-1,5$ и второй $\omega/\omega_0 = 6,25-6,5$ соответствуют условиям жесткого закрепления и незакрепленного конца, определяемым значениями корней $\kappa l = 1,875$ и $\kappa l = 4,694$). Для уверенной регистрации волн ориентироваться лучше на интенсивные широкополосные спектры, т.е. источник проектировать, чтобы $q_{os} < 4$ и $q_s > 7 \cdot 10^{-2}$, а это согласно (21):

$$\lambda_{s0} < 7,15 \rho_0 V_0 / \rho S_0 \quad \text{и} \quad \lambda_{s0} < 89,8 r_0, \quad (26)$$

где V_0 - объем излучателя, λ_{s0} - длина S -волны на частоте первого резонанса. Т.е. излучать надо короткие волны /1/, источник делать с большим объемом (V_0), высокой ω_0 и малой площадью контакта S_0 со средой.

Из рис.2,3 видно, что от $\mathcal{E}_{p\varphi}$ воздействия с ростом жесткос-



ти среды максимумы спектров понемногу смещаются вправо, одновременно убывая по амплитуде, затем появляется максимум ($k\ell = 3,93$) для сильно жестких сред; при \mathcal{E}_{rz} воздействии максимум убывает, оставаясь на месте, затем для сильно жестких сред возникает максимум ($k\ell = 3,93$), причем экстремумы 1 и 2 у \mathcal{E}_{rz} воздействия находятся несколько левее, чем у $\mathcal{E}_{r\varphi}$ воздействия; при \mathcal{E}_{rr} воздействии максимумы, убывая, остаются на месте, но затем смещаются влево (максимум кривой 5), а для сильно жестких сред проявлен отчетливо максимум при $\omega/\omega_0 = 4,5$.

Амплитуды из трех видов напряжений от $\mathcal{E}_{r\varphi}$ воздействия самые большие как у первого, так и у второго сильно проявленных (для кривых 1-5) резонансов. При \mathcal{E}_{rr} воздействии первый максимум спектра явно слабее, чем у \mathcal{E}_{rz} (там он преобладает над вторым максимумом), а второй максимум сильнее. Подобные результаты косвенно подтверждаются оценочными формулами [5] для компонент волнового поля: компонента u_{rp} от источника $\mathcal{E}_{rr} = 0,3 \cdot (k\ell)^2 / (x/\rho_0)$, где x - расстояние от скважины, $k = \omega/v$; компонента u_{zs} от $\mathcal{E}_{r\varphi} = 1,13 / ((k\rho_0)(x/\rho_0)^2)$, $u_{\varphi s}$ от $\mathcal{E}_{r\varphi} = 3,53(k\rho_0) / (x/\rho_0)^2$

Отсюда видно, что амплитуды высокочастотных максимумов у \mathcal{E}_{rr} воздействия преобладают над низкочастотными, а у \mathcal{E}_{rz} - наоборот, т.е. источник \mathcal{E}_{rr} создает более высокочастотное поле в сравнении с \mathcal{E}_{rz} , что хорошо видно на рис.3. Следовательно, при регистрации ρ -волн от источника \mathcal{E}_{rr} при $r-r$ схеме наблюдений предпочтительнее высокочастотная фильтрация на приеме, SV -волн от \mathcal{E}_{rz} при $Z-Z$ схеме - низкочастотная фильтрация, кроме того, в плотных высокоскоростных средах лучше использовать $r-r$ схему ($\mathcal{E}_{rr} \rightarrow u_{rp}$) с высокими частотами на приеме (кривые 5-9 рис.3, а), а в низкоскоростных сильно поглощающих средах лучше схема $Z-Z$ ($\mathcal{E}_{rz} \rightarrow u_{zs}$) с низкими частотами на приеме (кривые 1-3 рис.3, б). Для SH -волны ($\mathcal{E}_{r\varphi} \rightarrow u_{\varphi s}$) для низкоскоростных сред возможна регистрация как на первом, так и на втором максимумах, а для очень жестких сред прием затруднен из-за сильной узкополосности появляющегося экстремума. В данном случае следует улучшить параметры источника для регистрации первого или второго максимумов: проектировать его с большим объемом, высокой ω_0 и точечным контактом со средой.

Выполнен расчёт на ЭВМ акустических волновых импедансов в зависимости от частоты для разных параметров среды, излучателя и скважины.

Сделан расчёт спектров волнового поля от напряжений $\tau_{r\varphi}$, τ_{rz} и σ_{rr} в системе пьезоэлектрический излучатель - акустическая нагрузка. Проведен анализ результатов в приложении к практическим работам по исследованию волновых полей при акустическом каротаже скважин.

Литература

1. Аверко Е.М. Геоакустические исследования поперечных сейсмических волн и их применение к изучению геологических объектов: Дисс. ... д-ра техн.наук / ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1979. 430 с.
2. Бабаков И.М. Теория колебаний. М.: Наука, 1968. 560 с.
3. Кузнецов О.Л., Мигунов Н.И. О возможности частотного зондирования в скважинах по измерениям акустического импеданса // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 8. С.85-89.
4. Мэзон Ф. Физическая акустика. М.: Мир, 1970. Т.1. 430 с.
5. Нефедкин Ю.А., Кокшаров В.З., Рыбкин В.В. Методика и скважинная аппаратура поляризационного акустического каротажа // Геоакустические исследования по многоволновой сейсморазведке. - Новосибирск, 1987. С.91-108.
6. Hitchcock A.J.M. Polynomial approximation to Bessel functions of order zero and to related functions // *Mathemat. tables and other aids to computation*. 1957. V.11. P.86-88.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ
АВТОМАТИЗИРОВАННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ОБРАБОТКИ
И ИНТЕРПРЕТАЦИИ В АКУСТИЧЕСКОМ КАРОТАЖЕ

Характерной особенностью современной обработки и интерпретации геофизических данных является большой объем обрабатываемой информации, многовариантность решений, многостадийность и итеративность процесса получения результата. Несмотря на большое количество литературы, посвященной этим вопросам (достаточно сослаться на обзоры /1,6,7/), считается, что теоретические основы автоматизированной обработки и интерпретации и необходимые представления об его технологической и информационной базе разработаны недостаточно.

Основная причина, приводящая к подобным выводам, состоит в том, что большая часть задач интерпретации геологической и геофизической информации относится к задачам распознавания образов с неполной формализацией интерпретационных процедур.

Наибольшие перспективы в решении подобных задач связывают с возможностью построения эвристических программ, основанных на принципах искусственного интеллекта и имитирующих способности геофизика-интерпретатора к принятию неформальных решений. В настоящее время наиболее перспективными разработками, имеющими выход в практическую область, считаются экспертные системы, основная цель исследований по которым состоит в решении проблем взаимодействия человека и ЭВМ. Такие системы должны обладать способностью пополнять свои знания в процессе интерактивного диалога с пользователем. Ряд экспертных систем уже используется при интерпретации данных каротажа при поисках залежей углеводородов /17/.

Несмотря на большие возможности экспертных или интеллектуальных систем существуют значительные сложности с их построением и функционированием, обусловленные, в первую очередь, существующей технической базой. И главные успехи в использовании этих систем видимо еще впереди.

Уровень существующих технологий автоматизированной обработки и интерпретации

Современные технологии автоматизированной обработки и интерпретации (ТАОИ) базируются в основном на использовании ЭВМ типа ЕС. В них противоречивым образом уживаются идеи и подходы, зародившиеся в самое последнее время и сформировавшиеся на начальном этапе внедрения вычислительной техники.

Первые подходы к программному обеспечению строились на создании длинных программ или множества "простых", объединяемых при необходимости в группы по функциональному назначению, обеспечивающих решение отдельных вариантов какой-либо задачи. Упомянутые подходы не предполагали никаких специальных средств системного программного обеспечения и могли быть реализованы на базе штатных систем общего программного обеспечения ЭВМ. Несмотря на недостатки, разработка многих современных программных комплексов базируется на таких подходах, характерных для стиля и идеологии, возникших при появлении ЭВМ второго поколения.

По мере вовлечения в обработку все больших объемов информации недостатки подобных систем стали очевидны. Оказалось, что увеличение объемов данных, вовлекаемых в интерпретацию, не приводит к повышению качества получаемых результатов, а наоборот, оно снижается по мере роста потоков информации /I3/. Возникли ТАОИ, обеспечивающие диалог "пользователь-ЭВМ", которые позволяли оперативно вмешиваться в процесс обработки, упростили операции подготовки данных и запуска программ.

Фундаментальное значение имело появление в конце 60-х начале 70-х годов концепции базы данных (БД), которая заключала в себе отделение логического и физического представления данных, при этом логическая организация данных базировалась на модельном принципе в соответствии с представлениями о предметной области, а не с требованиями конкретного приложения (задачи).

Применение баз данных в ТАОИ позволило существенно повысить оперативность таких технологий, однако возникли проблемы создания и поддержки БД. Были созданы системы управления базами данных (СУБД), основной задачей которых является преобразование логических структур данных, описанных пользователем, в термины физического хранения информации.

В настоящее время большая часть интерпретационных систем геофизической информации связана с использованием БД. Так типичным представителем таких систем является АСОИГИС – автоматизированная система обработки и интерпретации данных ГИС /14/. В базах данных этой системы хранятся исходные данные каротажа (кроме данных регистрации полного акустического сигнала), результаты их обработки и интерпретации. Основу данных составляют информационные массивы, каждый из которых характеризуется уникальным трехкомпонентным именем. Управление базой данных проводится по принципу во многом аналогичному библиотечному методу доступа ОС ЕС.

Существует большое количество СУБД. Общеизвестным является деление систем на три класса по типу используемой модели данных: 1 – иерархическая, 2 – сетевая и 3 – реляционная модель данных /7/. К одной из наиболее совершенных систем относят СУБД КОМПАС или ее версию ГЕОКОМПАС /7/.

С точки зрения реализации современной концепции ТАОИ геолого-геофизической информации наиболее перспективными являются системы с распределенными функциями, когда центральная ЭВМ играет роль управляющей машины и на ней решаются в пакетном режиме наиболее времяёмкие задачи, а функции графической обработки и интерактивные процедуры интерпретации выполняются на отдельных автоматизированных рабочих местах (АРМ).

В развитых капиталистических странах практически все разработчики программного обеспечения ТАОИ геофизических данных объявили о начале или завершении разработки АРМ, использующих прогрессивную технологию БД с использованием цветных графических дисплеев /16/.

Несмотря на громадные преимущества таких систем, в СССР подобные ТАОИ практически отсутствуют, что объясняется в первую очередь отсутствием современной технической базы.

Как реакцию на сложившуюся ситуацию, следует рассматривать быстрое развитие линии полевых вычислительных комплексов (ПК). Несмотря на концепцию, заложенную в этой линии, которая связана с предварительным анализом данных (препроцессингом) для управления качеством полевых работ /2/, значительная часть потребителей отождествляет ПК с АРМ. Это происходит по той причине, что для

ряда задач ПК, имеющий в своей архитектуре графические средства отображения, электронные диски, предоставляет пользователю больше возможностей, чем он имеет при использовании больших машин не имеющих графических дисплеев, и может быть им использован как автономное АРМ.

Развитие технологий автоматизированной обработки и интерпретации в акустическом каротаже

По объему регистрируемой информации АК занимает промежуточное положение между сейсморазведкой и большей частью методов ГИС. Именно большой объем информации, требующейся для качественной интерпретации, привел к такой ситуации, что несмотря на многочисленные свидетельства высокой эффективности АК при поисках месторождений нефти и газа, к началу 80-х годов, он не был включен в обязательный комплекс ГИС в Западной Сибири.

Разработчиками акустической аппаратуры предприняты попытки повысить эффективность использования АК. Были разработаны устройства, позволяющие регистрировать полное волновое поле в виде волновых картин на фотопленку (АКР) и фазокорреляционных диаграмм на фотобумагу (ИФКД). Однако широкого распространения эта аппаратура не получила. В основном она использовалась для решения опытно-методических задач, так как используемая технология практически не позволяла автоматизировать процесс обработки волновых картин.

В основном доминировали способы аналоговой регистрации параметров t_1 , t_2 , Δt , α и т.д., что не позволяло выявить большую часть возможностей АК. Но даже эти способы регистрации не всегда оказывались надежными. Было предложено большое количество аппаратных решений, направленных на повышение качества регистрации параметров в аналоговой форме. В основном они базировались на пороговом способе выделения сигналов. Так, например, авторами статьи /8/ предлагался способ, в котором сигналы приемника подавались на усилитель с фильтром низких частот и далее на полосовые фильтры и входы аналоговых ключей. Формировались импульсы длительностью t_1 и t_2 , соответствующие временам прихода продольных волн первого и второго канала, и далее преоб-

разовывались в пакет импульсов, следующих с частотой кварцевого генератора. С помощью цифроаналоговых преобразователей двоичный код, получаемый с реверсивного счетчика, преобразовывался в постоянный ток и выводился на регистрацию.

Предлагались способы и для отдельной регистрации поперечных волн. Так в публикации /3/ предлагалось непрерывно в процессе каротажа осуществлять "следящую" частотную фильтрацию поперечной волны, используя отношение частот продольных и поперечных волн, находящиеся в пределах $I, I-I, 4$. Использовались и более сложные способы, которые позволяли использовать информацию о предыдущих циклах измерений и повышали эффективность имеющихся аппаратных решений.

К сожалению предпринятые попытки существенных улучшений в качестве получаемой информации в сложных ситуациях не принесли.

Интерпретация кривых АК по-прежнему оставалась делом высококвалифицированных с большим практическим опытом работы геофизиков-интерпретаторов, так как имели место искажения информации АК в глинистых и трещинно-кавернозных породах за счет пропуска циклов, методические погрешности, неправильное масштабирование и недостаточная точность обработки АК /4/.

Обработка данных АК на ЭВМ на уровне аналоговых кривых также, как оказалось, является делом непростым. Формализация различных этапов обработки и в этом случае не является тривиальным переложением интерпретационных приемов с одного языка на другой, поскольку все имеющиеся руководства по интерпретации данных АК не весьма строги и во многом апеллируют к интуиции интерпретатора /10/. В приведенной работе весьма наглядно показаны возможности и недостатки использования ЭВМ при интерпретации данных АК. Анализ статистических материалов машинной интерпретации показал, что погрешность измерения скоростей при обработке ФКД АК с помощью комплекса "АИС-ТІТ2" составляет 10 %, что соизмеримо с ручной обработкой. Автор делает вывод, что дальнейшее совершенствование предложенного способа возможно с использованием интерактивных режимов обработки.

Внедрение цифровой регистрации полного акустического сигнала в принципе изменило подход к обработке и интерпретации акустических записей. Появилась возможность использовать итеративные подходы в обработке, даже с применением обычных средств регист-

рации в виде панели АНК - А(М) /12/. Для получения динамических и кинематических параметров продольных и поперечных волн стал применяться обрабатывающий комплекс "Геозвук" /11/. Однако при практическом опробовании его в условиях сильнопоглощающего разреза осадочного чехла Западной Сибири был выявлен ряд серьезных недоработок. В настоящее время используются модернизированный вариант комплекса "Геозвук - Тюмень". Он представлен большим числом программ, позволяющих получать динамические и кинематические параметры для всех типов упругих волн, проводить первичную цифровую обработку магнитограмм АК, получать волновые картины и ФД на устройстве Gould ЭВМ "Фотодот" с помощью стандартных сейсмических программ визуализации SZEET, а используя программу перекодировки RASTWN, на электростатическом устройстве ЭСУ-2. Примеры использования комплекса "Геозвук-Тюмень" приведены в статьях настоящего сборника и в работах /12,15/.

В настоящее время в объединении "ТюменьНГФ" ведутся работы по автоматизированному получению геоакустических моделей, энергии пакетов упругих волн и т.д. Продолжаются работы по анализу полного волнового пакета с целью оценки информативности всех типов упругих волн с привлечением комплексов АСОИГИС и ГЕОСЕЙСМ.

При разработке комплекса "Геозвук-Тюмень" была также предпринята попытка автоматизировать с помощью ЭВМ типа ЕС наиболее трудоемкую процедуру "пикинга" (фазового прослеживания). Несмотря на успешную обработку ряда алгоритмов, в том числе и таких как в работе /5/, которые позволяли проводить автоматическое фазовое прослеживание даже при следовании акустических записей с шагом 1 м по глубине (при этих условиях удавалось проходить в автоматическом режиме более 90 % всего разреза), дальнейшего развития это направление не получило. В этом случае проявились все те же недостатки, которые, как было показано, присущи обработке и интерпретации любой геолого-геофизической информации - трудность формализации интерпретационных процедур. Эти трудности возникают уже на ранних этапах обработки - ввода информации в ЭВМ - и возрастают по мере вовлечения в интерпретацию все больших объемов разнообразной геолого-геофизической информации.

Использование микроЭВМ для обработки и интерпретации данных АК

На сегодняшний день наилучшие результаты при реализации трудноформализуемых процедур достигнуты при использовании микро- и мини-машинных комплексов. Сейчас в Западной Сибири для обработки данных АК используется три варианта интерактивных систем. Комплекс на основе микроЭВМ "Электроника-60" (ИГиГ СО АН СССР) с цветным графическим дисплеем, черно-белым графическим дисплеем (объединение ЮганскНГФ) /9/ и система ИИГОС (ТюменьНГФ).

Использование комплексов позволяет применять интерактивные режимы на всех этапах ТАОИ. Одним из важных моментов обработки полевых записей является редактирование исходного материала, его переформатирование и перезапись в том виде, который требуется для обработки на региональных ВЦ. Для этих целей используют программы, распечатывающие номера и длины блоков, фиксирующие сбойные зоны, различную сервисную информацию. Имеется возможность визуально просмотреть информацию в виде волновых картин или ФКД. При наличии большого количества сбойных блоков и невозможности использования системных средств при обращении к магнитной ленте организованы режимы "прозрачного чтения", когда перезапись материала осуществляется и при неполном соответствии структуры ленты требуемым форматам. В этом случае основным критерием является визуальное восприятие информации интерпретатором. В зависимости от принятого решения информация может быть переписана полностью или же записаны нулевые коды (отсутствие информации).

Наиболее ярко преимущества интерактивного режима обработки проявились при реализации процедур фазового прослеживания различных волн. При этом оказалось, что наличие возможностей итеративного подхода позволило использовать простейшие алгоритмы, основанные на пороговых принципах обнаружения сигнала. Использование более сложных алгоритмов фактически не дает преимуществ ни во времени обработки материалов, ни в удобстве для интерпретатора.

Существенное повышение технологичности и оперативности обработки оказалось возможным и с помощью системы ИИГОС на базе миниЭВМ СМ4. Несмотря на ряд неудобств, связанных с неприспособленностью системы прослеживать экстремумы с усеченными вершинами

(усечение вершин связано с малым динамическим диапазоном регистрации, прежде всего проявляющегося при регистрации волн Лэмба - Стоунли), сложностью общения с системой, использование интерактивного режима позволило полностью отказаться от ручного "пикинга", лежащего в основе комплекса "Геозвук-Тюмень".

Опыт использования существующих технических средств позволил сформировать наиболее оптимальный режим этого этапа интерпретации, автоматизированного до настоящего времени в наименьшей степени. Такой режим должен включать: вывод ФКД или волновых картин всей акустической записи в виде твердой копии, предварительную разметку просматриваемого материала и проведение фазовой корреляции с помощью графических дисплеев.

Дальнейшее развитие данного этапа интерпретации в большей степени должно быть связано с повышением разрешающей способности цветных графических дисплеев и уменьшением времени реакции системы на запрос оператора. Необходимо также расширить возможности представления информации на экране: просмотр материала с разным временным масштабом, сжатие или растяжение по глубине, организация рулонных режимов просмотра как вперед, так и назад, наложение и совмещение различной информации и т.д.

Использование интерактивного режима изменило сам стиль и характер программирования всех обрабатываемых и интерпретационных процедур. Основные усилия при программировании стали затрачиваться на написание программ по управлению различными устройствами и их взаимодействию. Потребовалось фактически и создание локальной базы данных, куда вошли: исходные данные на магнитной ленте, файл ФКД и файл результатов обработки на гибком магнитном диске, а также ряд промежуточных буферов данных, расположенных в оперативном запоминающем устройстве (ОЗУ).

Использование микромашинных комплексов позволило несколько в другой плоскости поставить вопрос о регистрации данных на скважине. В настоящее время закладываются основы использования компьютеризированных регистраторов /9/. Используя микроЭВМ на этапе регистрации, можно попытаться провести ряд процедур обработки уже на скважине, хотя бы получение твердой копии или вывод аналоговых кривых с помощью традиционных средств. Вместе с тем опыт обработки полного акустического сигнала показывает, что обработка данных АК упрощается и повышается ее качество при регистрации волновых картин с шагом по глубине менее 0,1 м. В этом случае

появляется возможность использовать для интерпретации отраженные или дифрагированные волны /12/, что позволяет выделять резкие границы и проводить их привязку с точностью (хотя бы по данным АК) шага дискретизации. Вопрос о существенном увеличении объемов информации на скважине можно было бы снять ее быстрой обработкой с последующим прослеживанием информации или сжатием, что реализуется и сейчас в ряде случаев. Возможен вариант и сжатия информации сразу же на скважине, однако он связан с некоторыми интерпретационными процедурами, решение которых на скважине затруднено.

Другой важный момент, который возникает в связи с затронутым вопросом, о типах используемых скважинных зондов. Вопрос здесь на наш взгляд однозначный. Скважинная аппаратура должна быть широкополосной. Только в этом случае могут быть полностью выявлены возможности цифровой регистрации всего АК.

* *
*

1. В настоящее время созданы все условия для внедрения цифровой регистрации АК в широкую практику.

2. Из всех используемых технологий автоматической обработки и интерпретации данных АК, наибольшими преимуществами обладают технологии с использованием микромашинных комплексов с цветными графическими дисплеями.

3. На малых ЭВМ целесообразно осуществлять экспресс-обработку информации, под которой подразумевается: редактирование полевого материала, получение кинематических и динамических параметров, фазокорреляционных диаграмм.

4. На ЭВМ типа ЕС целесообразно осуществлять времяёмкие процедуры обработки: различные фильтрации акустического сигнала с целью подавления волн-помех, получение спектральных характеристик, решение конкретных геологических задач таких, как получение одномерных геоакустических моделей и др.

5. Дальнейшее развитие технологии связано с созданием базы данных, с включением исходных акустических записей и с ориентацией на системы с распределенными функциями, когда централь-

ная ЭВМ играет роль управляющей машины, а функции графической обработки и интерактивные процедуры выполняются автономными рабочими станциями графических средств.

Литература

1. Александров В.И., Миленский В.Р., Чеканов Н.В. и др. Программные средства автоматизированной системы "ИНФОРМГЕО". М.: ВИЭМС, 1985. 59 с. (Обзор ВИЭМС Математ. методы и автоматизирован. системы в геологии).
2. Алексеев А.С., Верзаков Г.Ф., Глинский Б.М. и др. Некоторые принципы построения полевых вычислительных комплексов // Проблемно-ориентированные вычислительные комплексы. Новосибирск, 1985. С.35-40.
3. А.С. 693303 СССР. МКИ G 01V I/40. Способ разделения поперечных волн от продольных в сигнале акустического каротажа скважин / Вдовин С.М., Жувагин И.Г., Коровин В.М. Заявл.26.04.76; Опубл. 25.10.79, Бюл. № 39.
4. Базылев А.П. Определение пластовых скоростей в отложениях центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской плиты по акустическому каротажу и результаты сравнения с сейсмокаротажем // Геоакустические исследования по многоволновой сейсморазведке. Новосибирск, 1987. С.119-132.
5. Бульчев А.А. Новые алгоритмы фазовой корреляции на продольных и поперечных волнах акустического каротажа // Современные геофизические исследования. М.: 1987. Ч.1. С.30-35.
6. Бусыгин Б.С., Мирошнченко Л.В., Романов А.В. Автоматизированное решение прогнозно-поисковых задач в режиме диалога "Человек - ЭВМ". М.: ВИЭМС, 1987. 59 с. (Обзор ВИЭМС. Математ. методы и автоматизирован. системы в геологии).
7. Еданович В.В., Скворцов В.А., Митрохин Ю.В., Подколзик В.И. Организация баз данных и управления вычислительным процессом на этапе цифровой интерпретации результатов сейсморазведки и ГИС. М.: ВИЭМС, 1987. 67 с. (Обзор ВИЭМС. Развед. геофизика).
8. Карус Е.В., Кузнецов О.Л., Петросян Л.Г. и др. Аппаратура "Звук-2" для акустического каротажа обсаженных скважин. // Геоакустические исследования в скважинах. М., 1974. С.65-73.

9. Кокшаров В.З., Михеев А.В., Степанова Г.В. Диалоговая вычислительная система для регистрации и обработки данных акустического каротажа // Исследования по многоволновой сейсморазведке в геоакустическом диапазоне частот. Новосибирск, 1987. С.75-92.

10. Колесниченко В.Г. Исследование и разработка алгоритмов интерпретации фазокорреляционных диаграмм акустического каротажа // Геофиз. журн. 1981, № 4. С.75-82.

11. Комплекс программ по обработке результатов многоканальной цифровой регистрации данных геофизических и ядерногеофизических методов исследования скважин (ГЕОЗВУК). М.: ВНИИГТ, 1984. 95 с.

12. Курьянов Ю.А., Завьялец А.Н., Тараски Я.Ф. и др. Технология цифровой регистрации и обработки акустического каротажа на нефтегазовых месторождениях Сургутского свода // Геоакустические исследования по многоволновой сейсморазведке. Новосибирск 1987. С.133-140.

13. Марченко В.В. Человеко-машинные системы анализа графических данных при геологическом прогнозировании. М.: ВИЭМС, 1984. 28 с. (Обзор ВИЭМС. Математ. методы и автоматизирован. системы в геологии).

14. Системы регистрации и обработки данных сейсморазведки / Полшков М.К., Козлов Е.Л., Мешбей В.И. и др. М.: Наука, 1984. 381 с.

15. Опыт применения широкополосного акустического каротажа с цифровой регистрацией на месторождениях Западной Сибири / Курьянов Ю.А., Терехин Ю.В., Завьялец А.Н. и др. Тюмень, 1987. 57 с.

16. Bolton Software development puts control in users hands // Canad. Petrol. J. 1984. V.25, N 7. P.12-16.

17. Bonnet A. et.al. Oil-data interpretation using expert system and pattern recognition technique // Proc. of IJCAI-8, 1983. P.80-87.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОГЛОЩЕНИЯ
ОБЪЕМНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН И НОРМАЛЬНЫХ ВОЛН
В ТОНКИХ СТЕРЖНЯХ И ПЛАСТИНАХ

Решение некоторых задач геоакустики сводится к экспериментальному исследованию колебаний тонких, по сравнению с длиной волны, стержней и пластин. В частности, это имеет место при проведении одно- и двумерного физического моделирования сейсмических волновых процессов, а также при измерениях на образцах некоторыми методами упругих свойств горных пород. В этих случаях обычно приходится рассматривать вопрос о преобразовании полученных результатов к трехмерным средам, так как колебания в тонких стержнях и пластинах существенно отличаются от колебаний в безграничной среде /8/.

Для идеально упругих сред существует аппарат таких преобразований (теория подобия упругих волновых явлений /7/; формулы, связывающие скорости объемных волн со стержневыми и пластиночными скоростями, и т.д.). В то же время для неупругих сред эти вопросы к настоящему времени разработаны недостаточно. В данной работе некоторые результаты, полученные в приближении идеальной упругости применительно к указанным направлениям геоакустики, обобщаются на случай линейно-неупругих сред.

Подобие частотных зависимостей поглощения
в безграничной среде, тонких стержнях и пластинах

Одно из основных положений теории подобия упругих волновых явлений как основы физического моделирования состоит в том, что в геометрически подобных идеально упругих средах природы и модели распространение сейсмических волн описывается тождественными безразмерными дифференциальными уравнениями. В одномерном случае распространения плоской волны вдоль координаты x — это обычные волновые уравнения вида /8/

$$\frac{\partial^2 u_y}{\partial x^2} - \frac{1}{c_y^2} \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} = 0, \quad (I)$$

где индекс q указывает тип волны; u_q — компонента смещения для данного типа; c_q — скорость распространения этой волны; t — время. Уравнение (I) описывает распространение как объемных волн в безграничном пространстве, так и нормальных волн наименьшего порядка (в дальнейшем для краткости будем называть их просто нормальными волнами) в тонких стержнях и пластинах.

Для поперечных волн в безграничной среде, пластине (для колебаний в плоскости пластины) и крутильных волн в стержне кругового сечения в уравнении (I) будет стоять одна и та же скорость $c_q = c_s$. Компонента смещения $u_q = u_s$ для безграничной среды может принимать значения u_y и u_z ; для пластины — u_y и для стержня — u_φ (угловое смещение при кручении стержня).

Для продольных волн в безграничной среде скорость в уравнении (I) будет иметь значение $c_q = c_p$, а для продольных нормальных волн в тонкой пластине ($q = D$) и тонком стержне ($q = B$) скорости равны соответственно

$$c_D = 2c_s \left(1 - c_s^2/c_p^2\right)^{1/2}, \quad (2)$$

$$c_B = c_s \left(\frac{3c_p^2 - 4c_s^2}{c_p^2 - c_s^2}\right)^{1/2}. \quad (3)$$

Компонента смещения u_q , принимающая в этих случаях значения соответственно u_p , u_D и u_B , равна $u_q = u_x$.

Распространение волн от точечного источника в тонкой пластине и цилиндрических волн в безграничной среде также описывается аналогичными двумерными волновыми уравнениями, которые лишь в случае продольных волн отличаются упругими константами, равными соответственно $c_q = c_D$ или $c_q = c_B$.

Таким образом, в приближении идеальной упругости адекватность соответствующих волновых уравнений позволяет проводить физическое моделирование волновых полей как на трехмерных моделях, так и, с точностью до размерности решаемых задач, на моделях, изготовленных в виде тонких пластин и стержней (двумерное и одномерное моделирование). В последних двух случаях за эффективные значения скорости P -волн принимаются соответственно скорости c_D и c_B .

В то же время известно, что все без исключения горные поро-

ды в той или иной мере поглощают энергию сейсмических волн, преобразуя ее в тепло. В линейно-неупругих средах распространение сейсмических волн можно также описывать уравнениями вида (I), формально введя вместо скоростей распространения C_q комплексные скорости /2,3,12/

$$C_q = C_q' + jC_q'' = \frac{C_q(1 + j\delta_q^0)}{1 + \delta_q^2} = \frac{C_q}{1 - j\delta_q^0}, \quad (4)$$

где $\delta_q^0 = \nu_q^0/2\pi = \alpha_q C_q/\omega$; C_q - фазовая скорость распространения, α_q - коэффициент и ν_q^0 - логарифмический декремент поглощения соответствующей волны; ω - круговая частота. В дальнейшем для краткости будем называть δ_q^0 просто декрементом.

Обратные формулы для C_q , α_q и δ_q^0 имеют вид

$$C_q = (C_q'^2 + C_q''^2) / C_q', \quad (5)$$

$$\alpha_q = \omega C_q'' / (C_q'^2 + C_q''^2), \quad \delta_q^0 = C_q'' / C_q'. \quad (6), (7)$$

Комплексные скорости C_q в общем случае частотно-зависимы:

$$C_q(\omega) = \frac{C_q(\omega)[1 + j\delta_q^0(\omega)]}{1 + \delta_q^0(\omega)^2} = \frac{C_q(\omega)}{1 - j\delta_q^0(\omega)} \quad (8)$$

Конкретный вид $C_q(\omega)$ зависит от принятого реологического закона, а зависимости $C_q(\omega)$ и $\delta_q^0(\omega)$ для выполнения принципа причинности должны удовлетворять известным дисперсионным соотношениям Крамерса-Кронига /3,12/.

Рассматривая подобие волновых явлений в поглощающих средах природы и модели, необходимо учитывать реологические законы, определяющие сейсмические процессы в этих средах /1/. Для адекватного отображения моделью реологии реальной среды можно потребовать, например, чтобы комплексные скорости (8), характеризующие свойства природы и модели, описывались тождественными выражениями. При моделировании сейсмических волновых полей в твердых трехмерных моделях это требование, по-видимому, в большинстве случаев выполняется, так как экспериментальные данные /6,14 и др./ о приблизительном постоянстве декрементов поглощения в твердых телах в широком диапазоне частот позволяют считать соотношения типа предложенных Кьяртансоном /13/ хорошей аппрокси-

мацией реологических свойств как природы, так и модели. Это же можно сказать и в отношении поперечных волн в пластине и крутильных волн в стержне кругового сечения, так как они имеют ту же природу, что и поперечные волны в безграничном пространстве.

Рассмотрим теперь, сохраняется ли вид частотных зависимостей $C_q(\omega)$ для продольных колебаний при переходе от безграничной среды к тонким пластинам и стержням из того же материала. Будем считать, что комплексные скорости P - и S -волн в безграничной среде описываются моделью Къяртансона /13/

$$c_q^p(\omega) = c_q^p = \text{const}, \quad c_q(\omega) = c_{q0} \tilde{\omega}_0^{\beta_q}, \quad (9), (10)$$

где $\beta_q = 1/\alpha \arctg [2d_y / (1 - d_y^2)]$; c_{q0} - фазовая скорость на произвольно заданной частоте ω_0 ; $\tilde{\omega}_0 = \omega/\omega_0$; $q = P, S$. Тогда для

$C_p(\omega)$ и $C_s(\omega)$ после подстановки выражений (9), (10) в формулу (8) при $q = P, S$ получим

$$C_p(\omega) = C_p'(\omega) + j C_p''(\omega) = C_{p0} \tilde{\omega}_0^{\beta_p} / (1 - j d_p^p), \quad (11)$$

$$C_s(\omega) = C_s'(\omega) + j C_s''(\omega) = C_{s0} \tilde{\omega}_0^{\beta_s} / (1 - j d_s^p). \quad (12)$$

Учитывая, что комплексные скорости позволяют формально использовать результаты, полученные для идеально упругих сред /12/, воспользуемся известными из теории упругости формулами (2), (3), связывающими скорости в безграничной среде со скоростями в тонких пластинах и стержнях, подставив в них соответствующие комплексные величины. Тогда для тонкой пластины комплексная скорость продольных нормальных волн равна

$$C_D(\omega) = C_D'(\omega) + j C_D''(\omega) = 2 C_s(\omega) \left[1 - \frac{C_s(\omega)^2}{C_p(\omega)^2} \right]^{1/2} \quad (13)$$

Подставив выражения (11), (12) в формулу (13), получим

$$C_D(\omega) = \frac{2 C_{s0} \tilde{\omega}_0^{\beta_s}}{1 - j d_s^p} \left[1 - \frac{C_{s0}^2 (1 - j d_p^p)^2 \tilde{\omega}_0^{2(\beta_s - \beta_p)}}{C_{p0}^2 (1 - j d_s^p)^2} \right]^{1/2} \quad (14)$$

Таким образом, частотная зависимость для комплексной скорости $C_D(\omega)$ продольных нормальных волн в тонкой пластине отличается по виду от аналогичных зависимостей для объемных волн.

Так как пластиночные фазовая скорость $C_D(\omega)$, коэффициент $\alpha_D(\omega)$ и декремент $d_D^j(\omega)$ поглощения определяются формулами (5)–(7) при $q = D$ через действительную и мнимую части комплексной скорости $C_D(\omega)$, они также могут отличаться по виду частотных зависимостей от соответствующих параметров объемных волн.

В случае $d_p^j = d_s^j = d^j$ (и соответственно $\beta_p = \beta_s = \beta$) комплексная скорость $C_D(\omega)$ принимает вид

$$C_D(\omega) = 2 C_{S0} \left(1 - \frac{C_{S0}^2}{C_{p0}^2} \right)^{1/2} \frac{\tilde{\omega}_0^{\beta_3}}{1 - j d^j} = \frac{C_{D0} \tilde{\omega}_0^{\beta_3}}{1 - j d^j} \quad (I5)$$

Т.е. при равенстве декрементов поглощения объемных P - и S -волн комплексная скорость $C_D(\omega)$ имеет тот же вид, что и скорости $C_p(\omega)$ и $C_s(\omega)$, причем фазовая скорость C_{D0} на опорной частоте ω_0 определяется по известной из теории упругости формуле (2) через фазовые скорости C_{p0} и C_{s0} на той же частоте, а декремент поглощения d_D^j равен декрементам этих волн $d_D^j = d_p^j = d_s^j = d^j$.

Аналогично для тонкого стержня, подставив комплексные скорости в известную из теории упругости формулу (3), можно записать для продольных нормальных волн:

$$C_B(\omega) = C_B'(\omega) + j C_B''(\omega) = C_S(\omega) \left[\frac{3 C_{p0}(\omega)^2 - 4 C_S(\omega)^2}{C_p(\omega)^2 - C_S(\omega)^2} \right]^{1/2} \quad (I6)$$

После подстановки в формулу (I6) выражений (II), (I2) получим

$$C_B(\omega) = \frac{C_{S0} \tilde{\omega}_0^{\beta_3}}{1 - j d_s^j} \left[\frac{3 C_{p0}^2 (1 - j d_s^j)^2 - 4 C_{S0}^2 \tilde{\omega}_0^{2(\beta_3 - \beta_p)} (1 - j d_p^j)^2}{C_{p0}^2 (1 - j d_s^j)^2 - C_{S0}^2 \tilde{\omega}_0^{2(\beta_3 - \beta_p)} (1 - j d_p^j)^2} \right]^{1/2} \quad (I7)$$

Как и в случае пластины, зависимость стержневой комплексной скорости от частоты не совпадает по виду с аналогичными зависимостями для объемных волн, что приводит к соответствующему изменению частотных зависимостей фазовых скоростей $C_B(\omega)$, коэффициентов $\alpha_B(\omega)$ и декрементов $d_B^j(\omega)$ поглощения.

При $d_p^j = d_s^j = d^j$ ($\beta_p = \beta_s = \beta$) выражение для комплексной скорости $C_B(\omega)$ упрощается

$$C_B(\omega) = C_{0s} \left(\frac{3 C_{p0}^2 - 4 C_{S0}^2}{C_{p0}^2 - C_{S0}^2} \right)^{1/2} \frac{\tilde{\omega}_0^{\beta_3}}{1 - j d^j} = \frac{C_{B0} \tilde{\omega}_0^{\beta_3}}{1 - j d^j} \quad (I8)$$

и, как и в случае пластины, имеет тот же вид, что и выражения

для комплексных скоростей $C_p(\omega)$ и $C_s(\omega)$. При этом фазовая скорость $C_{\theta 0}$ определяется, как и в идеальной упругости, по формуле (3) через скорости C_{p0} и C_{s0} на опорной частоте ω_0 , а декремент равен $d_B^0 = d_p^0 = d_s^0 = d$.

Таким образом, как в тонких пластинах, так и в тонких стержнях наиболее адекватное отображение частотных зависимостей поглощающих свойств реальных сред наблюдается при равенстве декрементов $d_p^0 = d_s^0 = d$ (и, следовательно, $d_p^0 = d_B^0 = d$). Этот вывод согласуется с полученными нами ранее экспериментальными данными о скоростях и поглощении в тонких стержнях и пластинах из винилпласта и плексигласа /2/, которые при близких декрементах поглощения d_s^0 , d_p^0 и d_B^0 хорошо аппроксимируются моделью Кьяртансона.

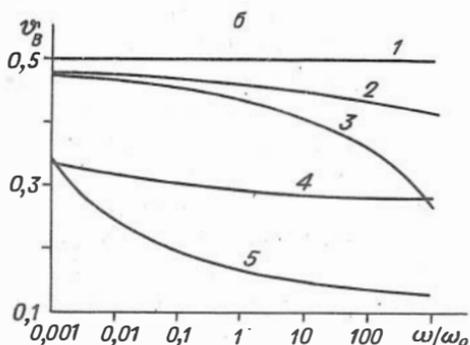
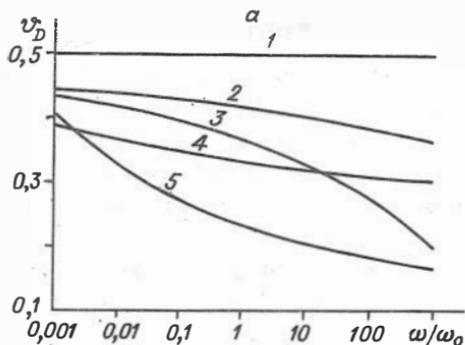
Изменение частотных зависимостей пластиночных и стержневых логарифмических декрементов поглощения ψ_p^0 и ψ_B^0 ($\psi_p^0 = d_p^0 c_p / f = 2\pi d_p^0$) для различных значений ψ_p^0 и ψ_s^0 при частотно-независимом (по Кьяртансону) поглощении объемных волн показано на рис. I. Из графиков видно, что при $\psi_p^0 \neq \psi_s^0$ декременты ψ_p^0 и ψ_B^0 убывают с частотой, причем увеличение различия декрементов ψ_p^0 и ψ_s^0 приводит к более сильной частотной зависимости декрементов ψ_p^0 и ψ_B^0 . Если при $\psi_p^0 > \psi_s^0$ наклон кривых с ростом частоты уменьшается, то при $\psi_p^0 < \psi_s^0$ - увеличивается, что приводит к появлению на больших частотах отрицательных декрементов ψ_p^0 и ψ_B^0 . Последнее обстоятельство связано с большей дисперсией S-волн относительно P-волн, в результате чего отношение C_s/C_p на больших частотах превышает единицу. Из сказанного следует, что либо ψ_s^0 не может превышать ψ_p^0 (тогда пришлось бы подвергнуть ревизии некоторые экспериментальные данные, свидетельствующие об обратном /5,12 и др./, либо модель Кьяртансона не адекватна реальным зависимостям во всем частотном диапазоне.

Аналогичные приведенным выше для модели Кьяртансона результаты можно получить и для других реологических законов. Резюмируя, отметим следующие основные моменты, которые необходимо учитывать при одномерном и двумерном моделировании волновых полей в поглощающих средах.

Для одинаковых реологических законов в реальной среде и модельном материале приблизительное равенство декрементов поглощения $\psi_p^0 \approx \psi_s^0$ обеспечивает подобие частотных зависимостей скорос-

Рис. I. Частотные зависимости декрементов поглощения продольных нормальных волн в тонкой пластине (а) и тонком стержне (б) при частотно-независимом (модель Кьяртансона) поглощении объемных Р- и S-волн:

Р- и S-волн:
 I - $\nu_p = \nu_s = 0,5$; 2 - $\nu_p = 0,25, \nu_s = 0,5$; 3 - $\nu_p = 0,1, \nu_s = 0,5$; 4 - $\nu_p = 0,5, \nu_s = 0,25$; 5 - $\nu_p = 0,5, \nu_s = 0,1$



тей и поглощения продольных волн в реальной среде и ее одномерной и двумерной моделях. При несовпадении ν_p^* и ν_s^* эти зависимости могут отличаться, и вопрос о степени подобия волновых явлений в природе и модели должен решаться после экспериментального исследования частотных свойств поглощения соответственно в стержнях или пластинах из модельного материала.

Определение скоростей и поглощения объемных сейсмических волн по измерениям в тонких стержнях и пластинах

При изучении механических характеристик горных пород, в частности, скоростей и поглощения сейсмических волн, ведущая роль

принадлежит измерениям на образцах. Это связано с высокой точностью таких измерений, возможностью изменять термодинамические условия, вид насыщающего флюида и степень насыщения образцов при жестком контроле вещественного состава, структурных и текстурных особенностей изучаемых пород. В настоящее время изучение скоростей и поглощения сейсмических волн в образцах горных пород проводится в основном двумя методами – импульсным и резонансным /10/.

Импульсный метод применяется в высокочастотном (мегагерцевом) диапазоне, при этом как продольные, так и поперечные размеры образцов существенно превышают длину волны импульсов на преобладающей частоте, и измеряются, таким образом, параметры объемных волн. Однако точность метода при исследовании поглощающих свойств относительно невелика, так как в объемных образцах происходит дополнительное ослабление акустических импульсов из-за расхождения ультразвукового пучка, влияния пьезопреобразователей, контактных слоев и других эффектов, которые трудно полностью учесть при обработке результатов измерений. Кроме того, в мегагерцевом диапазоне частот основной вклад в затухание вносит рассеяние на зернах породообразующих минералов, размеры которых сравнимы с длинами волн на этих частотах.

Поэтому большая часть измерений поглощающих свойств горных пород в последнее время (обзоры лабораторных экспериментов даны в работах /9,15/) выполнена резонансным методом на тонких, по сравнению с длиной волны, стержневых образцах в низкочастотном (килогерцевом) диапазоне. На таких частотах рассеяние на зернах пород пренебрежимо мало в сравнении с поглощением, поэтому резонансный метод предпочтительнее импульсных исследований на объемных образцах при измерении диссипативных потерь. Кроме того, точность резонансного метода выше, так как большинство эффектов, приводящих к дополнительному затуханию импульсов в объемных образцах, здесь практически не проявляется.

При возбуждении крутильных колебаний в тонком стержне кругового сечения по резонансной частоте и ширине резонанской кривой определяют скорость c_s и поглощение Q_s^{-1} поперечных волн, а при возбуждении продольных колебаний – стержневые скорость c_b и поглощение Q_b^{-1} продольных нормальных волн. Заметим здесь, что поскольку диссипативная постоянная $Q_q^{-1} = \text{Im}(c_q^2) / \text{Re}(c_q^2)$

/12/, то ее связь с декрементом d_q выражается соотношениями

$$Q_q^{-1} = 2c_q / (1 - d_q^2), \quad d_q = (Q_q^2 + 1)^{1/2} - Q_q \quad (19), (20)$$

Стержневые измерения используются для вычисления скорости объемных P -волн по известной из теории упругости формуле

$$c_p = c_s \left(\frac{4c_s^2 - c_b^2}{3c_s^2 - c_b^2} \right)^{1/2}, \quad (21)$$

а для определения поглощения P -волн Q_p^{-1} часто используют /11, 16, 17 и др./ формулу пересчета

$$Q_p^{-1} = \frac{(1 + \nu) Q_b^{-1} - 2\nu(2 - \nu) Q_s^{-1}}{(1 - \nu)(1 - 2\nu)}, \quad (22)$$

где $\nu = c_b^2 / 2c_s^2 - 1$ - коэффициент Пуассона.

Формула (22) получена в предположении о малых потерях, и для высокопоглощающих материалов ее применение может приводить к существенным погрешностям. То же можно сказать и относительно формулы (21), справедливой для идеально упругих материалов. Для высокопоглощающих материалов следует использовать точные формулы, которые можно получить /2/, воспользовавшись понятием о комплексных скоростях. Заметим, что как соотношения (21), (22), так и приведенные ниже справедливы для фиксированной частоты, так как они не учитывают вид частотных зависимостей входящих в них параметров.

Перепишем формулу (21), заменив в ней скорости распространения c_p , c_s и c_b на соответствующие комплексные скорости:

$$c_p = c_s \left(\frac{4c_s^2 - c_b^2}{3c_s^2 - c_b^2} \right)^{1/2}. \quad (23)$$

Подставив в соотношение (23) выражения (4) для комплексных скоростей при $q = S, B$ и проведя несложные преобразования, можно получить формулы для скорости c_p и декремента d_p объемных P -волн. Ниже для упрощения будем использовать следующие обозначения:

$$A_q = c_q^{12} - c_q^{n2} = c_q^2 (1 - d_q^2) / (1 + d_q^2)^2, \quad (24)$$

$$B_q = 2 C_q'^2 C_q''^2 = 2 C_q^2 d_q^2 / (1 + d_q^2)^2. \quad (25)$$

Формулы для действительной C_p' и мнимой C_p'' частей комплексной скорости C_p объемной P -волны имеют вид

$$C_p' = [C_s'(W_1 W_2 + \mathcal{F})^{1/2} \mp C_s''(W_1 W_2 - \mathcal{F})^{1/2}] / \sqrt{2} W_2, \quad (26)$$

$$C_p'' = [C_s''(W_1 W_2 + \mathcal{F})^{1/2} \pm C_s'(W_1 W_2 - \mathcal{F})^{1/2}] / \sqrt{2} W_2, \quad (27)$$

где $\mathcal{F} = G_1 G_2 + H_1 H_2$,

$$W_1 = (G_1^2 + H_1^2)^{1/2}, \quad W_2 = (G_2^2 + H_2^2)^{1/2},$$

$$G_1 = 4A_S - A_B, \quad G_2 = 3A_S - A_B,$$

$$H_1 = 4B_S - B_B, \quad H_2 = 3B_S - B_B,$$

а действительная C_s' и мнимая C_s'' части комплексной скорости C_s

S -волны определяются выражением (4) при $q = S$. В формулах (26), (27) верхний знак берется при $(H_1 G_2 - H_2 G_1) > 0$, а нижний - при $(H_1 G_2 - H_2 G_1) < 0$.

Определив из выражений (26-27) C_p' и C_p'' , по формулам (5) и (7) при $q = P$ легко вычислить искомые значения скорости распространения C_p и декремента d_p^2 объемной P -волны. Хотя соотношения (26), (27) имеют довольно громоздкий вид, они легко программируются и вычисления по ним не представляют сложности.

Зависимости логарифмических декрементов поглощения \mathcal{V}_p^2 от декрементов \mathcal{V}_B^2 для разных отношений $\mathcal{V}_B^2 / \mathcal{V}_S^2$ (декременты \mathcal{V}_q^2 связаны с декрементами d_q^2 соотношением $\mathcal{V}_q^2 = 2\pi d_q^2$) приведены на рис. 2, а. Сплошными линиями изображены кривые, рассчитанные по формуле (7) при $q = P$ с учетом выражений (26), (27), пунктиром - по приближенной формуле (22) и соотношениям (19), (20), связывающим диссипативную постоянную Q_q^{-1} с декрементом поглощения d_q^2 . Расчеты проведены для $C_B / C_S = 1,5$. Как видно из рисунка, только при $\mathcal{V}_S^2 \approx \mathcal{V}_B^2$ формула (22) дает хорошую точность независимо от величины поглощения. Для существенно отличающихся \mathcal{V}_S^2 и \mathcal{V}_B^2 пог-

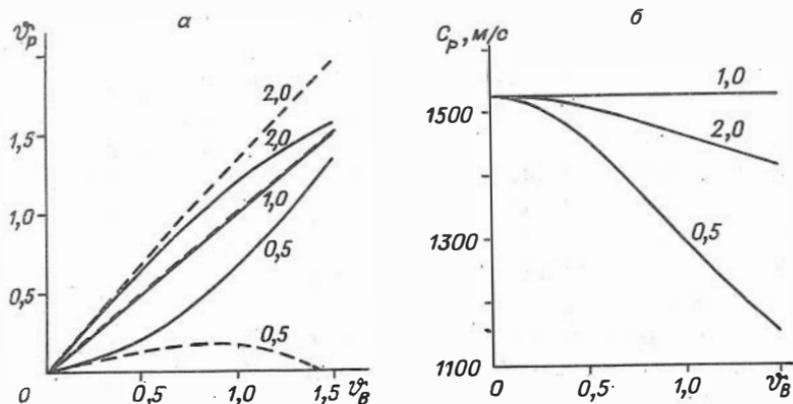


Рис.2. Зависимость вычисляемых по стержневым параметрам декремента поглощения (а) и скорости (б) объемных p -волн от декремента поглощения ψ_B стержневых продольных нормальных волн (пунктир - расчеты по приближенной формуле).

$C_B = 1500$ м/с, $C_S = 1000$ м/с; параметр кривых - ψ_B / ψ_S .

решности определения декремента ψ_p по этой формуле могут достигать значительных величин, причем с ростом поглощения эти погрешности возрастают.

Скорость C_p , вычисленная по стержневым параметрам с учетом поглощения, также зависит от его величины. Это иллюстрирует рис.2,б, на котором приведены результаты расчетов по формуле (5) с учетом выражений (26), (27) зависимости C_p от ψ_B при фиксированных $C_S = 1000$ м/с и $C_B = 1500$ м/с для различных отношений ψ_B / ψ_S . Графики показывают, что при равенстве декрементов поглощения скорость C_p не зависит от их величины и равна скорости в отсутствие поглощения, определяемой формулой (21). При $\psi_S \neq \psi_B$ скорость C_p , вычисленная с учетом поглощения, уменьшается при его возрастании, и при достаточно большом поглощении C_p может стать меньше C_B (чего в случае идеальной упругости быть не может).

Нужно заметить, что в действительности, конечно, свойства материала определяют свойства изготовленного из него стержня, а не наоборот. Однако подобный подход может быть применен и для

пересчета пространство-стержень с результатами, аналогичными полученным выше.

Наряду с тонкими стержнями для исследования скоростей и поглощения в горных породах (например, по профильной методике /2,4/) можно использовать образцы, изготовленные в виде тонких пластин. Возбуждая в пластине сдвиговые колебания, смещение в которых направлено параллельно плоскостям пластины, можно измерить скорость распространения и декремент поглощения нормальной SH-волны, которые совпадают со скоростью и декрементом поглощения объемной поперечной волны.

При возбуждении продольных колебаний в тонкой пластине распространяются продольные нормальные волны, скорость C_D которых в случае идеальной упругости связана со скоростями объемных продольных C_p и поперечных C_s волн известным соотношением

$$C_p = 2 C_s^2 / (4 C_s^2 - C_D^2)^{1/2}. \quad (28)$$

Для линейно-неупругих сред, переписав формулу (28) для комплексных скоростей

$$C_p = 2 C_s^2 / (4 C_s^2 - C_D^2)^{1/2}, \quad (29)$$

и подставив в уравнение (29) выражения (4) при $q = S, D$, можно определить действительную и мнимую части комплексной скорости C_p объемной P-волны:

$$C_p' = \frac{A_s [2(W+G)]^{1/2} \pm B_s [2(W-G)]^{1/2}}{W}, \quad (30)$$

$$C_p'' = \frac{B_s [2(W+G)]^{1/2} \mp A_s [2(W-G)]^{1/2}}{W}, \quad (31)$$

где

$$W = (G^2 + H^2)^{1/2}, \quad G = 4A_s - A_D, \quad H = 4B_s - B_D,$$

а A_s, B_s, A_D и B_D вычисляются по формулам (24), (25) при $q = S, D$. В выражениях (30), (31) верхний знак берется при $H > 0$, а нижний — при $H < 0$.

По вычисленным C_p' и C_p'' можно, воспользовавшись соотношениями (5) и (7) при $q = P$, рассчитать скорость C_p и декремент C_p'' объемной P-волны. Как изменяются вычисленные по пластиночным

измерениям декремент поглощения и скорость объемных P -волн при возрастании пластиночного декремента поглощения показано на рис. 3. Графики носят тот же характер, что и для пересчета стержень-пространство. Отметим, что при $v_s^* \neq v_D^*$ пластиночная скорость, как и стержневая, при достаточно большом поглощении может стать больше скорости c_p .

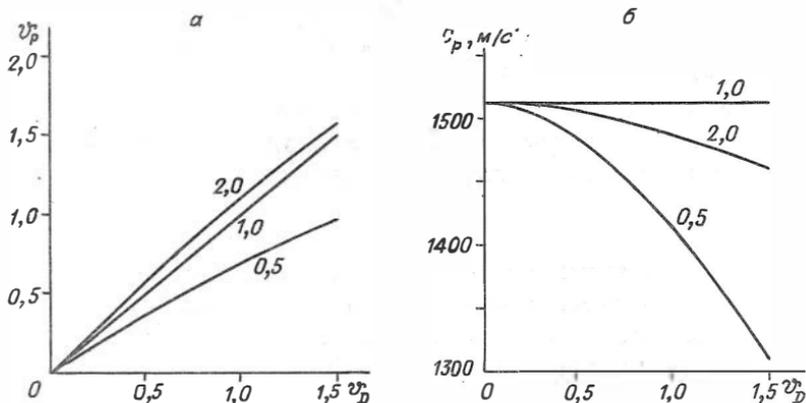


Рис. 3. Зависимость вычисляемых по пластиночным параметрам декремента поглощения (а) и скорости (б) объемных P -волн от декремента поглощения v_D^* пластиночных продольных нормальных волн. $c_D = 1500$ м/с, $c_s = 1000$ м/с; параметр кривых - v_D^*/v_s^* .

Аналогично по скоростям c_s , c_D и декрементам δ_s , δ_D поперечных и стержневых продольных нормальных волн можно определить соответствующие величины c_D и δ_D для продольных нормальных волн в тонкой пластине. Поскольку известная из теории упругости формула, связывающая c_s , c_D и δ_D ,

$$c_D = 2 c_s^2 / (4 c_s^2 - c_D^2)^{1/2} \quad (32)$$

имеет тот же вид, что и формула (28), для определения c_D и δ_D можно воспользоваться соотношениями (30), (31) заменив в них величины с индексом D на соответствующие величины с индексом B , а величины с индексом P на такие же с индексом D .

Подставив затем полученные значения C_D' и C_D'' в выражения (5) и (7) при $q = D$, определим искомые величины C_D и v_D' . Практически это сводится к использованию для пересчета стержень-пластина той же компьютерной программы, что и для пересчета пластина-пространство.

Для экспериментальной проверки описанных формул пересчета были использованы полученные ранее [2] результаты измерений на тонких стержнях и пластинах из винилпласта и плексигласа. В таблице приведены экспериментальные декременты поглощения v_s^* , v_B^* и v_D^* и декременты \hat{v}_D , вычисленные по v_s^* , v_B^* и скоростям c_s , c_B на частоте 20 кГц по описанной выше методике.

Вычисленные значения декрементов \hat{v}_D удовлетворительно согласуются с экспериментальными декрементами v_D^* .

Сопоставление экспериментальных и вычисленных
(по данным измерений в тонких стержнях)
декрементов поглощения продольных нормальных волн
в тонких пластинах

Материал	v_s^*	v_B^*	v_D^*	\hat{v}_D	$\frac{ v_D^* - \hat{v}_D }{v_D^*}, \%$
Винилпласт	0,159	0,154	0,164	0,144	12,2
Плексиглас	0,083 (0,069)	0,078 (0,065)	0,062 -	0,073 (0,06)	17,7 (3,2)

Нужно заметить, что указанные эксперименты были ориентированы на решение других задач (в частности, на определение частотных зависимостей скоростей и поглощения нормальных волн), и их постановка не вполне корректна в смысле использования результатов измерений на стержнях и пластинах для сравнения. Так, измерения на пластинах велись по профилям в центральной их части, а стержни отрезались от краев пластин, где свойства материалов могут существенно отличаться; эти свойства могли изменяться при механической обработке стержней и т.д.

Поэтому дополнительно был проведен контрольный эксперимент^ж на плексигласовом стержне, вырезанном из центральной части пластины (см. таблицу, цифры в скобках). Оценки декрементов в контрольном эксперименте получены как средние в частотном диапазоне 17–27 кГц, где в основном была сосредоточена энергия исследуемых сигналов. Для фазовых скоростей по экспериментальным годографам получены значения $c_s = 1318$ м/с, $c_b = 2188$ м/с. Как видно из таблицы, вычисленный по данным контрольного эксперимента декремент поглощения $\hat{\nu}_D^*$ лучше согласуется с экспериментальным $\hat{\nu}_D^*$.

Аналогичное сопоставление проведено по результатам измерений в тонких пластинах и объемных блоках из плексигласа (экспериментальные данные предоставлены С.М.Харламовым). По измеренным скоростям $c_s = 1350$ м/с, $c_D = 2300$ м/с и декрементам поглощения $\hat{\nu}_s^* = 0,074$, $\hat{\nu}_D^* = 0,065$ поперечных и продольных нормальных волн в тонкой пластине по описанной выше методике получено значение декремента поглощения объемных P -волн $\hat{\nu}_P^* = 0,05$. Прямые измерения декремента P -волн на объемном блоке дали значение $\hat{\nu}_P^* = 0,046$. Таким образом, различие декрементов, полученных при прямых и косвенных измерениях, составляет 8,7 %.

ж ж

ж

1. Скорости и поглощение продольных нормальных волн в тонких стержнях и пластинах могут отличаться по виду частотных зависимостей от скоростей и поглощения объемных волн в материалах, из которых эти стержни и пластины изготовлены. Тожественность частотных свойств наблюдается лишь при равенстве декрементов поглощения $\hat{\nu}_P^* = \hat{\nu}_S^*$ (которые в этом случае совпадают со стержневыми и пластиночными декрементами $\hat{\nu}_b^*$ и $\hat{\nu}_D^*$), что согласуется с полученными ранее экспериментальными данными. Это необходимо учитывать при определении степени подобия сейсмических волновых явлений в реальных поглощающих средах и их одномерных и двумерных моделях.

2. Получены формулы для вычисления скоростей и поглощения объемных сейсмических волн по измерениям в тонких стержнях и пластинах. Показано, что приближенные формулы, обычно применяе-

^ж Контрольный эксперимент проведен Е.Н.Бобковым и Ф.Ф.Воронковым.

мые для таких расчетов, в случае высокопоглощающих материалов могут приводить к большим погрешностям при $\hat{\nu}_p \neq \hat{\nu}_s$, но дают хорошую точность при $\hat{\nu}_p \approx \hat{\nu}_s$.

3. В отличие от идеально упругих сред, в высокопоглощающих материалах при $\hat{\nu}_p \neq \hat{\nu}_s$ стержневая и пластиночная скорости продольных нормальных волн могут превышать скорость объемных ρ -волн.

4. Формулы пересчета стержень-пластина и пластина-массив опробованы на экспериментальных данных. Вычисленные по пластиночным измерениям декременты поглощения объемных ρ -волн $\hat{\nu}_p$, а также вычисленные по стержневым измерениям пластиночные декременты $\hat{\nu}_D$ удовлетворительно согласуются с соответствующими декрементами $\hat{\nu}_p$ и $\hat{\nu}_D$, определенными по результатам прямых измерений.

Литература

1. Аверко Е.М. Подобие сейсмических процессов // Геоакустические исследования по многоволновой сейсморазведке. Новосибирск, 1987. С.5-20.

2. Аверко Е.М., Колесников Ю.И. Об одной модели поглощения сейсмических волн // Геоакустические исследования по многоволновой сейсморазведке. Новосибирск, 1987. С.20-42.

3. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. М.: Мир, 1983. Т.1. 520 с.

4. Боканенко Л.И. Дисперсия и поглощение поперечных волн в винилпласте и плексиглазе // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. № 8. С.93-100.

5. Васильев Ю.И., Гуревич Г.И. О соотношении между декрементами затухания и скоростями распространения продольных и поперечных волн // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962. № 12. С.1695-1716.

6. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах / Берзон И.С., Епинагьева А.М., Парийская Г.Н., Стародубовская С.П. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 511 с.

7. Ивакин Б.Н. Методы моделирования сейсмических волновых явлений. М.: Наука, 1969. 287 с.

8. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Т.УП. Теория упругости. М.: Наука, 1967. 248 с.

9. Колесников Ю.И. Поглощение сейсмических волн в горных породах (обзор) // Геоакустические исследования по многоволновой сейсморазведке. Новосибирск, 1987. С.42-72.

10. Мак-Скимин Г. Ультразвуковые методы измерения механических характеристик жидкостей и твердых тел // Физическая акустика / Под ред. У.Мэзона. М.: Мир, 1966. Т.1.С.140-203.

11. Меркулова В.М. Поглощение ультразвуковых волн в горных породах в области частот 10-160 кГц // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 6. С.20-25.

12. Сейсморазведка: Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 464 с.

13. Kjartansson E. Constant Q - wave propagation and attenuation // J. Geophys. Res. 1979. V.84, N B9. P.4737-4748.

14. Knopoff L. Q // Rev. Geophys. Space Phys. 1964. V.2, N 4. P.625-660.

15. Mavko G., Kjartansson E., Winkler K. Seismic wave attenuation in rocks // Rev. Geophys. Space Phys. 1979. V.17, N 6. P.1155-1164.

16. Murphy W.F., III. Effects of partial water saturation on attenuation in Massilon sandstone and Vycor porous glass // J. Acoust. Soc. Amer. 1982. V.71, N 6. P.1458-1468.

17. Winkler K.W., Nur A. Pore fluids and seismic attenuation in rocks // Geophys. Res. Lett. 1979. V.6, N 1. P.1-4.

МОДЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ
В УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КУЗБАССА
ПРИ НАЛИЧИИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Проблема выявления разрывных нарушений угольных пластов является весьма актуальной для угледобывающей промышленности. Неожиданное появление в забоях лав тектонических нарушений обычно ведет к снижению производительности горных машин, дополнительным затратам, а иногда и к прекращению на длительный срок эксплуатационных работ на целых участках.

В Кузбассе широко развиты разрывные нарушения типа сбросов, взбросов, сдвигов с углами падения $45-60^\circ$. Зону дробления пород, приуроченную к таким нарушениям, в первом приближении можно рассматривать как крутопадающий слой пониженной скорости в однородной вмещающей среде. Сверху угленосные породы обычно перекрыты четвертичными отложениями, характеризующимися низкими скоростями и высоким поглощением сейсмических волн.

Для указанных типов разрывных нарушений разработана и применяется на угольных месторождениях Кузбасса методика полевых работ, основанная на регистрации отраженных волн от контактов нарушенных и ненарушенных пород. Волновые картины, наблюдаемые в таких условиях, носят весьма сложный характер, что связано с интерференцией большого числа волн различных типов. Для выявления природы регистрируемых волн необходимо проведение модельных исследований сейсмических волновых полей в структурах указанных типов.

Применение математических методов не позволяет с требуемой точностью и достаточно эффективно рассчитывать сейсмограммы для данных сейсмогеологических условий, так как исследуемые объекты соизмеримы, а иногда и меньше длин регистрируемых волн, имеются угловые точки выклинивания и т.д. Кроме того, расчет синтетических сейсмограмм чаще всего проводится для идеально упругих сред, а как породы верхней части разреза /1/, так и зоны дробления угленосных пород /2/ характеризуются сильным поглощением сейсмических волн. Это приводит не только к дополнительному затуханию волн, проходящих через поглощающие породы, но и к существенному отличию от случая идеальной упругости коэффициентов

отражения и преломления, особенно при углах падения, близких к критическим /6/ (а именно под такими углами преломляются на границе четвертичные отложения – угленосная толща регистрируемые отражения от крутопадающих разрывных нарушений).

Поэтому в лаборатории геоакустики ИГиГ СО АН СССР проведено физическое моделирование сейсмических волновых полей для описанных выше структур. Несмотря на присущие физическому моделированию ограничения (в данном случае двумерность моделей, наличие аддитивных случайных и регулярных помех и т.д.), оно свободно от упомянутых выше недостатков математического моделирования. Ниже описаны методика и результаты модельных экспериментов.

Методика модельных исследований

Эксперименты проводились на аппаратно-вычислительном комплексе для физического моделирования сейсмических волновых полей, описание которого дано в работе /1/. Не останавливаясь на технических подробностях, заметим лишь, что комплекс позволяет получать сейсмограммы как в цифровом виде (запись ведется на накопитель "Изот-5003" в формате, позволяющем дальнейшую обработку проводить на ЭВМ серии ЕС), так и в графическом – при отрисовке на входящем в состав комплекса графопостроителе.

Двумерные модели изготавливались из склеенных эпоксидной смолой "в ребро" листовых материалов толщиной $d_0 = 2$ мм. При этом преобладающие длины волн λ в пластике, моделирующем четвертичные отложения, составляли не менее 2 см, а в других, более высокоскоростных, материалах были существенно больше. Таким образом, условие $\lambda \gg d_0$ выполнялось для всех частей модели, и исследуемые волновые процессы можно считать двумерными.

Источник сейсмических волн типа вертикально направленной силы моделировался бруском из пьезокерамики ЦТС-19 размером $8 \times 10 \times 20$ мм, который приклеивался эпоксидной смолой к ребру модели, имитирующему дневную поверхность. Сейсмоприемник моделировался биморфным пьезоэлементом, который устанавливался на край модели таким образом, чтобы его ось максимальной чувствительности была направлена перпендикулярно свободной границе в плоскости модели. При проведении экспериментов приемник передвигался по

профиль вдоль свободной границы, а источник оставался неподвижным. Таким образом имитировалась реальная ситуация, когда возбуждение упругих колебаний производится ударным способом на дневной поверхности, а регистрация сейсмических волн осуществляется при помощи вертикальных сейсмоприемников типа СВ.

Для обеспечения точечного контакта приемника со средой конец биморфного пьезоэлемента, опирающийся на модель, был заострен, в результате чего площадь контакта приемника с моделью не превышала $0,1 \text{ мм}^2$ при длинах волн порядка нескольких сантиметров. Для подавления волн-помех, отраженных от боковых ребер модели, последние демпфировались слоем пластилина.

В основу выбора моделей положены данные о реальных геологических разрезах /4/. Материалы для моделей подбирались в соответствии с теорией подобия упругих волновых явлений /3/, согласно которой должно соблюдаться постоянство констант подобия во всех сходственных точках двух геометрически подобных сред (натуры и модели).

Скорости c_p и декременты поглощения ν_p продольных волн, а также плотности ρ и отношения скоростей $\gamma = c_s / c_p$ реальных сред и модельных материалов приведены в табл. I (для модельных материалов даны пластиночные скорости и декременты поглощения продольных нормальных волн). Там же представлены константы подобия для скоростей $K_c = c_{pn} / c_{pm}$ и для плотностей $K_\rho = \rho_n / \rho_m$ (н - для природы, м - для модели).

Константа геометрического подобия для длин была выбрана исходя из средних размеров реальных геологических структур $K_\ell = \ell_n / \ell_m = 500$. Определяемая значениями K_c и K_ℓ константа подобия для частот $K_f = f_n / f_m = K_c / K_\ell$ фиксировалась подбором соответствующей преобладающей частоты f_m регистрируемых ультразвуковых импульсов ($f_m \approx 20 \text{ кГц}$). Итак, учитывая, что приведенные в табл. I диапазоны изменения констант подобия K_c и K_ρ для различных частей модели перекрываются, а безразмерные параметры ν_p и γ для сходственных точек природы и модели близки, волновые явления в модели и в моделируемых реальных средах можно считать подобными (с точностью до размерности задачи).

Наряду с моделями однородных крутопадающих низкоскоростных слоев, для исследования волнового поля, регистрируемого в условиях градиентного изменения физических свойств в зонах разрывных

Параметры реальных сред и модельных материалов

Реальная среда Модель	$c_p, \text{м/с}$	$\rho, \text{г/см}^3$	v_p	γ	K_c	K_p
Четвертичные отложения	400-900	1,8-2,5	0,4-1,0	—	0,37-0,83	1,44-2,0
Пластик	1089	1,25	0,78	—		
Зона дробления	1300-3000	2,2-2,6	0,2	0,5-0,6	0,72-1,67	1,83-2,17
Винилпласт	1797	1,2	0,164	0,58		
Угленосные породы	2000-4000	2,3-2,6	0,02-0,1	0,5-0,6	0,58-1,17	1,95-2,2
Гетинакс	3428	1,18	0,08	0,55		

Примечание. Оценка v_p зоны дробления получена по данным работы /2/.

Таблица 2

Параметры дырчатого слоя

Номер линий	$b, \text{мм}$	$Q_0, \%$	$c_p^*, \text{м/с}$	$\rho^*, \text{г/см}^3$
1	1,8	35,3	2175	0,76
2	1,5	24,5	2520	0,89
3	1,2	15,7	2830	0,99
4	0,9	8,8	3085	1,08
5	0	0	3428	1,18

нарушений /5/, проведен эксперимент на модели слоя с нерезкими границами. Управление скоростью и плотностью в таком слое осуществлялось путем перфорации в гетинаксе, моделирующем угленосные породы, отверстий различного диаметра по треугольной сетке, имеющей наименьшую анизотропию по сравнению с другими регулярными сетками. Диаметр отверстий увеличивался от границы к осевой линии слоя.

Для частотного диапазона, в котором проводились исследования, всегда выполнялось условие $\lambda \gg b$ (где b — диаметр отверстий), поэтому такой дырчатый слой может считаться макрооднородным /7/. Эффективная скорость c_p^* и плотность ρ^* для него определяются дырчатостью $Q_0 = \pi b^2 \sqrt{3} / 8 h^2$,

где h – шаг между линиями перфорации (в нашем случае $h = 2,5$ мм).

Эффективная плотность вычисляется по формуле

$$\rho^* = \rho (1 - Q_0),$$

где ρ – плотность исходного материала. Для определения эффективной скорости в дырчатой пластине мы воспользовались методом расчета, изложенным в работе /8/. В табл.2 приведены диаметры отверстий, а также пористость, эффективные скорость C_p^* и плотность ρ^* , соответствующие этим диаметрам. Линия № I соответствует оси слоя, линия № 5 – его границе с "ненарушенными породами".

На рис. I показаны моделируемые по оценкам для реальных сред зависимости скорости C_p и плотности ρ в зоне дробления от рас-

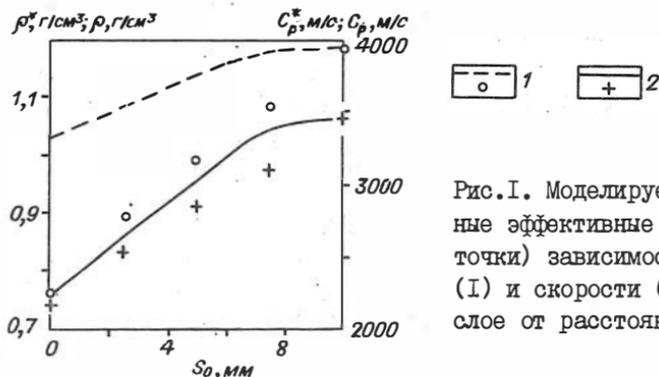


Рис. I. Моделируемые и расчетные эффективные (отдельные точки) зависимости плотности (I) и скорости (2) в дырчатом слое от расстояния до оси слоя

стояния S_0 до ее оси (пересчитанные на моделирующий угленосные породы гетинакс по константам подобия K_c , K_p и K_e). Отдельными точками даны расчетные эффективные параметры из табл.2. Согласие моделируемой кривой с эффективной для скорости существенно лучше, чем для плотности, так как при выборе диаметра перфорируемых отверстий мы ориентировались, в первую очередь, на зависимость для скорости, а зависимость для плотности определялась получившейся в результате такого выбора пористостью Q_0 .

Результаты моделирования

На моделях с однородным крутопадающим слоем проведена серия экспериментов для различных углов падения моделируемых зон разрывных нарушений (45° и 60°), мощности этих зон (2; 6 и 20 см) и покрывающей толщи (2; 6 и 10 см) при разных удалениях источника от проекции угловой точки выклинивания на дневную поверхность. Для слоя с градиентным изменением физических свойств (см. рис.1), падающего под углом 60° , модельные эксперименты при разных удалениях источника проводились для покрывающей толщи мощностью 6 см.

Для иллюстрации на рис.2 представлены геометрия модели с тонким ($0,25-0,3\lambda$) однородным слоем мощностью 2 см, падающим под углом 60° и перекрытым "четвертичными отложениями" мощностью 2 см, а также волновое поле, полученное для этой модели. Волновое поле и геометрия модели для слоя с градиентным изменением физических свойств показаны на рис.3.

Анализ результатов физического моделирования показал, что сейсмограммы, зарегистрированные на моделях крутопадающих разрывных нарушений угленосной толщи, перекрытых четвертичными отложениями, представляют сложные волновые картины.

Основной вклад в волновое поле вносят продольные преломленные волны (P_{I2I} , P_{I3I}), пришедшие от контакта, имитирующего границу четвертичные отложения - коренные породы. Так как при моделировании мощность покрывающей толщи была постоянной, то кажущаяся скорость преломленных (головных) волн равна граничной скорости волн, распространяющихся в подстилающей толще. Цуг преломленных волн характеризуется несколькими фазами колебаний.

В последующих вступлениях регистрируются продольные отраженные волны (P_{I22I} , P_{I233I} , P_{I2332I}), формирующиеся на границах наклонного слоя, имитирующего зону разрывного нарушения угленосной толщи. Оси синфазности этих волн имеют противоположный наклон по сравнению с преломленными волнами. По динамическим характеристикам отраженные волны визуально не отличаются от преломленных.

На фоне продольных преломленных (P_{I2I} , P_{I3I}) и отраженных (P_{I22I} , P_{I233I} , P_{I2332I}) волн регистрируются обменные преломленные волны ($P_1 S_2 P_1$, $P_1 S_3 P_1$). Обмен происходит на границе "чет-

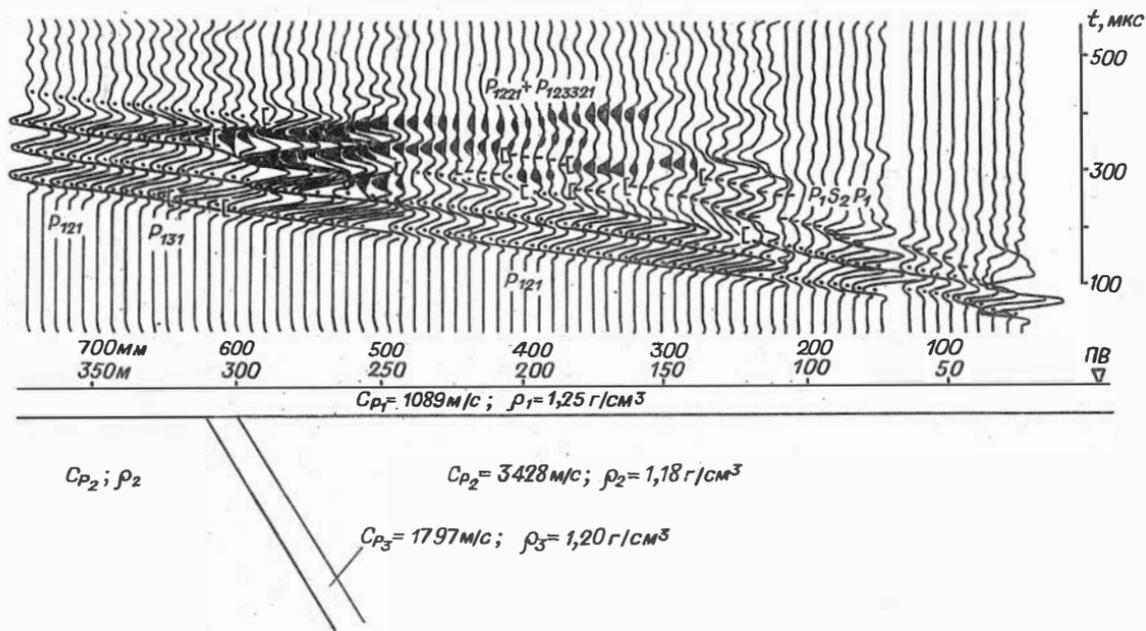


Рис. 2. Волновое поле над моделью с тонким (0,25–0,3 л) однородным наклонным слоем

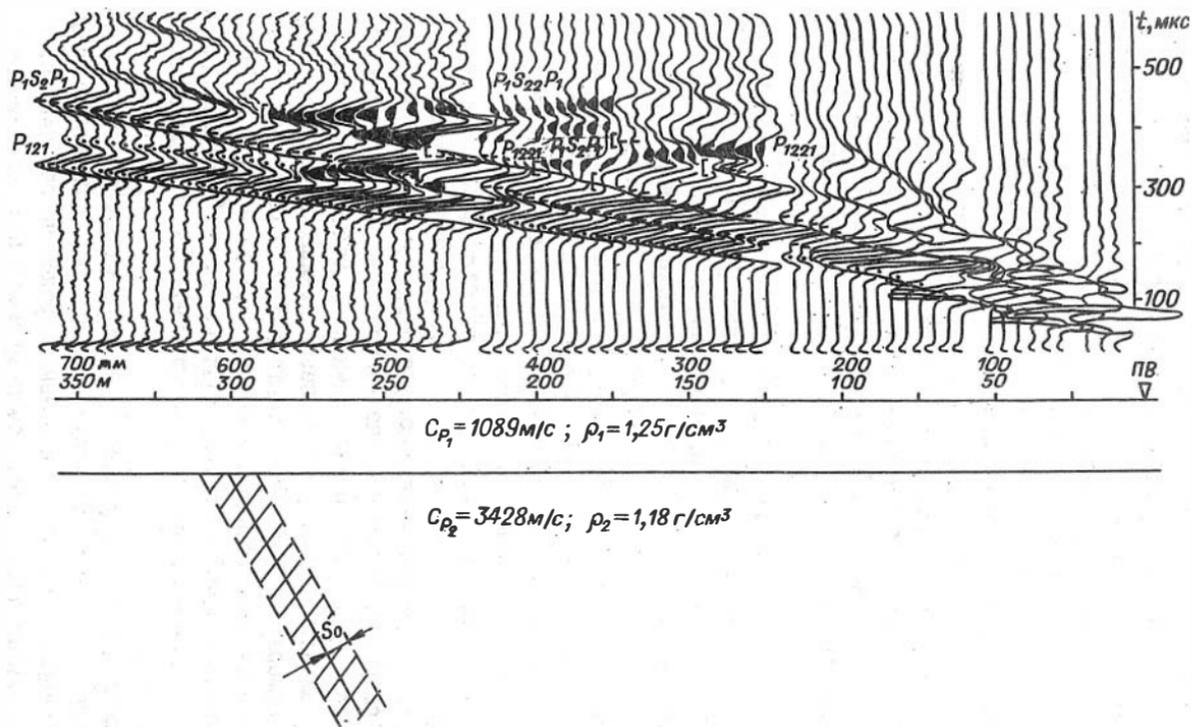


Рис.3. Волновое поле над моделью наклонного слоя с градиентным изменением физических свойств

вертикальные отложения – угленосная толща". Кажущаяся скорость обменных волн меньше, чем продольных. В динамике обменных волн отмечается незначительное уменьшение амплитуды и частоты регистрируемых колебаний по сравнению с монотипными P -волнами.

Отражения, регистрируемые от переднего (P_{I22I}) и заднего (P_{I233I} , P_{I233I}) бортов наклонного слоя, можно разделить по динамическим особенностям в тех случаях, когда нормальная мощность слоя превышает видимую длину волны.

Отраженные волны, регистрируемые для модели с градиентным изменением физических свойств исследуемых объектов, отличаются некоторым уменьшением интенсивности колебаний, в отличие от объектов с резкими границами. На записях это выражается в увеличении степени "разорванности" осей синфазности отраженных волн (см. рис.3).

Дифрагированные волны, образующиеся от угловых точек, не оказывают существенного влияния на волновое поле.

Для сравнения на рис.4 представлено волновое поле над реальной угленосной толщей, осложненной разрывным нарушением. Сейсмограмма получена на участке "Кыргайский" Красулинского каменноугольного месторождения Кузбасса. Сопоставление данных моделирования с результатами полевых наблюдений показывает, что в целом наблюдается соответствие кинематических и динамических особенностей полевых и модельных сейсмограмм.

На обеих волновых картинах присутствуют продольные преломленные волны, пришедшие от границы четвертичные отложения – коренные породы (пластик – гетинакс), и отраженные волны от крутопадающих разрывных нарушений (наклонный слой из винипласта, градиентный слой). Кинематические признаки и динамика волн для моделей и реальных сред отличаются незначительно. Различия обусловлены двумерностью модели, а также тем, что реальная угленосная толща квазианизотропна и имеет вертикальный градиент скорости. Учитывая особенности регистрации полевых сейсмограмм (незначительное удаление от пункта возбуждения), этими различиями можно пренебречь.

На реальных сейсмограммах, в отличие от данных моделирования, обменная преломленная волна $P_1 S_2 P_1$, образующаяся на границе четвертичные отложения – коренные породы, не отмечается. Однако, как указывалось ранее, обменные волны при моделировании не

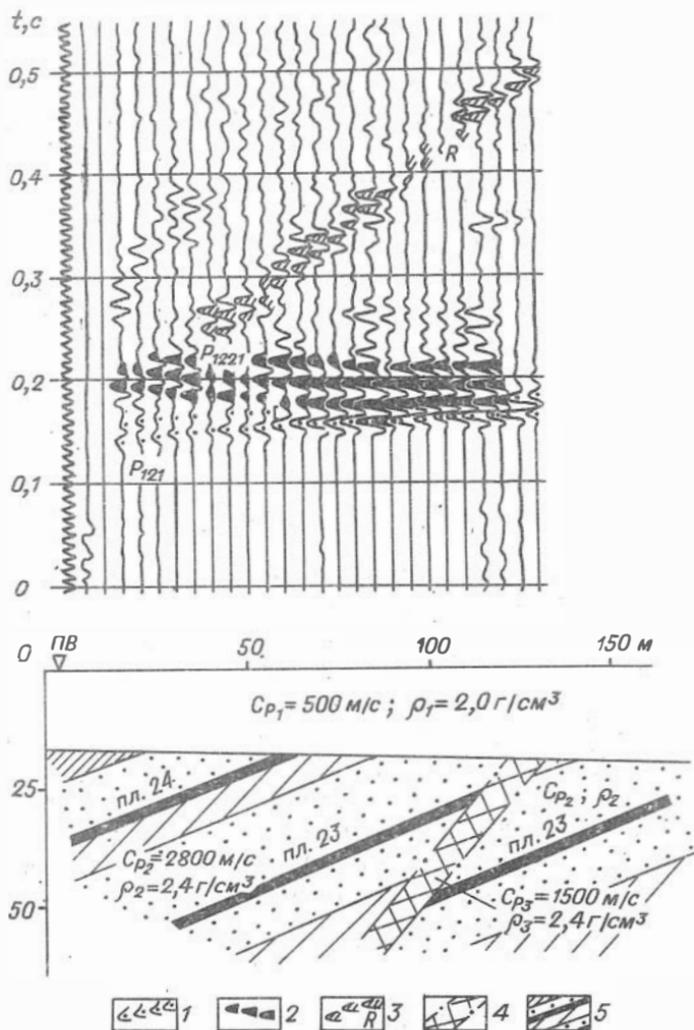


Рис.4. Волновое поле над реальной угленосной толщей:

1 - преломленные, 2 - отраженные, 3 - поверхностные волны; 4 - зона нарушенных пород; 5 - угленосная толща

оказывают существенного влияния на волновое поле, поэтому данный тип волн не мешает анализу результатов моделирования и их применению для интерпретации реальных волновых полей.

На полевых сейсмограммах отмечаются интенсивные поверхностные волны R (см. рис.4), которых практически нет при модельных экспериментах. Учитывая, что при проведении полевых сейсморазведочных работ эти волны регистрируются на больших временах, данное различие несущественно.

Таким образом, результаты физического моделирования могут быть использованы как эталонный материал при интерпретации полевых сейсмограмм и при тестировании различных алгоритмов обработки и интерпретации сейсморазведочных данных.

* *
*

1. Описана методика двумерного физического моделирования сейсмических волновых полей в угленосных отложениях, осложненных крутопадающей разрывной тектоникой.

2. Наблюдается хорошее соответствие данных физического моделирования и полевых сейсмограмм для подобных структур.

3. Результаты моделирования позволили детально расшифровать сложную волновую картину, наблюдаемую при наличии крутопадающих разрывных нарушений угленосной толщи, и оценить вклад волн различных типов в регистрируемое волновое поле.

4. Модельный материал может быть использован для интерпретации данных полевой сейсморазведки и тестирования новых алгоритмов обработки и интерпретации.

Литература

1. Аверко Е.М., Колесников Ю.И. Об одной модели поглощения сейсмических волн // Геоакустические исследования по многоволновой сейсморазведке. Новосибирск, 1987. С.20-42.

2. Богданов М.С. Выделение зон тектонических нарушений по динамике проходящих сквозь них отраженных волн // ЭИ ВИЭМС. Регион. развед. и промысл. геофизика. 1980. Вып.23. С.1-6.

3. Ивакин Б.Н. Методы моделирования сейсмических волновых явлений. М.: Наука, 1969. 287 с.

4. Изучение малоамплитудных разрывных нарушений в угленосных отложениях методами наземной сейсморазведки (временное руководство). М.: Изд. Нефтегеофизика. 1985. 227 с.

5. Козельский И.Т., Матвеев А.К., Фоменко Н.Е., Шиморина Е.Ф. Сейсмогеологическая характеристика нарушений типа надвиг и сброс // Методы изучения тектоники угольных месторождений в процессе разведки и эксплуатации. М.: Недра, 1981. С.118-120.

6. Колесников Ю.И. Отражение и преломление сейсмических волн на границе раздела поглощающих сред // Исследования по многоволновой сейсморазведке в геоакустическом диапазоне частот. Новосибирск, 1987. С.30-47.

7. Сейсморазведка: Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 464 с.

8. Сибиряков Б.П., Максимов Л.А., Татарников М.А. О скоростях упругих волн в пористых периодических средах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 5. С.85-90.

Ю.А.Нефедкин, А.В.Михеев

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ДВУХКОМПОНЕНТНЫХ СКВАЖИННЫХ АКУСТИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В НИЗКОСКОРОСТНЫХ СРЕДАХ

Методика акустических скважинных поляризационных измерений (АКМП), скважинная аппаратура и некоторые результаты ее лабораторных и полевых испытаний представлены в публикации /2/. В работе /1/ описан регистрирующий скважинный комплекс - наземная часть аппаратуры АКМП. В настоящей статье коснемся некоторых аспектов применения методики и аппаратуры двухкомпонентных акустических поляризационных наблюдений в сухих скважинах низкоскоростного разреза, но прежде коротко напомним существенные моменты аппаратуры и методики.

Скважинный прибор имеет в своем составе трехэлементный скважинный зонд И I, 9I П₁ 0,6I П₂. Излучатель (приемник) состоит

из 6 акустических двухкомпонентных датчиков, равномерно распределенных по внешней окружности прибора. Датчики пьезокерамические биморфные, работающие на изгиб; собственная частота первой гармоники изгибных колебаний составляет ~ 2 кГц. Ось максимальной чувствительности одной компоненты ориентирована по радиусу скважины, другой – перпендикулярно радиусу. Все датчики излучателя (приемника) работают синхронно, во время измерений они прижимаются к стенке скважины.

Коротко – о методике поляризационных наблюдений. Продольные и поперечные SV -волны возбуждаются в скважине источником типа направленной силы либо вдоль по радиусу (сила σ_{rr}), либо по касательной к стенке скважины в направлении оси z (сила τ_{rz}). Поперечная SH -волна возбуждается касательной силой ($\tau_{r\varphi}$) в направлении касательной к окружности скважины и перпендикулярной радиусу. Здесь предполагается, что указанные силы создают осесимметричные поля в околоскважинном пространстве. Если на некотором удалении от источника на стенке скважины регистрировать различные компоненты упругого поля смещений – радиальную I_r , осевую I_z , азимутальную I_φ , возможно осуществление различных поляризационных схем наблюдений, которые обозначаются следующим образом: $\sigma_{rr} - I_r$, $\sigma_{rr} - I_z$, $\tau_{rz} - I_r$, $\tau_{rz} - I_z$ для продольной и поперечной SV -волны; $\tau_{r\varphi} - I_\varphi$ – для поперечной SH -волны (крутильной волны). Наличие скважины в среде приводит к частотной зависимости волновых полей. Наиболее сильная зависимость (пропорционально ω^2) наблюдается для компоненты I_r продольной волны в схеме $\sigma_{rr} - I_r$, вследствие чего в спектре колебаний должны преобладать высокочастотные составляющие; поэтому такая схема рекомендуется при работе в плотных высокоскоростных средах. Менее сильная зависимость ($\sim \omega$) предполагается в схемах $\sigma_{rr} - I_z$, $\tau_{rz} - I_r$ для регистрации продольной волны; $\sigma_{rr} - I_r$ – для регистрации поперечной SV -волны; $\tau_{r\varphi} - I_\varphi$ – для регистрации поперечной SH -волны. Независимые от частоты акустические поля в схемах $\sigma_{rr} - I_z$, $\tau_{rz} - I_r$ для поперечной SV -волны; $\tau_{rz} - I_z$ для продольной волны. Частотная зависимость вида ω^{-1} должна присутствовать в схеме $\tau_{rz} - I_z$ при регистрации поперечной SV -волны. О затухании указанных волновых полей при распространении вдоль ствола скважины: продольные волны затухают пропорционально расстоянию от источника, поперечные – пропорционально квадрату расстояния.

В работе /2/ отмечается также использование первой несимметричной моды колебаний (первой гармоники) для изучения сдвиговых деформаций среды, так называемых поперечно-изгибных колебаний (ПИВ). В связи с тем, что поперечно-изгибные колебания представляют собой волну поверхностного типа, они на определенных частотах имеют малое затухание и слабо дисперсионны.

На основании вышеизложенного можно сделать вывод: при работе в низкоскоростных средах, характеризующихся повышенным поглощением акустической энергии, предпочтительны следующие схемы измерений: $\mathcal{U}_{r,z} - I_z$ - для продольной и поперечной sv -волны и $\mathcal{U}_{r,\varphi} - I_\varphi$ - для поперечной SH -волны. Хорошие перспективы связываются с использованием поперечно-изгибных колебаний.

Проанализируем теперь аппаратурные возможности применения вышеназванных схем. Использование первых двух предполагает создание касательных сил на стенке скважины $\mathcal{U}_{r,z}$ и $\mathcal{U}_{r,\varphi}$. Отсутствие жесткого контакта датчика со средой не дает возможности вследствие проскальзывания создать значительную касательную силу; наличие малого по площади контакта со средой (необходимое условие сохранения поляризационных свойств датчика), а значит малой по величине активной части импеданса излучения, препятствует закачке акустической энергии в среду. Необходимо учитывать еще и сильное затухание поперечных волн по стволу скважины. При таких обстоятельствах использование указанных схем измерений остается проблематичным. На рис. I, а показаны первичный материал и диаграмма направленности излучателя зонда АКМП, находящегося в скважине.

Схема измерения $\mathcal{U}_{r,\varphi} - I_\varphi$. Наблюдения проводились одиночным датчиком, ориентированным на прием крутильных колебаний; он на расстоянии 200 см от излучателя перемещался по окружности скважины через 30° , и каждый раз фиксировалась волновая картина. На диаграмме направленности стрелками отмечено положение датчика излучателя на стенке скважины и направление оси максимальной чувствительности. Диаграмма направленности вместо круговой носит явно выраженный лепестковый характер.

На рис. I, б показано то же самое, но для случая возбуждения и регистрации поперечно-изгибных колебаний. Здесь излучатель разбивался на две группы датчиков, как показано на схеме, при этом создавалось несимметричное воздействие на стенку и возбуж-

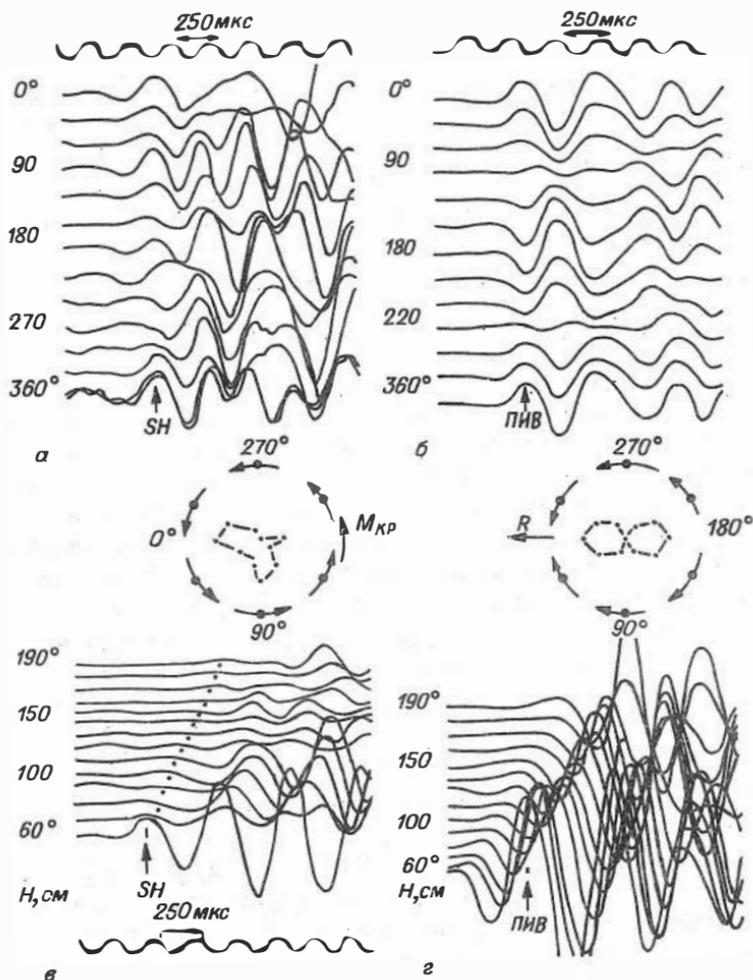


Рис.1. Результаты эксперимента на макете сухой скважины ($v_s = 2,2$ км/с):

а - волновые картины и диаграмма направленности излучателя, схема $\tau_{r\varphi} - I_\varphi$, $M_{кр}$ - равнодействующий момент; б - то же, схема ПИБ, R - равнодействующая сила; в - профильные наблюдения по схеме $\tau_{r\varphi} - I_\varphi$; г - то же по схеме ПИБ

дались поперечно-изгибные колебания. В данном случае, как и должно быть, диаграмма направленности — косинусоидальная. Объяснение этих фактов следующее. В первом случае на слабую крутильную волну (осесимметричную) накладывается более сильное поле поперечно-изгибной волны, которая формируется за счет неоднородности контакта отдельных датчиков со стенкой скважины. Во втором случае специально созданная асимметрия в излучателе порождает чистую картину поперечно-изгибных колебаний.

На рис. 1, в, г показаны результаты профильных наблюдений вдоль ствола скважины соответственно по схемам $\mathcal{E}_{r\varphi}$ — I_{φ} и ПИВ; при этом приемники состояли из 6 датчиков и были аналогичны излучателям. Записи, сделанные при одинаковом усилении, полностью отражают отмеченные выше характеристики крутильных и поперечно-изгибных волн, а их сопоставление говорит в пользу последних.

Возвратимся к поляризационным схемам регистрации продольных и поперечных SV -волн. Нулевые гармоники (осесимметричный случай) этих волн в настоящее время хорошо изучены и их характеристики используются повсеместно в разведочной и промышленной геофизике. Регистрация продольных и поперечных SV -волн в аппаратуре АКМП реализуется применением акустических датчиков, создающих в точках контакта со средой силы, лежащие в плоскости r_z и направленные под некоторым углом к радиусу, что равносильно суммарному источнику сил σ_{rr} и \mathcal{E}_{r_z} . Происходит это по двум причинам: во-первых, ось датчика в рабочем положении располагается под углом к стенке скважины, во-вторых, наконечник датчика, соприкасающийся со средой, совершает сложное движение: поступательное — перпендикулярно оси датчика и вращательное — относительно центра масс. Аналогично ориентирован в скважине приемник. Это позволяет использовать скважинный прибор аппаратуры АКМП в любых разрезах как плотных пород, так и рыхлых, поглощающих в достаточно широком диапазоне частот, что дает возможность в каждой точке по стволу скважины получать продольные и поперечные SV -волны, а также поперечно-изгибные.

Широкое опробование аппаратуры было проведено на геофизическом полигоне совместно с лабораторией инженерной сейсмологии ИЖ СО АН СССР в районе пос. Баяндай Иркутской области в зоне развития вечной мерзлоты. В качестве иллюстрации на рис. 2 представлен фрагмент записи аппаратурой АКМП в одной из скважин поли-

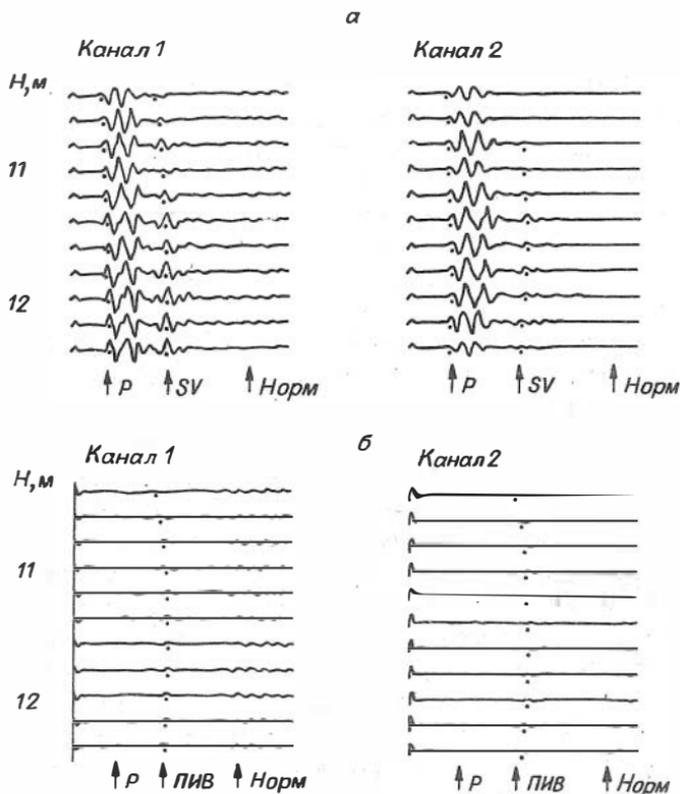


Рис.2. Фрагменты записи аппаратурой АКМП в сухой скважине в низкоскоростной среде:
 а - первая компонента; б - вторая компонента

гона. Здесь вверху показана запись первой компоненты акустических датчиков: регистрируются вступления продольных (Р) волн на двух каналах, в последующих вступлениях видны поперечные SV-волны, далее - нормальные. Внизу показаны в этих же точках записи поперечно-изгибных волн (ПИВ), здесь также в последующих вступлениях видны нормальные волны. Шаг по глубине 0,2 м, временной масштаб 250 мкс/мм. Порядок величин скоростей: продольные волны 1,5-1,6 км/с, поперечные волны 0,5-0,6 км/с.

Литература

1. Кокшаров В.З., Михеев А.В., Степанова Г.В. Диалоговая вычислительная система для регистрации и обработки данных акустического каротажа // Исследования по многоволновой сейсморазведке в геоакустическом диапазоне частот. Новосибирск, 1987. С.75-91.

2. Нефедкин Ю.А., Кокшаров В.З., Рыбкин В.В. Методика и скважинная аппаратура поляризационного акустического каротажа // Геоакустические исследования по многоволновой сейсморазведке. Новосибирск, 1987 . С.91-108.

Ю.А.Курьянов, А.Н.Завьялец, Ю.В.Терехин

ИНФОРМАТИВНОСТЬ АКУСТИЧЕСКОГО КАРОТАЖА ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Коллекторы по скважинам определяют по данным промыслово-геофизических исследований, с учетом наблюдений за процессом бурения, результатов испытания отдельных интервалов разреза в необсаженной скважине и в колонне.

Выделение пластов-коллекторов осуществляется при литологическом расчленении разреза. Признаки, по которым выделяются коллекторы, определяются характером разреза, типом коллектора, условиями бурения скважины. Для месторождений Западной Сибири характерен в основном терригенный тип разреза.

подавляющая часть открытых залежей нефти и газа связана с межзерновыми коллекторами, которые отличаются от вмещающих пород проницаемостью, пористостью и глинистостью, что и является предпосылкой для выделения межзернового коллектора по геофизическим методам. Признаки выделения межзернового коллектора по геофизическим методам можно разделить на прямые качественные и косвенные количественные /1/.

Основные прямые качественные признаки коллектора межзерно-

вого типа, вскрываемого на пресном растворе с репрессией на пласт, это: сужение диаметра скважины, наличие приращений на диаграммах микрозондов, наличие радиального градиента сопротивления, изменение во времени показаний различных методов.

Косвенные количественные признаки основаны на использовании количественных критериев. В качестве таких параметров используются: коэффициент проницаемости; коэффициент фазовой проницаемости по нефти и газу; геофизические параметры относительных амплитуд собственных потенциалов, гамма-гамма метода, электрическое сопротивление; параметр насыщения и т.д.

Однако в последние годы, в связи с выходом бурения на отложения нижней и средней юры, а также широкое внедрение в практику разработки нефтяных месторождений закачки вод различной минерализации, существенно осложняется задача выделения коллекторов традиционными геофизическими методами. Нами на основе разработанной технологии цифровой регистрации и автоматизированной обработки данных широкополосного акустического каротажа /3/ оценена информативность широкополосного акустического каротажа для выделения в разрезе скважины терригенных коллекторов на нефтегазовых месторождениях Западной Сибири.

К настоящему времени по этой технологии проведены исследования более чем по ста скважинам. Рассмотрим эффективность выделения терригенных коллекторов на результатах (наиболее типичных), которые получены при проведении исследований по этим скважинам.

Результаты исследований широкополосным акустическим каротажем по скважине № 3057 Западно-Угутского месторождения представлены на рис.1. Интервал скважины - это частое переслаивание глин и песчаников, которые хорошо выделяются по данным стандартного каротажа ПС и КС, где

V_P^P - скорость продольной головной волны м/сек;

V_P/V_S - отношение скорости продольной волны к скорости поперечной обменной волны (абсолютные отношения);

A_P - амплитуда продольной головной волны (усл. ед.);

A_{PI}/A_{P2} - отношение амплитуд продольной головной волны от 3-метрового и 4-метрового зонда (усл. ед.);

A_{SI}/A_{PI} - отношение амплитуд поперечной обменной волны к амплитуде продольной головной волны для зонда И2 3.ОП;

σ - рассчитанный по данным акустического каротажа коэффициент Пуассона;

$F_{\text{ср.вз.}}$ - средневзвешенная частота продольной головной волны;

$F_{\text{ср.вз.норм.}}^P$ - изменение значений частоты продольной головной волны относительно 12 кГц;

ФКД - фазокорреляционная диаграмма;

ПС - кривая изменения амплитуды собственных потенциалов;

КС - кривая изменения сопротивлений по 2-метровому потенциал-зонду.

Из приведенных на рис.1 акустических параметров видно, что ни один из них, кроме $F_{\text{ср.вз.норм.}}^P$ не имеет тесной корреляции с кривой ПС, т.е. выделить коллекторы по перечисленным выше параметрам акустического каротажа невозможно. По этой же скважине удалось, при обработке материалов акустического каротажа, оценить изменение частоты продольной головной волны. Оказалось, что параметр $F_{\text{ср.вз.норм.}}^P$ имеет теснейшую корреляцию с кривой ПС, т.е. там, где по кривой ПС выделяются интервалы коллекторов, наблюдается закономерное увеличение частоты продольной головной волны. Абсолютное увеличение частоты продольной головной волны достигнет 900-1000 Гц. Аналогичные результаты были получены и по ряду других скважин (4019 Ефремовское месторождение, 25 Омбинское и т.д.). Таким образом определен еще один поисковый критерий выделения коллекторов.

На рис.2 приведено сопоставление геофизических параметров по скважине № 12764 Самотлорского месторождения. На приведенном интервале скважины по пластам БВ₉-БВ₁₀ показана информативность отдельных параметров широкополосного акустического каротажа, таких как $V_{P_0P_1P_0}$; $V_{P_0S_1P_0}$; $A_{P_0P_1P_0}$; $A_{P_0S_1P_0}$; E_L ; $E_{P_0S_1P_0}$; $E_{P_0P_1P_0}$. Пласты-коллекторы уверенно выделяются по кривой ПС. Пласт БВ₉ (интервал 2165-2201,5) представлен частым переслаиванием глин и песчаников, с разными коллекторскими свойствами. По акустическим параметрам $V_{P_0P_1P_0}$; $V_{P_0S_1P_0}$; $A_{P_0P_1P_0}$; $A_{P_0S_1P_0}$ определенной связи с изменением литологии не отмечено, и наоборот, сопоставление E_L ; $E_{P_0S_1P_0}$; $E_{P_0P_1P_0}$ с кривой ПС свидетельствует о наличии тесной корреляции между ними. Интервалам глин соответствует максимальные значения энергии волнового поля, а интервалам песчаников - минимальные. Значения параметра E дифференцированы и против интервалов песчаников. Так против пласта БС₁₀ отмечено увеличение E от кровли к подошве; против уплотненных интервалов (2264-2267,5; 2249-2253) отмечается уменьшение поглощения энергии.

В дополнение отмеченных ранее данных /2/ о возможности применения кинематических параметров волны Лэмба (L) можно утверждать, что динамические параметры волны Лэмба, в частности E , чрезвычайно информативны для выделения коллекторов нефтегазовых месторождений Западной Сибири.

Литература

1. Вендельштейн Б.Ю., Резванов Р.А. Геофизические методы определения параметров нефтегазовых коллекторов при подсчете запасов и проектирования разработки. М.: Недра, 1978. 70 с.

2. Завьялец А.Н., Курьянов Ю.А., Токменин В.Т. Возможности использования параметров волны Лэмба при выделении коллекторов // Исследования по многоволновой сейсморазведке в геоакустическом диапазоне частот. Новосибирск, 1987. С.110-119.

3. Опыт применения широкополосного акустического каротажа с цифровой регистрацией на месторождениях Западной Сибири / Ю.А.Курьянов, Ю.В.Терехин, А.Н.Завьялец и др. Тюмень. 1987. 57 с.

А.П.Базылев

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПЛАСТОВЫХ СКОРОСТЕЙ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ СКВАЖИН

Комплексное рассмотрение данных сейсморазведки и геофизических исследований скважин (ГИС) требует определения скоростных характеристик всех вскрытых бурением интервалов разрезов. В работах /1,2/ подробно рассматривались вопросы определения пластовых скоростей по акустическому каротажу (АК) и их восстановления по данным нейтронного каротажа (НК). Однако измерения методами АК и НК в ряде случаев либо совсем отсутствуют, либо не свободны от различного рода погрешностей, исключающих их применение для количественных определений. Возникает необходимость использовать

для восстановления скоростей другие геофизические измерения, в частности, метод электротомии.

Связь скорости и удельного электрического сопротивления анализировалась по результатам лабораторных определений на кернах /5/. Однако данные электротомии скважин отражают, как правило, свойства многослойных сред, включающих: сопротивления бурового раствора (ρ_c); зоны проникновения фильтрата промывочной жидкости ($\rho_{зп}$); окаймляющей зоны, возникающей на переднем фронте зоны проникновения продуктивных пластов ($\rho_{оз}$), и неизменного проникновением пласта ($\rho_{п}$).

Путь определения $\rho_{п}$ по данным ГИС с дальнейшим получением скоростей по петрофизическим связям $V = f(\rho_{п})$ не может быть реализован.

Во-первых, значения $\rho_{п}$ во многих случаях определить не удается. Это может быть связано с целым рядом причин, а именно: малыми мощностями изучаемых интервалов, глубоким проникновением фильтрата промывочной жидкости в проницаемые пласты, экранными влияниями высокоомных пропластков в интервалах с чередованием контрастных величин электрических сопротивлений, а также причинами технологического характера. Эти ограничения особенно характерны для отложений тюменской свиты рассматриваемого района.

Во-вторых, значения скоростей, определенных по данным лабораторных исследований, могут существенно отличаться от данных сейсмокаротажа (СК) и АК за счет объемной дисперсии /1/. При этом наибольшие отличия характерны для рыхлых, высокопористых пород, залегающих в верхних интервалах разрезов, а также для глинистых (5-13 %) и углистых (6-11 %) пород, залегающих ниже.

Возникла необходимость найти такие способы восстановления скоростей по данным электротомии, которые не требовали бы сплошного определения $\rho_{п}$, были бы свободны от ошибок в определении электрических сопротивлений, связанных с технологическими причинами, а также исключали отмеченные отличия в скоростях за счет дисперсии.

Перечисленные требования могут быть реализованы путем установления корреляционных связей между данными акустического каротажа /1/ и результатами обработки измерений некоторыми установками электротомии.

При выборе установок электротомии должны учитываться следующие требования:

1. Высокая вертикальная разрешающая способность, сходная с данными АК (рис.1).
2. Возможность надежно характеризовать пласты мощностью 2-3 м.
3. Отсутствие каких-либо экранных эффектов, которые фактически являются причинами пропусков отдельных интервалов.
4. Надежность абсолютных количественных характеристик используемых значений кажущихся сопротивлений.
5. Четкая для конкретного разреза тенденция характеризовать либо только параметр $\rho_{\text{эл}}$, либо только параметр $\rho_{\text{п}}$.

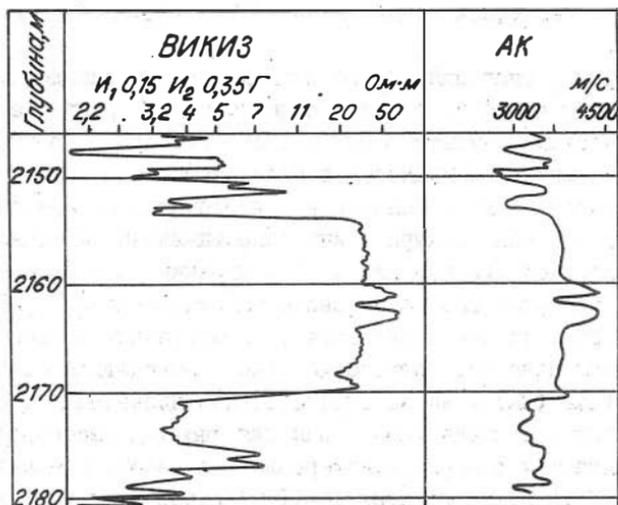


Рис.1. Связь скорости с КС короткого зонда ВИКИЗ

Перечисленным требованиям в наибольшей степени удовлетворяют самые короткие установки бокового каротажного зондирования (БКЗ) и высокочастотного индукционного каротажного изопараметрического зондирования (ВИКИЗ) /3/, т.е. зонды А0, 4М0, 1N; А0, 5М0, 1N и И₁0, 15И₂0, 35Г. Со значительно более высокими допусками сформулированным требованиям удовлетворяют зонды А1М0, 1N, 8М0, 5А, И₁0, 2И₂0, 4Г и стандартный зонд бокового каротажа (БК).

О других установках электрометрии можно сказать следующее. Микрозонды и короткие зонды БК не удовлетворяют требованию 4, длинные зонды БКЗ не удовлетворяют требованиям 2 и 3, зонд А2М0,5М и зонды ВЖИЗ длиной 0,85–1,7 м не удовлетворяют требованию 5.

В связи с тем, что пластовые скорости и электрические сопротивления в пределах отдельных литологических разностей определяются в основном пористостью, представляется правомерным восстанавливать скорости для коллекторов по электрической характеристике зоны проникновения, а для вмещающих пород по характеристике пласта.

Определение отмеченных электрических характеристик ($\rho_{\Pi}^{\text{фликт}}$) осуществляется аналогично традиционным способам определения удельных сопротивлений для двухслойных сред по методу БКЗ или КЭМЗ (КЭМЗ – комплексное электромагнитное зондирование). Разница заключается лишь в том, что в данном случае определение ρ_{Π} производится по КС одного короткого зонда (разумеется, с учетом диаметра скважины d_c и сопротивления раствора).

Величины $\rho_{\Pi}^{\text{фликт}}$ в зависимости от фильтрационных характеристик горных пород отражают либо характеристику пласта, либо зоны проникновения.

Для коллекторов величина $\rho_{\Pi}^{\text{фликт}}$, в основном, соответствует значению $\rho_{\text{эп}}$ и лишь при отсутствии проникновения значению ρ_{Π} . Однако анализ разрезов неокома по параметрам проникновения $l/4$ показывает, что большинство песчаноалевролитовых коллекторов имеют довольно глубокие зоны проникновения ($4-8 d_c$), а пластов-коллекторов без проникновения практически нет.

Для непроницаемых пластов величина $\rho_{\Pi}^{\text{фликт}}$ соответствует их удельному сопротивлению. Некоторые отличия возможны для отдельных глинистых и карбонатных разностей, которые по методам БКЗ и КЭМЗ вообще не интерпретируются. Примерами могут служить глинистые осадки куломзинской (мегионской) свиты, для которых $\rho_{\Pi}^{\text{фликт}}$ несколько выше, чем ρ_{Π} , а также отдельные интервалы карбонатных отложений палеозоя с зонами выщелачивания, для которых $\rho_{\Pi}^{\text{фликт}}$ может быть несколько ниже, чем ρ_{Π} .

Весь процесс восстановления включает следующие этапы:

– выбор в пределах площади скважины с качественными изменениями АК и электрометрии;

- определение скоростей по акустическому каротажу с коррективкой результатов по сейсмокаротажу;
- определение параметра $\rho_{\Pi}^{\text{фикт}}$ (рис.2);
- определение уравнений регрессии $\Delta t = f(\rho_{\Pi}^{\text{фикт}})$ для пород различной литологии (песчаники, алевролиты, глинистые породы, известняки, доломиты, эффузивы);
- восстановление скоростей сначала в контрольной, а затем в обрабатываемых скважинах и проверка полученных результатов по данным СК.

Связи $\Delta t = f(\rho_{\Pi}^{\text{фикт}})$ для Верх-Тарской площади показаны на рис.2а.

Получены следующие уравнения регрессии:

$$\Delta t_{\rho \text{ песч}} = 348,3 - 72,98 \rho_{\Pi}^{\text{фикт}}; \quad \tau = 0,86;$$

$$\Delta t_{\rho \text{ глинист}} = 523,5 - 282,54 \rho_{\Pi}^{\text{фикт}}; \quad \Delta = 6,9 \text{ мкс/м}$$

$$\Delta = 17,7 \text{ мкс/м.}$$

Построенные с применением данной методики синтетические сейсмограммы и соответствующие реальные трассы показаны на рис. 2б.

Следует отметить, что для углистых и битуминозных пород, электрическое сопротивление которых определяется не только пористостью, связи $\Delta t = f(\rho_{\Pi}^{\text{фикт}})$ имеют индивидуальный характер. Восстанавливать скорости таких пород целесообразнее по данным обобщения.

При определении скоростей для нефтегазонасыщенных пород значения $\rho_{\Pi}^{\text{фикт}}$ должны быть скорректированы в сторону уменьшения на величину параметра насыщения зоны проникновения.

* * *

1. Пластовые скорости могут успешно восстанавливаться по результатам электрометрии.
2. В качестве исходных данных следует использовать измерения зондами А0,4МО,1N или А0,5МО,1N комплекса БКЗ, либо зондом $U_1 0,15 U_2 0,35Г$ комплекса ВИКИЗ.
3. Для корреляционных связей следует использовать не слу-

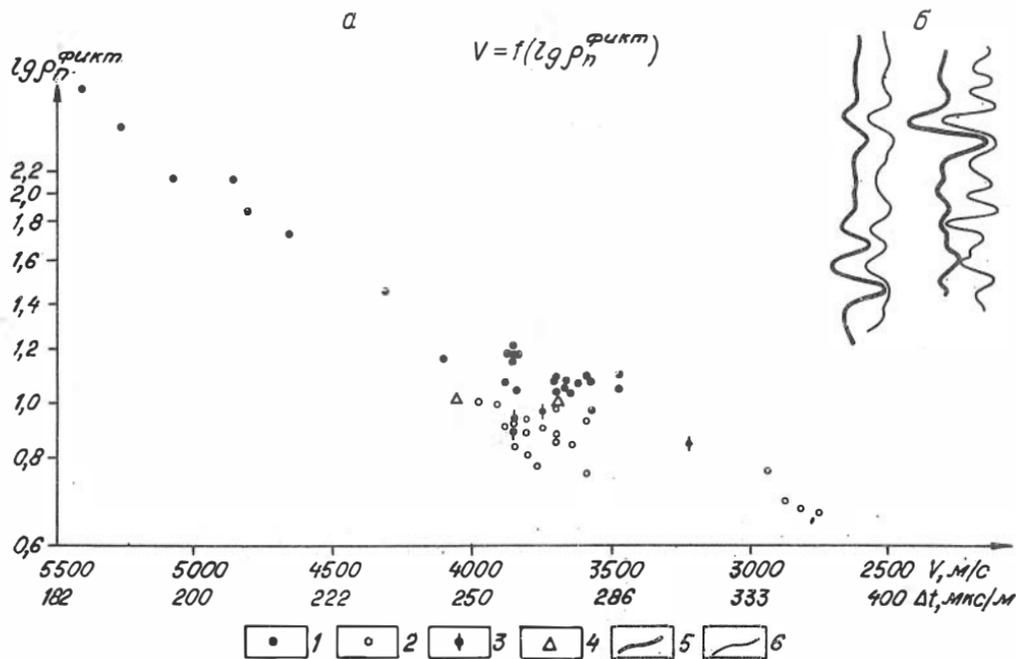


Рис.2. Связь скорости с параметром электрометрии $\rho_n^{\text{факт}}$ (а), Верх-Тарская 20-Р:

1 - песчаники; 2 - аргиллиты; 3 - алевролиты; 4 - аргиллиты и алевролиты. Сопоставление синтетических сейсмограмм, построенных по данным электрометрии, с реальными сейсмическими трассами (б) Лугенецкие I54 и I63: 5 - синтетическая трасса; 6 - реальная

чайные величины сопротивлений (КС), а электрические параметры ($\rho_{\Pi}^{\text{фликт}}$), вычисляемые с учетом значений ρ_c и d_c и отражающие количественные характеристики пластов.

4. Связи $\Delta t = f(\rho_{\Pi}^{\text{фликт}})$ должны быть отдельными для пород различного литологического состава.

Литература

1. Базылев А.П. Определение пластовых скоростей в отложениях Центральной и Юго-Восточной частей Западно-Сибирской плиты по акустическому каротажу и результаты сравнения с сейсмокаротажем // Геоакустические исследования по многоволновой сейсморазведке. Новосибирск, 1987. С.119-132.

2. Базылев А.П. Восстановление пластовых скоростей по данным геофизических исследований скважин для отложений Западной Сибири // Исследования по многоволновой сейсморазведке в геоакустическом диапазоне частот. Новосибирск, 1987. С.100-110.

3. Высокочастотное индукционное каротажное изопараметрическое зондирование: Метод. рекомендации / Сост. Ю.Н.Антонов, С.С.Жмаев. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. 104 с.

4. Сигал Л.А., Роменко В.И. Параметры зоны проникновения песчаных коллекторов меловых и юрских отложений // Методы разведочной и промысловой геофизики в Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, 1969. С.35-40.

5. Туезова Н.А., Канторович Е.А., Демина Р.Г. и др. Характер связи скорости упругих колебаний и удельного электрического сопротивления пород // Геология нефти и газа. 1987. № 1. С.43-48.

О.А.Ботников, А.Н.Щербаненко

СРАВНЕНИЕ СКОРОСТЕЙ P-и S-ВОЛН

ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКОГО КАРОТАЖА И ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ДЛЯ НЕОКОМСКИХ И ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СУРГУТСКОГО СВОДА

При прогнозе пористости продуктивных отложений по данным акустического каротажа (АК) часто используются связи "скорость-пористость", основанные на результатах лабораторных измерений. Однако значения скоростей сейсмических волн, полученные по данным АК и лабораторных измерений, могут существенно различаться между собой, что приведет к ошибкам при определении одного из важнейших подсчетных параметров.

Указываемые в работах /1,4/ различия в скоростях относятся, как правило, к средним значениям по пластам и интервалам. До последнего времени отсутствовали данные по сопоставлению скоростей с точной привязкой по глубине.

В настоящей работе проведено детальное сравнение скоростей P- и S-волн по данным АК, полученных с интервалом 0,5 м, и по результатам измерений на керне, взятом с соответствующей глубины из пластов BC₁₀, BC₁₆₋₁₇, BC₁₈₋₂₀, ЮС₂ скважин 25 Омбинского и 3104 Средне-Балькского месторождений. Целью такого сопоставления являлись: оценка погрешности прогноза пористости, связанной с различием скоростей, а также выяснение возможных причин этого явления.

Измерения скоростей P- и S-волн в данных скважинах проводились аппаратурой АКН (зонд П2.5И₁-1.0И₂) с шагом квантования 0,5 м на частотах 25 и 13 кГц соответственно. Полученная информация обрабатывалась комплексом "Геозвук". Количественная интерпретация данных АК осуществлялась группой сейсмоакустики треста "Запсибнефтегеофизика" (Ю.В.Терехин), результаты цифровой интерпретации АК по опорным пластам проводились А.П.Базылевым (ПО "Сибнефтегеофизика"). Погрешность определения скоростей составляет 2-3 %.

Измерения скоростей P- и S-волн в лабораторных условиях проводились методом импульсного прозвучивания в условиях, моделирующих пластовые по напряженному состоянию, но при комнатной температуре на частотах 600 и 300 кГц соответственно. Погрешность определения скоростей составляла 2-3 %. Коллекторские свойства

Характеристика физических свойств

Характеристика		Пласты БС		Пласты ЮС	
Физическая	статистическая	Песчаники и к/з алевролиты	М/з алевролиты глинистые	Песчаники	Алевролиты глинистые
q	< x >	17,0	28,2	17,7	21,8
	s	3,7	4,5	1,2	4,7
	n	27	31	5	31
C _{ГЛ}	< x >	7,52	41,8	17,6	33,7
	s	4,60	8,5	6,2	14,3
	n	27	31	6	20
s _{уд} · 10 ⁻³	< x >	1,96	14,3	2,6	5,2
	s	0,34	7,6	2,2	1,8
	n	13	18	3	27
σ · 10 ³	< x >	2,34	2,55	2,38	2,56
	s	0,07	0,03	0,09	0,07
	n	28	24	5	27
K _п	< x >	19,5	9,0	11,0	7,1
	s	3,8	2,6	3,0	2,9
	n	28	24	5	27
K _{цр}	< x >	172,2	0,02	2,34	0,13
	s	221,2	0,04	1,83	0,40
	n	28	24	5	26
v _р ^{лаб}	< x >	4,07	4,28	3,89	4,28
	s	0,21	0,3	0,06	0,39
	n	28	15	5	25
v ₅ ^{лаб}	< x >	2,35	2,40	2,21	2,37
	s	0,16	0,24	0,06	0,13
	n	22	14	3	20
v _р ^{АК}	< x >	3,79	3,79	3,77	3,83
	s	0,17	0,18	0,03	0,46
	n	28	31	5	14
v ₅ ^{АК}	< x >	2,10	2,10	2,11	2,22
	s	0,90	0,12	0,02	0,28
	n	28	31	5	14

Примечание. М/з - мелкозернистые, к/з - крупнозернистые.

определялись по стандартным методикам /2/, образцы выпиливались параллельно оси карна. Общий объем коллекции составлял 136 образцов.

По результатам литологического и микрофашиального анализов было установлено, что пласт БС₁₀ (глубина 2386–2401 м) представлен прибрежно-морскими осадками с активным гидродинамическим режимом; пласт БС_{16–17} (глубина 2722–2769 м) – осадками эпиконтинентального моря (подводные склоны); пласт БС_{18–20} (глубина 2769–2782 м) – осадками дельтовых склонов; пласт ЮС₂ (глубина 2919–2982 м) – прибрежно-морскими осадками.

Характеристика физических свойств группы пластов БС и ЮС₂ представлена в таблице, где γ – естественная γ -активность, мкР/ч; $S_{гд}$ – весовая глинистость, %; $S_{уд}$ – удельная поверхность (десорбция по аргону), м²/кг; σ – плотность водонасыщенного образца, кг/м³; $K_{п}$ – открытая пористость, %; $K_{пр}$ – проницаемость, м²; $v_{р\text{ лаб}}$, $v_{с\text{ лаб}}$, $v_{р\text{ АК}}$, $v_{с\text{ АК}}$ – скорости Р- и S-волн соответственно в лабораторных условиях и по данным АК, км/с; $\langle x \rangle$ – среднее арифметическое значение; S – среднеквадратическое отклонение; n – количество образцов.

Литологическая колонка и акустический разрез меловых и юрских отложений скважины 25 Омбинского месторождения в сопоставлении с каротажными диаграммами показан на рис. I. Скорости Р- и S-волн изменяются в пределах $v_{р} = 3,10\text{--}5,20$ км/с, $v_{с} = 1,50\text{--}2,70$ км/с по данным АК и $v_{р} = 3,70\text{--}5,70$ км/с, $v_{с} = 2,10\text{--}3,30$ км/с по лабораторным данным.

Пласт БС₁₀ мегионской свиты представлен в основном высокопористыми ($K_{п}$ 22–25 %) полимиктовыми песчаниками. В средней части пласта песчаники сцементированы карбонатным материалом ($K_{п} = 2,2\text{--}5,8$ %). Расхождение между скоростями по данным АК и лабораторным измерениям составляет 2–11 %.

Пласт БС_{16–20} нижнемегионской подсвиты представлен песчано-алевритовыми породами слоистой текстуры с трещинами, заполненными кальцитом ($K_{п} = 7\text{--}17$ %). Расхождение в скоростях составляет 3–28 %.

Пласт ЮС₂ верхнетюменской подсвиты в верхней части представлен переслаиванием тонкоотмученных глин, алевролитов и песчаников ($K_{п} = 3,1\text{--}6,8$ %). Слоистость пород волнистая, слабонаклонная, линзовидная. Размер слоев от 3–4 см до долей миллиметра. Расхождение в скоростях составляет 3–22 %.

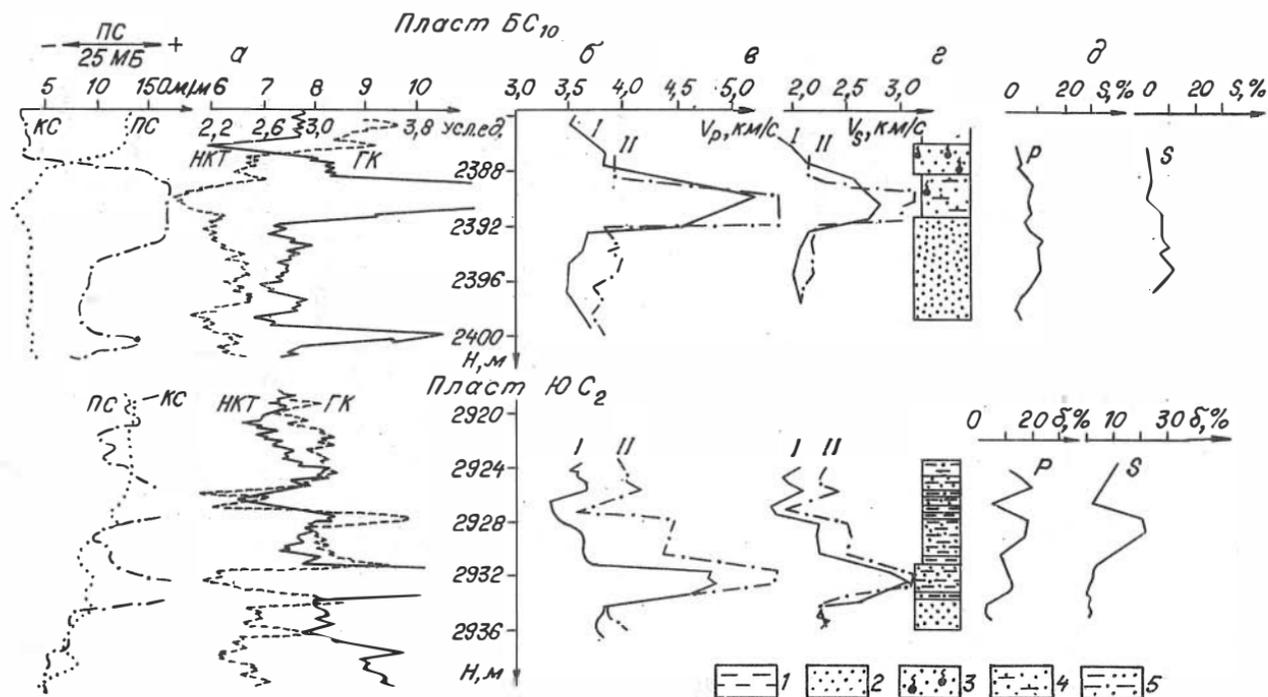


Рис. 1. Сопоставление скоростей Р-волн, определенных лабораторными методами и по АК: Омбинское месторождение скв. № 25 а) диаграммы ГИС; б) скорости Р-волн; в) S-волн: I - по АК, II - по лабораторным измерениям; г) литологическая колонка; д) разница скоростей Р- и S-волн = $\frac{V_{\text{лаб}} - V_{\text{АК}}}{V_{\text{лаб}}} \cdot 100\%$. I - аргиллиты; 2 - песчаники в/н; 3 - песчаники н/н; 4 - карбонатные разности; 5 - переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников

Ниже пласт ЮС_2 сложен карбонатными разностями, собственно нефтенасыщенный коллектор пласта ЮС_2 представлен массивными бурными полимиктовыми песчаниками ($K_{\text{II}} = 6-16\%$). Расхождения в скоростях здесь незначительные - до 5%.

При отмеченном различии в значениях скоростей прослеживается соответствие по форме кривых изменения скоростей с глубиной для пласта ЮС_2 (см. рис.1), что показывает систематическое завышение скоростей лабораторных данных по сравнению с данными АК.

Таким образом, результаты сопоставления показывают, что для массивных однородных песчаников пластов группы Ю_2 скорости по лабораторным измерениям и по данным АК имеют близкие значения, различия, в основном, в пределах точности.

Для тонкослоистых разрезов с чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, расхождение между скоростями весьма существенно, скорости определенные по лабораторным данным, превышают до 10-20% соответствующие значения по данным АК. Это явление связано, по-видимому, со слоистостью разреза, обуславливающей дисперсию скоростей.

Отношение длины волны к толщине отдельного слоя для этих пород в методе АК составляет $\sim 0,02-0,04$ (мелкослоистая среда), в то время как при лабораторных измерениях - 0,5-1,0 (крупнослоистая среда). При этом, как показано в работе /3/ в крупнослоистой среде скорости Р- и S-волн всегда выше, чем в мелкослоистой, что может служить причиной завышения скоростей лабораторных данных по сравнению с данными АК.

Кроме того, возможной причиной занижения скоростей по данным АК может быть нарушение сплошности среды при бурении в зоне, прилегающей к скважине, а также различие температурных условий при измерении в скважине и на образцах /6/. Однако в этом случае скорости должны различаться как для слоистых, так и для массивных пород, чего не наблюдается в действительности.

Метод прогноза пористости продуктивных отложений по данным акустического каротажа основан на наличии тесной связи между значениями скоростей упругих волн и коэффициентами пористости для однотипных коллекторов.

Зависимости скоростей Р- и S-волн от пористости для пластов группы Б Сургутского свода представлены на рис.2, где видим, что для коллекторов, представленных песчаниками и крупнозернис-

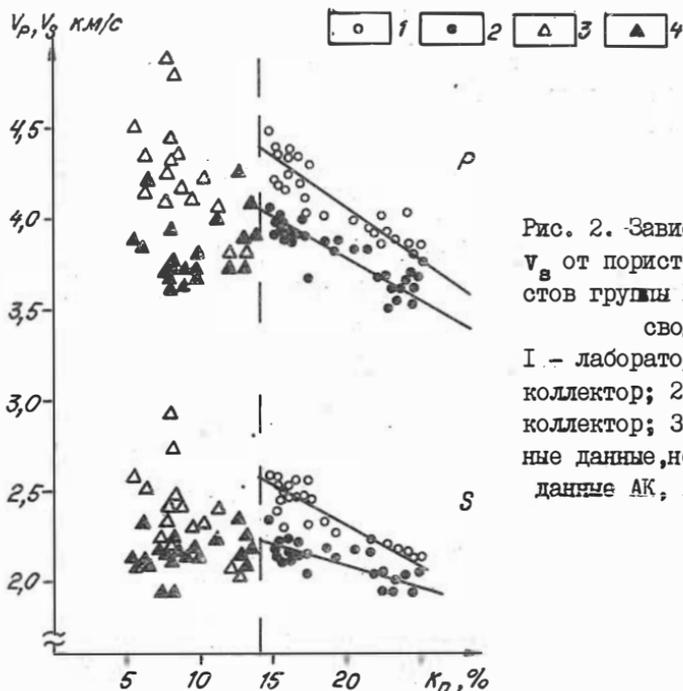


Рис. 2. Зависимость V_p и V_s от пористости для пластов группы Б Сургутского свода.

1 - лабораторные данные, коллектор; 2 - данные АК, коллектор; 3 - лабораторные данные, неколлектор; 4 - данные АК, неколлектор

тymi алевролитами с пористостью выше 14 %, существует тесная линейная связь между этими параметрами.

Скорости, определенные по результатам лабораторных измерений, превышают соответствующие скорости по данным АК в среднем на 7-10 % для P-волн и на 10-15 % для S-волн. Для непроницаемых пород (глинистые алевролиты) подобные связи отсутствуют, что вызвано, скорее всего, существенным влиянием глинистости на скорости упругих волн [5], вследствие чего связь скорость - пористость становятся неоднозначными.

В результате статистической обработки данных, представленных на рис.2, получены следующие уравнения связи между скоростями и коэффициентами пористости для пород-коллекторов

$$K_{II} = 91,92 - 17,80 V_{\text{лаб}}^{\text{P}} \quad R = 0,87, \quad n = 28$$

$$K_{II} = 104,60 - 22,48 V_{\text{P}}^{\text{AK}} \quad R = 0,87, \quad n = 28$$

для P-волн и

$$K_{\Pi} = 72,19 - 22,79 v_{\text{лаб}}^{\text{AK}} \quad R = 0,89 \quad n = 22$$

$$K_{\Pi} = 102,69 - 39,72 v_{\text{с}}^{\text{AK}} \quad R = 0,79 \quad n = 26$$

для S-волн.

Здесь R - коэффициент корреляции, n - число пар точек.

Видим, что уравнения связи, построенные по данным АК и лабораторных измерений, существенно различаются между собой. Это необходимо учитывать при прогнозе пористости, поскольку использование значений скоростей по данным АК в уравнениях связи, построенных по лабораторным данным, приведет, в нашем случае, к относительному завышению пористости на 15-30 %.

* * *

*

1. Результаты сопоставления скоростей P- и S-волн, по данным АК и лабораторных измерений, показывают, что для однородных песчаников различия лежат в пределах точности. Для слоистых пород скорости, определенные по лабораторным данным, превышают до 20 % соответствующие значения по данным АК (по P-волнам в среднем на 7-10 %, по S - на 10-15 %). Это различие, по-видимому, связано со слоистостью разреза, вызывающей дисперсию скоростей.

2. При прогнозе пористости по данным АК следует весьма осторожно использовать уравнения связи, основанные на результатах лабораторных измерений. Вследствие различия в скоростях P- и S-волн, по данным этих методов, относительные ошибки при определении пористости для пластов группы Б могут достигать 15-30 %.

Авторы считают своим долгом выразить благодарность Л.М.Дорогиницкой и М.А.Татарникову за помощь в работе.

Литература

1. Петкевич Г.И., Усенко Ю.Н., Притулко Г.И. Применение акустического каротажа при решении геологических задач для разрезов песчано-глинистых пород (опыт комплексирования с другими методами). Киев: Наук. думка, 1982. 172 с.

2. Поляков Е.А. Методика изучения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1981. 182 с.

3. Сибиряков Б.П., Максимов Л.А., Татарников М.А. Анизотропия и дисперсия упругих волн в слоистых периодических структурах. Новосибирск: Наука, 1980. 78 с.

4. Boucé R.E. Determination of the relationships of electrical resistivity, sound velocity, and density/porosity of sediment and rock by laboratory technics and well logs from deep sea drilling project sites 415 and 416 off the Coast of Morocco // Init. Repts Deep Sea-Drill. Proj. Washington D.C., 1980.V.50. P.305-318.

5. Han D., Nur A., Morgan D. Effects of porosity and Clay content on wave velocities in sandstones // Geophysics. 1986. V.51, N 11. P.2093-2107.

6. Timur A. Temperature dependence of compressional and shear wave velocities. in rocks // Geophysics, 1977. V.42, N 5. P.950-956.

А.Н.Завьялец, В.Т.Токменин, Ю.А.Курьянов,
М.П.Козырев

АНИЗОТРОПИЯ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН
В БИТУМИНОЗНЫХ АРГИЛЛИТАХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Известно, что особенностью строения битуминозных аргилли-
тов является их высокая слоистость и преимущественно горизон-
тальная трещиноватость. Такое обстоятельство, несомненно, сказыва-
ется на специфике распространения упругих волн, что выражается,
в частности, в анизотропии скоростей упругих волн. Доказа-
тельства тому представлены в работе /2/ по результатам экспери-
ментальных наблюдений на образцах керна. Установлено, что ско-
рость продольных и особенно поперечных волн, распространяющихся
перпендикулярно наслоению, значительно меньше, чем у таковых,
идущих параллельно наслоению. При наименьшей трещиноватости

(30–80 I/м) наблюдается наименьшая анизотропия (30 %), при большей (130–200 I/м) отмечается более высокая анизотропия скоростей (до 77 %). Наиболее вероятные значения коэффициента анизотропии $\lambda = 1, 2I$. Это важное обстоятельство свидетельствует о том, что баженовскую свиту следует рассматривать как анизотропную среду, а отдельные однородные по вещественному составу пачки, в частности, микрослойистые разности, трансверсально-изотропными. В этой связи определенный интерес представляет совместное рассмотрение результатов ГИС и данных определений анизотропии упругих волн по керну, полученных в ЗапСибНИГНИ. Таким примером является скважина № 169 Салымского месторождения. Как показывает анализ, здесь скорость продольной волны в баженовской свите по напластованию выше таковой, замеренной перпендикулярно на слоению, в среднем на 600–700 м/с. Наблюдается тенденция к уменьшению анизотропии скоростей упругих волн к подошве баженовской свиты. Максимальное значение λ соответствует реперной пачке C_2 , из которой получены притоки нефти, о чем свидетельствуют данные методов контроля за разработкой месторождения. Минимальную анизотропию имеют существенно карбонатные и кремнистые уплотненные разности с низким содержанием органического вещества.

До настоящего времени не удавалось оценить степень анизотропности пласта в естественном залегании. В обычных разведочных скважинах при измерении акустическим методом на головных волнах регистрируются продольные и поперечные SV-волны. Сменные датчики различной поляризации (радиальной, азимутальной) в настоящее время разрабатываются в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

Возможность оценки анизотропии упругих волн в баженовской свите по данным АК появилась с бурением горизонтально направленной скважины № 578 на Салымском месторождении в январе 1986 г. До глубины 2100 м скважина бурилась практически вертикально с углом наклона $1-2^\circ$. Затем до кровли баженовской свиты ствол наклонно направленный с возрастанием угла до 77° . До глубины 2962 м была спущена колонна. В дальнейшем бурение баженовской свиты осуществлялась с набором кривизны до 88° в реперных пачках C_I и P_I . При вскрытии подошвы пласта θ_0 угол уменьшился до 79° . Всего бурением в баженовской свите проходка составила 378 м при мощности пласта 35 м (см. таблицу).

В скважине выполнены исследования волновым акустическим каротажем с цифровой регистрацией волнового поля на магнитную ленту. Для исследований использовался модернизированный скважинный прибор аппаратуры УЗБА, с широкополосной системой возбуждения и приема акустических сигналов (размер зонда $I_2 0,57I_1,76П$). Каротаж проводился аппаратурой КАД-2, помещенной в специально изготовленный в тресте "Юганскнефтегеофизика" контейнер, спускаемый на бурильных трубах. Перед записью с помощью специальных устройств осуществлялось выдвижение из контейнера акустического прибора путем подачи раствора в колонну и создания дополнительного давления. Регистрация акустических параметров выполнялась поинтервально во время подъема бурильного инструмента. Для электрической связи скважинной аппаратуры с наземным регистрирующим комплексом применялся двухжильный кабель, предназначенный для питания электробура.

В результате исследований получены данные о скорости продольных волн в баженовской свите при поляризации почти параллельно напластованию отложений.

Для расчета коэффициента анизотропии упругих волн использовались данные о скоростях продольной волны по нормали к напластованию в баженовской свите по соседним вертикальным скважинам №№ 136, 142, 554. Коэффициент анизотропии оценивался как отношение скоростей продольных волн (V_{pH}) по коррелируемым прослоям в скважине № 579 и средних значений скорости (V_{pL}) по тем же прослоям в скважинах № 136, 142, 554. Результаты анализа приведены в таблице, анализируя которую видим, что коэффициент анизотропии по разрезу меняется от 1,0 до 1,15, при средних значениях 1,05. Значение λ выше в тех частях разреза (например пачка C_1), где угол наклона скважины максимальный - 88° . Для данного интервала отмечаются и более низкие скорости продольной волны.

Таким образом, в естественном залегании баженовской свиты величины λ имеют значения близкие к полученным по данным анализа керн.

Известно, что при анизотропии наблюдается дисперсия упругих волн, которая определенным образом зависит от частоты. Дисперсия волн, обусловленная анизотропностью, приводит к различиям в поведении скорости распространения и амплитуды низкочастотных волн в сравнении с высокочастотными. Эффекты проявляются тем сильнее,

Результаты определения коэффициента анизотропии

№ п/п	Пачка	Коррелируемые прослой	Δt_p , мкс/м				$\Delta t_{PII}/\Delta t_{PI}$	λ
			Скв. № 578	Скв. № 554	Скв. № 142	Скв. № 136		
I	C_7	28	286	320	320	320	320/286	I, II
2	"	27	310	360	340	372	357/310	I, I5
3	ρ_7	26	276	310	290		296/276	I, 07
4	"	25	300	332	306	332	323/300	I, 07
5	"	24	290	304	306	290	300/290	I, 03
6	"	23	308	340	326	334	333/308	I, 08
7	"	22 ⁰	284	296	280	320	298/284	I, 04
8	"	22 ^a	296	328	320	320	322/296	I, 07
9	C_2	2I-I9	330	350	332	330	337/330	I, 02
10	"	18-I7	330	336	336	332	335/330	I, 01
II	"	16	320	320	324	306	320/320	I, 0
12	ρ_2	13	300	320	320	308	316/300	I, 05
13	"	12	290	306	296	270	290/290	I, 0
14	"	II ^r	308	316	324	306	315/308	I, 07
15	C_3	II ^B	295	310	324	306	313/295	I, 06
16	"	II ⁰	295	296	324	306	316/295	I, 06
17	"	II ^a	295	296	324	306	319/295	I, 06
18	"	10	320	324	325	310	319/320	I, 0
19	"	9	260	220	280	260	253/260	I, 0
20	C_3	8-4	320	320	320	320	320/320	I, 0
21	ρ_3	3	256	250	290	290	287/206	I, I
22	"	2	300	300	306	300	305/300	I, 01

чем больше отличие частот и упругих параметров между слоями /I/. Такое обстоятельство является благоприятным для применения акустического частотного зондирования с целью выделения зон повышенной микрослоистости и трещиноватости. Для проверки данного вывода проведена целенаправленная работа по изучению динамических параметров упругих волн на разных частотах.

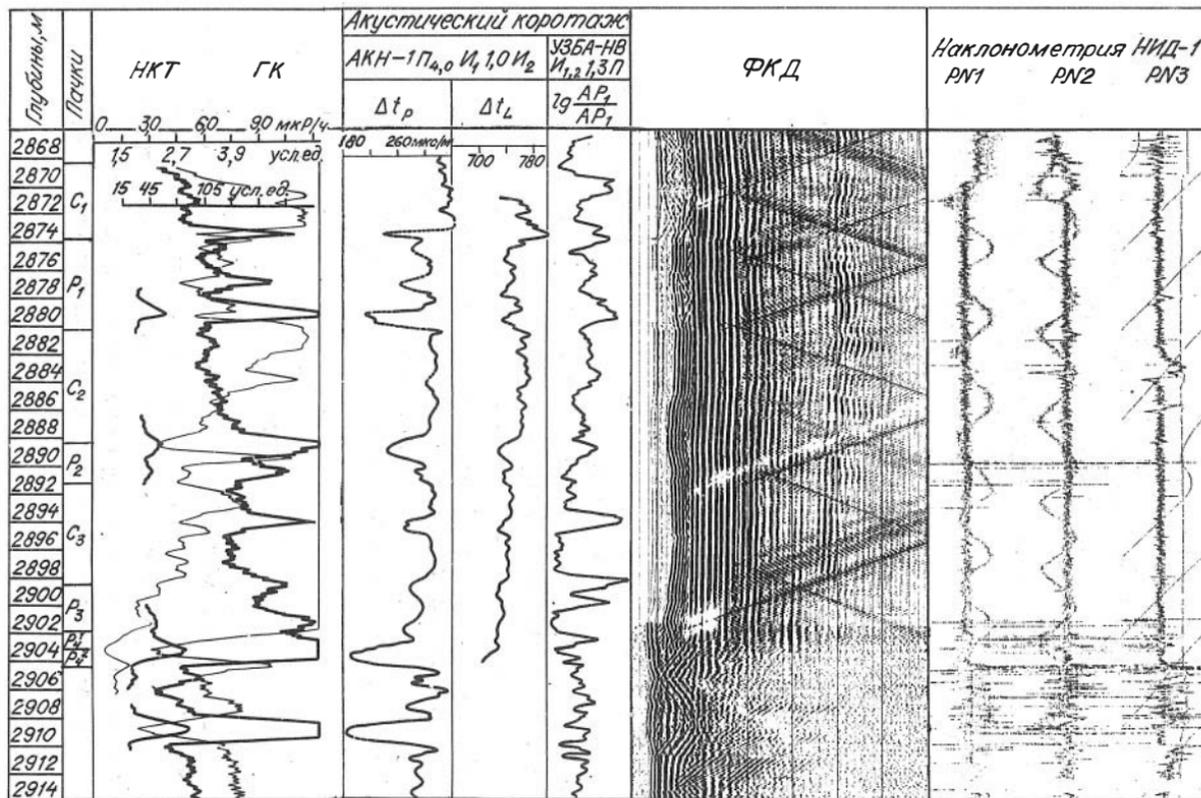
Первые экспериментальные работы на скважине № 565 Сальмского месторождения аппаратурой АК, различающейся по частотам от 12 до 25 кГц (АКН-1, СПАК-4м, УЗБА-21А), показали, что расхождения в показаниях приборов по скорости продольных волн не превышают аппаратурной погрешности. Очевидно, для получения эффекта по кинематическим параметрам требуется применение аппаратур, различающейся по частотам не менее, чем на порядок. Сопоставлением динамических параметров, полученных теми же датчиками, установлено, что при обычном способе измерений практически невозможно использовать эффект различия в затухании акустического

сигнала в породах в зависимости от частот. Мешающими факторами, в данном случае, являются нестандартность условий измерений в процессе акустического зондирования различными акустическими датчиками (разные типы преобразователей, длины зондов, условия измерения). Для исключения названных мешающих факторов в п/о "Юганснефтегеофизика" был изготовлен датчик для акустического частотного зондирования скважин. Он представляет собой трехэлементный зонд с совмещенными двумя излучателями, магнитоотрицательного типа, работающими поочередно на частотах 10 и 18 кГц соответственно. Формула зонда $I_{1,2}I_{3}$ П. Система приема акустического сигнала широкополосная в диапазоне частот 0,5–50 кГц. При такой конструкции скважинного прибора стала возможной регистрация кинематических и динамических параметров упругих волн на двух частотах одновременно, при равной длине зондов и неизменных геолого-технических условиях измерения (эксцентриситете прибора, свойствах промысловой жидкости и т.д.).

Были выполнены измерения данным зондом в скважине № 592 Садымского месторождения, а также другими геофизическими методами: электрометрией, радиоактивным каротажем, АК зондов АКН-1, наклономерией.

В качестве информативного параметра использовалось отношение амплитуд $Eg A_{p1}/A_{p2}$, где $A_{p1,2}$ – амплитуды сигнала на частотах 10 и 18 кГц соответственно.

По данным акустического частотного зондирования (см. рисунок) в баженовской свите аномалии параметра $Eg A_{p1}/A_{p2}$, превышающие среднее значение по разрезу, отмечаются на глубинах: 2898,0 – 2900,0; 2893,4–2894,7; 2888,4–2889,2; 2883,0–2884,2; 2878,0–2879,6; 2872,6–2874,2; 2869,4–2870,6 м. Против данных интервалов на ФКД (см. рисунок), полученных по результатам исследований ВАК зондом АКН-1, отмечаются шевронные и сеткообразные фигуры, которые появляются в результате отражения упругих волн от границ трещин и преобразования мод на поверхности раздела трещин. Большинство аномалий параметра $Eg A_{p1}/A_{p2}$ соответствуют трещиноватым зонам, которые выделяются и по данным пластовой наклономерии в тех интервалах, где на отдельных дифференциальных микроустановках имеются эффекты отклонений от нуля и которые проявили себя при повторных замерах аппаратурой НИД-1. В некоторых случаях отмечаются несовпадения, так в интервале 2886,2–



Выделение в баженовской свите пород повышенной трещиноватости.

Скв. № 592 Сальмского месторождения

2886,8 м трещина, выделенная по данным НИД-I, не отмечается по акустическому зондированию. И наоборот, аномалии VgA_{p_1}/A_{p_2} , выделенные в интервалах 2872,2-2874,2; 2693,4-2894,7 м, не коррелируются с результатами наклонометрии. Очевидно, объяснение тому следует искать в разной физической сущности рассматриваемых методов.

Трещиноватость по наклометрии выделяется с определенной степенью достоверности. Параметры НИД-I могут одинаково реагировать на трещины и определенное сочетание текстурно-структурных характеристик породы. Одновременно метод акустического частотного зондирования отражает анизотропность среды, частным случаем которой является трещиноватость. Достоверность интерпретации повышается только комплексным рассмотрением всей геофизической информации.

ж ж
ж

1. Баженовская свита характеризуется анизотропией упругих свойств. Максимальную анизотропию имеют микрослоистые битуминозные аргиллиты повышенной трещиноватости. В естественных условиях залегания баженовской свиты коэффициент анизотропии имеет значение, близкое к полученным на керне в лабораторных условиях.

2. Для выделения зон повышенной трещиноватости в разрезе баженовской свиты перспективно применение акустического частотного зондирования в комплексе с наклонометрией.

Литература

1. Ивакин Б.И., Карус Е.В., Кузнецов О.А. Акустический метод исследования скважин. М.: Недра, 1978. 320 с.

2. Сергеев Л.А., Дорофеева Т.В., Ягодкин В.А. и др. Анизотропия скоростей ультразвука в трещиноватых аргиллитах Западной Сибири // Проблемы нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири. М., 1986. С.85-90.

УДК 550.834

ПОДОБИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЯВЛЕНИЯ В ПОЛЕ ОБЪЕМНЫХ СИЛ / Аверко Е.М. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С.5-20.

Найдены критерии и условия подобия сейсмического явления в Земле при действии в ней объемных сил (гравитационных, центробежных, Кариолиса и др.). Эти приближенные критерии получены при пренебрежении указанными силами, а также при их частичном учете. Рекомендуется для соблюдения критериев и условий подобия, а также для исследования сейсмического поля в зависимости от объемных (массовых) сил применять центрифугу. Приводятся расчеты для проектирования такого устройства.

Ил.3, библиограф. 4 назв.

УДК 534.232 (088.8).

ЭЛЕМЕНТЫ КЛАССИФИКАЦИИ И РАСЧЕТА СЕЙСМИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ / Аверко Е.М. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск, 1988. С.20-31.

Предлагается классификация сейсмических источников, основанная на классификации технических устройств, реализующих такие источники.

Рассматривается схема расчета этих источников, в результате применения которой можно найти связь между внешними силами, действующими на устройство источника, и сейсмическим полем, излученным ими в сейсмическую среду.

Ил.1, библиограф. 4 назв.

УДК 550.834

ОСЦИЛЛЯЦИЯ АМПЛИТУДЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ ПРИ ЕЕ РАСПРОСТРАНЕНИИ В ОДНОРОДНОЙ ИЗОТРОПНОЙ СРЕДЕ / Аверко Е.М., Бульчов А.А. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 32-44.

Теоретически получены значения псевдоскоростей. Проведена обработка экспериментальных амплитудных зависимостей продольных нормальных волн в тонких стержнях и пластинах при различных расстояниях источник-приемник и с помощью специальных алгоритмов, выявлены закономерные осцилляции на амплитудных кривых, позволяющие оценить на практике параметры псевдоскоростей для каждого отдельного материала.

Ил.1, библ. 4 назв.

УДК 550.834

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ НА РАБОТУ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИЗЛУЧАТЕЛЕЙ / Бульчов А.А., Кокшаров В.З. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 44-55.

Выполнен расчет на ЭВМ акустических волновых импедансов в зависимости от частоты для разных параметров среды, излучателя и скважины. Сделан расчет спектров волнового поля от различных напряжений в системе пьезоэлектрический излучатель - акустическая нагрузка. Произведен анализ результатов в приложении к практическим работам по исследованию волновых полей при акустическом каротаже скважин.

Ил.3, библ.6 назв.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ АВТОМАТИЗИРОВАННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ В АКУСТИЧЕСКОМ КАРОТАЖЕ / Кокшаров В.З., Терехин Ю.В. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск; ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 56-66.

Рассматриваются вопросы развития и состояние автоматизированных технологий обработки и интерпретации данных акустического каротажа. Показывается, что наиболее удобными оказываются технологии с использованием графических средств отображения информации миниЭВМ. Использование машин типа ЕС целесообразно для реализации времяёмких процедур. Рассматриваются ближайшие перспективы развития существующих технологий.

Библ. 17 назв.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОГЛОЩЕНИЯ ОБЪЕМНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН И НОРМАЛЬНЫХ ВОЛН В ТОНКИХ СТЕРЖНЯХ И ПЛАСТИНАХ / Колесников Ю.И. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 67-83.

Анализируется взаимосвязь поглощения объемных сейсмических и нормальных волн в тонких стержнях и пластинах применительно к задачам физического моделирования и измерений на образцах. Показано, что стержневые и пластиночные скорости и поглощение продольных нормальных волн могут отличаться по виду частотных зависимостей от скоростей и поглощения объемных волн, что необходимо учитывать при определении степени подобия сейсмических волновых явлений при одномерном и двумерном физическом моделировании. Получены формулы для вычисления скоростей и поглощения объемных сейсмических волн по измерениям в тонких стержнях и пластинах. Выводы работы удовлетворительно согласуются с полученными ранее экспериментальными данными.

Ил. 3, библ. 17 назв.

МОДЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ В УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КУЗБАССА ПРИ НАЛИЧИИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ / Колесников Ю.И., Котельников Е.И. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск; ИГиГ СО АН СССР, 1988. С.84-95.

Описаны методика и результаты двумерного физического моделирования сейсмических волновых полей в угленосной толще, осложненной крутопадающим разрывным нарушением и перекрытой низкоскоростными высокопоглощающими отложениями. Зоны разрывных нарушений моделировались однородными наклонными слоями мощностью от 0,25-0,3 до 2,5-3 длин волн и дырчатым слоем с градиентным изменением физических свойств. Результаты моделирования позволили детально расшифровать сложную волновую картину, наблюдаемую на полевых сейсмограммах при наличии крутопадающих разрывных нарушений, и оценить вклад волн различных типов в регистрируемое волновое поле.

Ил.4, библи. 8 назв.

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ДВУХКОМПОНЕНТНЫХ СКВАЖИННЫХ АКУСТИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В НИЗКОСКОРОСТНЫХ СРЕДАХ / Нефедкин Ю.А., Михеев А.В. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С.95-101.

Обосновывается выбор поляризационных схем наблюдений при работе с аппаратурой АКМП в сухих скважинах низкоскоростных разрезов. Показаны примеры выделения различных типов волн при исследовании реальных разрезов.

Ил.2, библи. 2 назв.

УДК 550.834

ИНФОРМАТИВНОСТЬ АКУСТИЧЕСКОГО КАРТАЖА ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ / Курьянов Ю.А., Завьялец А.Н., Терехин Ю.В. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С.101-104.

Рассмотрены вопросы использования параметров полного акустического сигнала при выделении терригенных коллекторов. Показано, что частота регистрируемой продольной волны имеет теснейшую корреляцию с кривой ПС. Увеличение частоты продольной волны наблюдается против песчаных коллекторов. Показана также связь значений энергии продольных, поперечных волн и волны Лэмба с литологическим разрезом.

Рассматриваемые параметры полного акустического сигнала предлагается использовать для выделения коллекторов в отложениях нижней и средней юры в Западной Сибири.

Ил.2, библи. 3 назв.

УДК 550.834

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПЛАСТОВЫХ СКОРОСТЕЙ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМЕТРИИ СКВАЖИН / Базылев А.П. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С.104-110.

Рассмотрен вопрос восстановления пластовых скоростей по результатам исследования скважин методом электрометрии.

Обосновывается выбор исходных установок электрометрии и показываются результаты сравнения реальных и восстановленных акустических характеристик разрезов.

Ил.2, библи. 5 назв.

СРАВНЕНИЕ СКОРОСТЕЙ Р- И S-ВОЛН ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКОГО КАРОТАЖА И ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ДЛЯ НЕОКОМСКИХ И ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СУРГУТСКОГО СВОДА / Ботников О.А., Щербаненко А.Н. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. III-III.

Проведено детальное сопоставление скоростей Р- и S-волн по данным АК и измерений на керне для пластов группы Б и Ю. Показано, что для слоистых пород скорости по лабораторным данным на 10-15 % превышают соответствующие значения по данным АК. Обсуждаются возможные причины этого явления. Неучет его может приводить к существенным ошибкам при прогнозе пористости по данным АК.

Ил.2, библи. 6 назв.

АНИЗОТРОПИЯ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН В БИТУМИНОЗНЫХ АРГИЛЛИТАХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ / Завьялец А.Н., Токменин В.Т., Курьянов Ю.А., Козырев М.П. // Геоакустические исследования: Методика и аппаратура. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. I18-I24.

На основании анализа результатов лабораторных исследований на образцах керна и данных акустического каротажа показано, что для баженовской свиты характерна анизотропия скоростей упругих волн.

Анализируются результаты экспериментальных исследований в горизонтально направленной скважине по регистрации скоростей упругих волн при поляризации параллельно напластованию отложений.

Рассматриваются возможности применения акустического частотного зондирования для выделения в разрезе баженовской свиты зон повышенной микрослоистости и трещиноватости.

Ил.1, библи. 2 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Аверко Е.М. Подобие сейсмического явления в поле объемных сил	5
Аверко Е.М. Элементы классификации и расчета сейсмических источников	20
Аверко Е.М., Булычов А.А. Осцилляции амплитуды сейсмической волны при ее распространении в однородной изотропной среде	32
Булычов А.А., Кокшаров В.З. Изучение влияния акустической нагрузки на работу пьезоэлектрических излучателей	44
Кокшаров В.З., Терехин Ю.В. Перспективы развития автоматизированных технологий обработки и интерпретации в акустическом каротаже	56
Колесников Ю.И. Сравнительный анализ поглощения объемных сейсмических волн и нормальных волн в тонких стержнях и пластинах	67
Колесников Ю.И., Котельников Е.И. Модельные исследования сейсмических волновых полей в угленосных отложениях Кузбасса при наличии разрывных нарушений ..	84
Нефедкин Ю.А., Михеев А.В. Вопросы методики двухкомпонентных скважинных акустических наблюдений в низкоскоростных средах	95
Курьянов Ю.А., Завьялец А.Н., Терехин Ю.В. Информативность акустического каротажа при выделении терригенных коллекторов нефтяных месторождений Западной Сибири	101
Базылев А.П. Восстановление пластовых скоростей отложений Западной Сибири по данным электрометрии скважин	104
Ботников О.А., Щербаненко А.Н. Сравнение скоростей Р- и S-волн по данным акустического каротажа и лабораторных измерений для некоомских и юрских отложений Сургутского свода	111
Завьялец А.Н., Токменин В.Т., Курьянов Ю.А., Козырев М.П. Анизотропия скоростей упругих волн в битуминозных аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири	118
Рефераты	125

Темат. план вып. самост. изд. СО АН СССР
на 1988 г. (сборники) поз. 71

ГЕОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ:
МЕТОДИКА И АППАРАТУРА

Сборник научных трудов

Ответственный редактор
Инокентий Сафьянович Чичилин

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Р.Н. Ильина
Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 7.12.88. МН 09877.
Бумага 60×84/16. Печ.л. 8,25+1вкл. Уч.-изд.л. 7,6.
Тираж 400. Заказ 474. Цена 55 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.