

УДК 550.34.013

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ, СКОРОСТИ И ГРАНИЦ СЛОИСТОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ОКОЛОСКВАЖИННОГО ПРОСТРАНСТВА С КРИВОЛИНЕЙНЫМИ ГРАНИЦАМИ РАЗДЕЛА

© 2016 г. А.С. Рожков

Мурманский государственный технический университет, г. Мурманск, Россия

Работа посвящена решению совместной обратной задачи по сейсмическим и гравиметрическим данным. Для двумерной геологической среды околоскважинного пространства решена задача определения плотности, скорости и границ в слоистой геологической среде с произвольными (криволинейными) границами раздела слоев. Предполагается, что в каждом слое известны акустическая жесткость (произведение скорости на плотность) и времена пробега сейсмических волн как функции от горизонтальной координаты x . Эти функции произвольны, т.е. на них не налагаются никакие ограничения. Известно также положение верхней границы первого слоя, на которой заданы сейсмические и гравиметрические данные.

Рассматривается скважина, в каждом слое которой по данным ГИС известны плотность ρ и скорость V , связь между которыми предполагается в виде $V=mr^l$, где m и l – константы, подлежащие определению. Плотности, скорости и границы слоев находятся для каждого слоя как функции от горизонтальной координаты.

Ключевые слова: совместная обратная задача геофизики, околоскважинное пространство, плотность, скорость.

Введение

В работе рассмотрено решение совместной обратной задачи по сейсмическим и гравиметрическим данным. Первая известная автору постановка совместной обратной геофизической задачи принадлежит болгарскому геофизику И.П. Недялкову [1957, 1965], показавшему, что совместная интерпретация аномалий двух полей (например, гравитационного и электрического), порожденных одним и тем же изолированным геологическим объектом, может дать больше, чем простая сумма результатов индивидуальной обработки каждой аномалии. В дальнейшем эта задача рассматривалась в многочисленных исследованиях, среди которых особое место занимают работы [Алексеев, Бубнов, 1981, 1984; Алексеев, 1992]. Отметим также исследования, представленные в работах [Страхов, Романюк, 1984; Голиздра, 1988; Старостенко, Костюкевич, Козленко, 1988; Глазнев, 2003; Кобрунов, 2003].

Постановка задачи

В настоящей статье приводится численное решение задачи определения плотности, скорости и границ слоев геологической среды околоскважинного пространства как функций от горизонтальной координаты при следующих условиях.

Среда предполагается двумерной, в связи с чем скорость V и плотность ρ будут определяться как функции от двух переменных – $V=V(x, z)$ и $\rho=\rho(x, z)$. По направлению, совпадающему с осью OY , которая перпендикулярна осям OX и OZ и лежит в горизонтальной плоскости, все свойства среды считаются неизменными. Кроме того пред-

полагается, что скорости и плотности в каждом пласте зависят только от координаты x и не зависят от z , что оправдано для пластов с относительно небольшой мощностью.

Положительным направлением горизонтальной оси OX считается направление слева направо. По вертикали вниз через точку O (начало системы координат) проходит ось OZ . Имеется n слоев и для каждого i -го слоя на некотором отрезке $[x_0, X]$ известны акустическая жесткость $C_i(x)$ (произведение скорости на плотность) как функция от горизонтальной координаты и времена пробега сейсмических волн $t_i(x)$ как функции от x , т.е. $x \in [x_0, X]$.

Попутно заметим, что если вместо жесткости известна скорость, то задача решается по алгоритму, аналогичному представляемому в данной работе (подробно такой случай рассмотрен в [Рожков, 2005, 2010]).

Известно положение верхней границы первого слоя – $z_1(x)$, на которой замерены сейсмические и гравиметрические данные, а также гравитационный эффект от всей залегающей ниже толщи пород. Глубина верхней границы i -го слоя определяется как $z_i(x)$. Общее число границ, которые разделяют отдельные слои, будет равно $n+1$.

Пусть имеется скважина, расположенная в точке с горизонтальной координатой x_0 . По данным ГИС в каждом i -м пласте известны плотности и скорости в точках с той же горизонтальной координатой x_0 . Плотности по данным ГИС могут быть значительно уточнены моделированием сейсмического поля и подбором таких плотностей в модели, при которых реальное и модельное поля наиболее близки друг к другу. Для этого используется вертикальное сейсмическое профилирование.

Отрезок $[x_0, X]$ на горизонтальной оси разбивается на $n-1$ частей точками с координатами x_1, x_2, \dots, x_n , являющимися координатами пикетов, на которых размещены сейсмоприемники и пункты гравиметрических измерений:

$$(x_1 = x_0) < x_2 < \dots < x_{n-1} < (x_n = X). \quad (1)$$

Расстояния между пикетами предполагаются одинаковыми, что, однако, не обязательно (рис. 1).

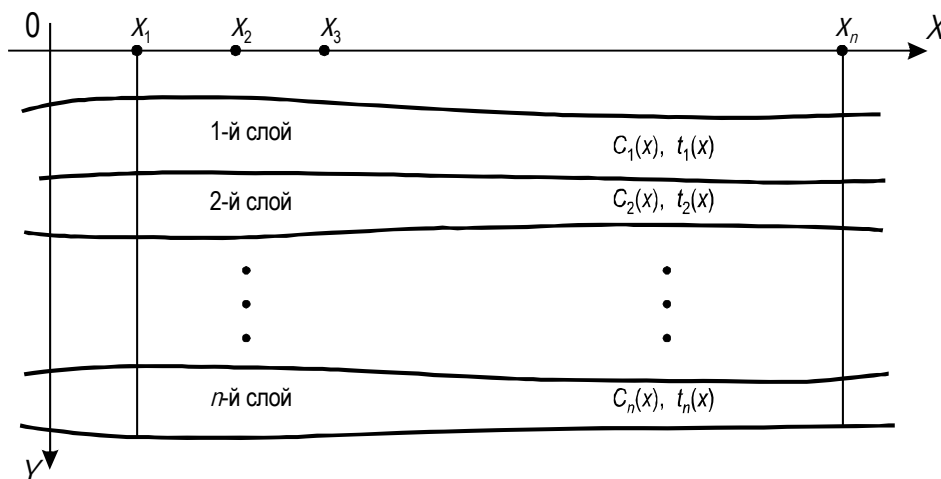


Рис. 1. Схематическое изображение рассматриваемой среды

Из волнового уравнения вытекает связь между плотностью и скоростью как продольных, так и поперечных волн в виде

$$V = (K/\rho)^{1/2},$$

где K – эффективный упругий параметр; ρ – плотность; V – скорость либо продольных, либо поперечных волн (в зависимости от значения K) [Шерифф, Гелдарт, 1987].

Представленное уравнение является упрощенным, так как параметр K также зависит от плотности. Параметры K и ρ взаимосвязаны, и эта связь зависит от литологии, пористости, свойств поровых флюидов, давления, глубины, цементации, степени уплотнения и других характеристик геосреды. Данные, приводимые в [Gardner, Gardner, Gregory, 1974], соответствуют зависимости

$$\rho = aV^{1/4}, \quad (2)$$

где плотность ρ выражена в г/см³, скорость V – в м/с при $a=0.31$ и в фут/с при $a=0.23$. Отметим, что соль, ангидрит и уголь не подчиняются этой зависимости.

В многочисленных исследованиях, в том числе в работах [Гогоненков, Захаров, Эльманович, 1980; Tal-Virsky, Tabakov, 1983; Гогоненков, 1987], для основных литологических типов пород – песчаников, глин, известняков, доломитов – также установлена степенная зависимость, но более общего вида:

$$V = m\rho^l, \quad (3)$$

где m и l – константы, подлежащие определению. Однако выяснено, что этой зависимости также не подчиняются некоторые породы (например, соль, гипс, ангидрит, уголь).

Заметим, что связь между скоростью и плотностью в виде $V=(K/\rho)^{1/2}$ вытекает из волнового уравнения, полученного в предположении, что среда упруга, однородна и изотропна [Боганик, Гурвич, 2006].

Зависимость Гарднера (2) получена экспериментально и, следовательно, отображает свойства реальных сред. Очевидно, что реальные среды, использовавшиеся при выводе зависимости (2), не обладают в полной мере свойствами абсолютной упругости, однородности и изотропности. Таким образом, можно считать, что и для сред, не обладающих в полной мере перечисленными свойствами, экспериментальная зависимость может быть использована без существенной ошибки. То же самое относится и к экспериментальной зависимости, установленной в работах [Гогоненков, Захаров, Эльманович, 1980; Tal-Virsky, Tabakov, 1983; Гогоненков, 1987].

Очевидно, что в случаях, когда связь между V и ρ определяется гладкой (имеющей непрерывную производную) функцией, и для пород, которые не подчиняются зависимости (3), можно при относительно небольших изменениях плотности зависимость между ρ и V аппроксимировать такой функцией.

Как уже было отмечено выше, в настоящей работе скорость V и плотность ρ также связываются равенством (3), в котором m и l – константы подлежащие определению.

Из (3) следует, что для каждого i -го пласта $V_i(x) = m_i\rho_i^{l_i}(x)$, где $V_i(x)$ и $\rho_i(x)$ – скорость и плотность; m_i и l_i – константы, вообще говоря, различные для разных пластов. Обозначим $V_i(x)=V_i$, $V_i(x_0)=V_{i0}$, $C_i(x)=C_i$, $C_i(x_0)=C_{i1}$, $\rho_i(x)=\rho_i$, $\rho_i(x_0)=\rho_{i0}$. В силу вышесказанного в точке x_0 плотность ρ_{i0} в скважине для каждого i -го слоя известна.

Для всякой фиксированной точки x в каждом из слоев плотность $\rho_i(x)$ и скорость $V_i(x)$ будем считать одинаковыми для всех значений z , таких, что $z_i(x) \leq z \leq z_{i+1}(x)$. Вертикальные координаты точек слоя по оси OZ при фиксированном значении x ограничены положением границ данного слоя, и тем самым заданы для каждого фиксированного значения координаты x . Поэтому плотности и скорости определяются однозначно как функции точек плоскости (x, z) , т.е. как функции от двух переменных.

Действительно, пусть определены функции $\rho_i(x)$, $V_i(x)$ и $z_i(x)$. Для всякой точки (x, z) найдется единственный i -й слой, которому принадлежит эта точка, т.е. единственный номер i , для которого $z_i(x) \leq z \leq z_{i+1}(x)$. Тогда плотность в точке (x, z) будет равна $\rho_i(x)$, а скорость – $V_i(x)$.

Алгоритм определения плотности, скорости и границ слоистой геологической среды

Формулы для вычисления составляющих притяжений по осям OX , OY , OZ для горизонтального цилиндрического аномального тела с прямоугольным поперечным сечением даны в [Веселов, Сагитов, 1968; Блох, 1993, формула (2.14)]. В двумерном случае (рис. 2), когда плотность зависит только от координаты ξ , формула для аномалии силы тяжести приобретает вид

$$W_z(x, z) = f \int_{\xi_1}^{\xi_2} \rho(\xi) \ln \frac{(\xi - x)^2 + (z_{i+1}(\xi) - z)^2}{(\xi - x)^2 + (z_i(\xi) - z)^2} d\xi, \quad (4)$$

где ξ – координата по x ; ζ – координата по z .

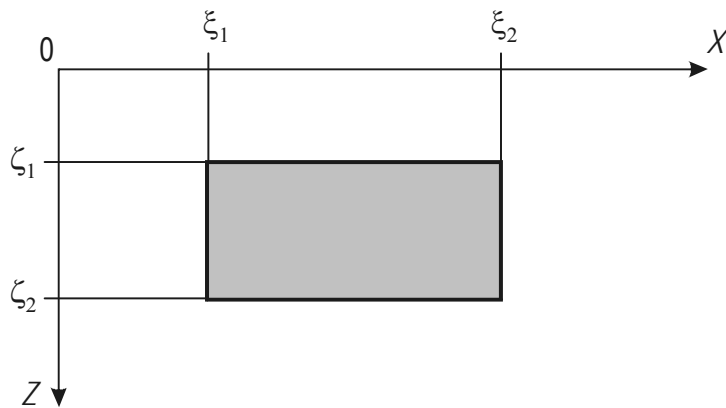


Рис. 2. К расчету аномалии силы тяжести по формуле (4)

Формула (4) представляет гравитационный эффект от пласта, ограниченного верхней $z_i(\xi)$ и нижней $z_{i+1}(\xi)$ границами. Таким образом, остается суммировать гравитационный эффект от каждого пласта для каждого пункта измерений.

Так как $C_i = V_i \rho_i$, то из (3) следует, что $C_i = m_i \rho_i^{l_i+1}$, а для точки x_{i0} – $C_{i0} = m_i \rho_{i0}^{l_i+1}$. Разделив первое из этих равенств на второе, получим $C_i/C_{i0} = (\rho_i/\rho_{i0})^{l_i+1}$. Поэтому $\rho_i/\rho_{i0} = (C_i/C_{i0})^{1/(l_i+1)}$ или $\rho_i = \rho_{i0} (C_i/C_{i0})^{1/(l_i+1)}$.

Сделав замену

$$\frac{1}{l_i + 1} = k_i, \quad (5)$$

будем иметь

$$\rho_i(x) = \rho_{i0} \left(\frac{C_i(x)}{C_{i0}} \right)^{k_i} \quad (6)$$

и далее

$$V_i(x) = \frac{C_i(x)}{\rho_i(x)} = \frac{C_{i0} \left(\frac{C_i(x)}{C_{i0}} \right)}{\rho_{i0} \left(\frac{C_i(x)}{C_{i0}} \right)^{k_i}} = \frac{C_{i0} \left(\frac{C_i(x)}{C_{i0}} \right)}{\rho_{i0} \left(\frac{C_i(x)}{C_{i0}} \right)^{k_i}} = \frac{C_{i0}(x) \left(\frac{C_i(x)}{C_{i0}} \right)^{1-k_i}}{\rho_{i0}} = V_{i0} \left(\frac{C_i(x)}{C_{i0}} \right)^{1-k_i}.$$

Таким образом, мы приходим к тому, что

$$V_i(x) = V_{i0} \left(\frac{C_i(x)}{C_{i0}} \right)^{1-k_i}. \quad (7)$$

Заменив в (6) переменную x на переменную ξ и подставив (6) в (4), получим для i -го слоя

$$W_{zi}(x, z) = f \int_{\xi_1}^{\xi_2} \rho_{i0} \left(\frac{C_i(\xi)}{C_{i0}} \right)^{k_i} \ln \frac{(\xi - x)^2 + (z_{i2}(\xi) - x)^2}{(\xi - x)^2 + (z_{i1}(\xi) - z)^2} d\xi. \quad (8)$$

Здесь $W_{zi}(x, z)$ – гравитационный эффект от i -го слоя в точке с координатами (x, z) ; z_{i1} и z_{i2} – нижняя и верхняя границы i -го слоя, которые надо определить. Выразим глубины границ через скорости и времена пробега в слоях – $H_i(x) = V_i(x)t_i(x)$, $i = 1, 2, \dots, n$.

Пусть все пикеты находятся на одном и том же уровне $z=0$. Тогда

$$\begin{aligned} z_{11} &= 0 \\ z_{12} &= V_1(x)t_1(x) = z_{21} \\ z_{22} &= V_1(x)t_1(x) + V_2(x)t_2(x) = z_{31} \\ &\dots\dots\dots \\ z_{n-1,2} &= \sum_{m=1}^{n-1} V_m(x)t_m(x) = z_{n1} \\ z_{n2} &= \sum_{m=1}^n V_m(x)t_m(x). \end{aligned} \quad (9)$$

Теперь глубины границ выражены через известные времена пробега и неизвестные скорости в слоях. Но из формулы (7) следует, что скорости в слоях являются функциями от неизвестных величин k_i . Поэтому нижняя и верхняя границы каждого i -го слоя, т.е. функции z_{i1} и z_{i2} , также являются функциями от неизвестных величин k_i .

Суммируя в точке с координатами (x, z) гравитационный эффект от всех слоев и считая, что гравитационные аномалии заданы на одной и той же высоте $z=0$, по формуле (8) для j -го пикета в точке $(x, 0)$ получим

$$R(x_j) = f \sum_{i=1}^n \int_{\xi_1}^{\xi_2} \rho_{i0} \left(\frac{C_i(\xi)}{C_{i0}} \right)^{k_i} \ln \frac{(\xi - x_j)^2 + z_{i2}^2(\xi)}{(\xi - x_j)^2 + z_{i1}^2(\xi)} d\xi,$$

где $R(x_j)$ – часть фиксируемого в j -м пикете наблюдаемого гравитационного эффекта, которую дает исследуемая нами пачка слоев; x_j – горизонтальная координата; $z=0$ – вертикальная координата j -го пикета.

Наблюдаемый гравитационный эффект, фиксируемый в j -м пикете, представляет собой сумму двух слагаемых, одно из которых $R(x_j)$, другое – гравитационный эффект от оставшейся нижней толщи. Обозначив гравитационный эффект от нижней толщи в j -м пикете как $F(x_j)$, а наблюдаемый гравитационный эффект как $G(x_j)$, для j -го пикета имеем

$$G(x_j) = R(x_j) + F(x_j).$$

Для дальнейшего решения будем аппроксимировать гравитационный эффект нижней толщи $F(x_j)$ многочленом. Чтобы оценить степень этого многочлена, для всех l_i из формулы (5) в силу формулы Гарднера (2) приближенно положим $l_i=1/4$. Тогда все значения k_i станут по формуле (5) равными $4/5$. Теперь с этими значениями k_i

Обозначим левые части уравнений системы (11) соответственно F_1, F_2, \dots, F_m , где $F_j = F_j(k_1, k_2, \dots, k_m)$, $j=1, \dots, m$.

Пусть далее

$$F = \begin{pmatrix} F_1 \\ F_2 \\ \vdots \\ F_m \end{pmatrix}, \quad k = \begin{pmatrix} k_1 \\ k_2 \\ \vdots \\ k_m \end{pmatrix}.$$

Тогда последнюю систему уравнений можно записать в виде векторного равенства

$$F(k) = \begin{pmatrix} F_1(k) \\ F_2(k) \\ \vdots \\ F_m(k) \end{pmatrix} = 0. \quad (12)$$

Пусть имеется p -е приближение $k^p = (k_1^p, \dots, k_m^p)$ к решению векторного уравнения (12). Запишем вычислительную формулу (метод Ньютона) [Бахвалов, 1975, гл. VII, §2, (4)]:

$$k^{p+1} = k^p - [F'(k^p)]^{-1} F(k^p) \quad (p=1,2,\dots), \quad (13)$$

где

$$F'(k^p) = \begin{pmatrix} \frac{\partial F_1(k^p)}{\partial k_1} & \dots & \frac{\partial F_1(k^p)}{\partial k_m} \\ \dots & \dots & \dots \\ \frac{\partial F_m(k^p)}{\partial k_1} & \dots & \frac{\partial F_m(k^p)}{\partial k_m} \end{pmatrix} - \quad (14)$$

матрица Якоби вектор-функции $F(k)$, а $[F'(k^p)]^{-1}$ – матрица, обратная к ней.

В качестве нулевого приближения k^0 можно взять приближенное (грубое) значение искомого решения. Мы его получим, если для всех l_i из формулы (5) в силу формулы Гарднера (2) положим $l_i = 1/4$. Тогда в качестве нулевого приближения для всех k_i^0 , $i=1, \dots, n$, получим значение, равное $4/5$, т.е. $k_1^0 = 4/5, \dots, k_n^0 = 4/5$, для $i=l$ $k_i^0 = A$, а для $i=m$ $k_m^0 = B$, где A и B – числа из равенств (10). Элемент, соответствующий j -й строке и i -му столбцу матрицы (14), найдем, продифференцировав в системе (11) j -е уравнение по k_i -му параметру, воспользовавшись при этом правилом дифференцирования по параметру под знаком интеграла (правило Лейбница) [Фихтенгольц, 1970, Т. 2, гл. XIV, § 1]. Все подинтегральные функции в системе (12) являются аналитическими функциями, от которых легко берутся производные по переменным k_i .

В результате получаются выражения для элементов $\frac{\partial F_j(k^p)}{\partial k_i}$ матрицы Якоби (14)

как суммы интегралов от известных подинтегральных функций (j – номер строки, i – номер столбца).

После нахождения всех элементов матрицы (14) найдем матрицу, обратную к ней. Затем по формуле (13) получим $(p+1)$ -е приближение $k^{p+1} = (k_1^{p+1}, \dots, k_m^{p+1})$ и так далее, до тех пор, пока не будут найдены с требуемой точностью неизвестные k_1, k_2, \dots, k_m .

Найдя k_i , по формулам (6) и (7), определим искомые плотности и скорости $\rho_i(x)$ и $V_i(x)$ для каждого i -го слоя в виде функций от горизонтальной координаты x .

Заметим, что элементы якобиана (14) можно вычислить с любой нужной точностью, воспользовавшись известными методами вычисления интегралов и применив, например, правило оценки погрешностей Рунге [Вержбицкий, 2002, с. 483]. Теми же методами, используя правило Рунге, можно также с любой точностью вычислить и $F(k^p) = (F_1(k^p), F_2(k^p), \dots, F_m(k^p))$. Элементы обратной матрицы $[F'(k^p)]^{-1}$, присутствующие в формуле (13), могут быть вычислены с любой точностью при помощи, например, итерационного процесса, описанного в [Фаддеев, Фаддеева, 2002, с. 192]. Таким образом контролируется и может быть задана допустимая ошибка расчета на каждом шаге итерационного процесса, осуществляемого по формуле (13).

Методом Ньютона может быть найдено решение с любой заданной точностью с использованием оценок погрешностей, приводимых в [Канторович, Акилов, 1977, с. 693] или в [Каханер, Моулер, Ней, 1998, с. 180]. Поэтому искомые неизвестные k_1, k_2, \dots, k_m можно также найти с любой требуемой точностью. Единственность решения исследуется с помощью теоремы, изложенной в [Канторович, Акилов, 1977, с. 693]. При этом подходе возможность определения плотности единственным образом согласуется с результатами, изложенными А.С. Алексеевым в [1992].

Заключение

Рассмотренный в работе алгоритм, по мнению автора, может быть использован для определения средней плотности достаточно мощных пластов в околосожажинном пространстве. Если этим методом найдена средняя плотность в мощных пластах, каждый из которых состоит из нескольких пластов меньшей мощности, то можно найти плотность и в каждом из них, используя алгоритм, описанный в [Рожков, 2005].

В алгоритме, представленном в [Рожков, 2005], используются те же начальные условия и данные, что и в настоящей работе, исключая гравитационный эффект и акустическую жесткость. При этом вместо гравитационного эффекта рассматривается средняя плотность пачки слоев как функции от горизонтальной координаты, а вместо акустической жесткости – скорость. Однако, применяя описанный в данной работе подход, легко и в алгоритме из [Рожков, 2005] вместо скорости использовать акустическую жесткость. Из этого следует, что объединив алгоритмы, рассматриваемые в двух работах автора, мы получим возможность определить плотность в тонкослоистой среде околосожажинного пространства.

Рассмотренный в статье метод может быть использован для решения обратной задачи геофизики и при совмещении иных геофизических полей.

Реальная связь между скоростью и плотностью заменялась связью вида $V=tr^l$, что может быть объяснено следующим образом. Во-первых, это хорошо согласуется с экспериментальными исследованиями; во-вторых, при помощи этой связи удастся учесть нелинейность зависимости между скоростью и плотностью, используя только два неизвестных параметра t и l . Если же применить для аппроксимации, например, многочлены, то учет нелинейности потребовал бы использования трех неизвестных параметров. Однако в тех случаях, когда возникают сомнения в достаточно удачном описании этой связи при помощи равенства $V=tr^l$, можно использовать иные виды зависимостей, применяя для решения задачи описанный выше алгоритм.

Заметим, что в качестве нулевого приближения k_i^0 , $i=1, \dots, n$ в силу формулы Гарднера (2) мы брали значение, равное 1/4. Но можно, например, воспользовавшись результатами исследования связей между скоростью и плотностью в конкретных геологических образованиях, выбрать более подходящие для каждого конкретного случая значения нулевых приближений. К решению задачи определения нулевого приближения могут быть применены и иные подходы.

Описанный в статье алгоритм может применяться и в случае, когда гравиметрические измерения выполнены в скважине. Это, по мнению автора, повысит информативность данных и, следовательно, увеличит точность расчетов.

Отметим также, что в данной работе предполагается связь между скоростью и плотностью вида $V=tr^l$, где t и l – константы вдоль конкретного профиля. Если же предположить, что эта связь для каждого слоя имеет место не только для направления по некоторому профилю, а для всего окоскважинного пространства, то используя данный алгоритм, мы решим задачу и в трехмерном случае.

Для тонкослоистой среды можно приближенно считать, что скачки значений скорости и плотности невелики, и поэтому скорости и плотности изменяются почти непрерывно и по горизонтали, и по вертикали. В пределе, при стремлении мощности слоев к нулю, получим градиентную среду.

Благодарности

Автор благодарит за поддержку работы и содействие в ее реализации докторов физико-математических наук М.Л. Владова (Геологический факультет МГУ), А.А. Булычева (Геологический факультет МГУ), В.Н. Глазнева (Кафедра геофизики Воронежского государственного университета), а также начальника комплексной геолого-геофизической партии ОАО “МАГЭ” В.А. Журавлева.

Автор благодарен рецензентам за их внимание к статье и выражает особую признательность Главному редактору журнала, доктору физико-математических наук В.О. Михайлову за его помощь и ценные замечания, сделанные в процессе подготовки публикации.

Литература

- Алексеев А.С.* О постановке совмещенных обратных задач геофизики // Условно-корректные обратные задачи математической физики и анализа. Новосибирск: Наука, 1992. С.3–12.
- Алексеев А.С., Бубнов Б.А.* Об одной совмещенной постановке обратных задач сейсмологии и гравиметрии // Докл. АН СССР. 1981. Т. 251, № 5. С.1086–1090.
- Алексеев А.С., Бубнов Б.А.* Устойчивость решения обратной задачи комплексирования сейсмологии и гравиметрии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 2. С.332–335.
- Бахвалов Н.С.* Численные методы. М.: Наука, 1975. 632 с.
- Блох Ю.И.* Решение прямых задач гравиразведки и магниторазведки: Учебное пособие. М.: МГГА, 1993. 79 с.
- Боганик Г.Н., Гурвич И.И.* Сейсморазведка: Учебник для вузов. Тверь: Изд-во АИС, 2006. 744 с.
- Веселов К.Е., Сагитов М.У.* Гравиметрическая разведка. М., 1968. 512 с.
- Вержбицкий В.М.* Основы численных методов: Учебник для вузов. М.: Высшая школа, 2002. 840 с.
- Глазнев В.Н.* Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КазМ, 2003. 252 с.
- Гогоненков Г.Н.* Изучение детального строения осадочных толщ сейсморазведкой. М.: Недра, 1987. 221 с.

- Гогоненков Г.Н., Захаров Е.Т., Эльманович С.С. Прогноз детального скоростного разреза по сейсмическим данным // Прикладная геофизика. 1980. Вып. 97. С.58–72.
- Голыздра Г.Я. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. М.: Недра, 1988. 212 с.
- Канторович Л.В., Акилов Г.П. Функциональный анализ. М.: Наука, 1977. 744 с.
- Каханер Д., Моулер К., Неш С. Численные методы и программное обеспечение. М.: Мир, 1998. 575 с.
- Кобрунов А.И. Принципы интегрированной интерпретации гравиметрических данных // Геофизический журнал. 2003. Т. 25, № 6. С.95–105.
- Недялков И.П. Комплексная интерпретация потенциальных полей // Докл. БАН. 1957. Т. 10, № 6. С.67.
- Недялков И.П. Комплексная интерпретация потенциальных полей // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1965. № 11. С.48–65.
- Рожков А.С. Расчет плотности для модели слоистой геологической среды с совместным использованием сейсмических и гравиметрических данных // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2005. Вып. 2. С.65–69.
- Рожков А.С. Алгоритм численного решения задачи определения плотности в слоистой геологической среде. ВИНТИ РАН, 2010. № 585-В2010. 6 с.
- Старостенко В.И., Костюкевич А.С., Козленко В.Г. Комплексная интерпретация данных сейсмометрии и гравиметрии // Физика Земли. 1988. № 4. С.33–49.
- Страхов В.Н., Романюк Т.В. Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии. Часть I // Физика Земли. 1984. № 6. С.44–63.
- Страхов В.Н., Романюк Т.В. Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии. Часть II // Физика Земли. 1984. № 7. С.64–80.
- Фаддеев Д.К., Фаддеева В.Н. Вычислительные методы линейной алгебры. СПб.: Изд-во “Лань”, 2002. 656 с.
- Фихтенгольц Г.М. Курс дифференциального и интегрального исчисления. М.: Наука, 1970. 800 с.
- Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. Обработка и интерпретации данных. Т. 2. М.: Мир, 1987. 400 с.
- Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R. Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps // Geophysics. 1974. V. 39. P.770–849.
- Tal-Virsky B.B., Tabakov A.A. High-resolution prediction of acoustic impedances below bottom-of-hole // Geophys. Prosp. 1983. V. 31, N 2. P.225–236.

Сведения об авторе

РОЖКОВ Александр Семенович – преподаватель, Мурманский государственный технический университет. 83010, Мурманск, ул. Спортивная, д. 13. E-mail: ctvtjdbxss@mail.ru

DETERMINATION OF DENSITY, VELOCITY, AND BOUNDARIES OF THE GEOLOGICAL MEDIUM WITH ARBITRARY BOUNDARIES AROUND A BOREHOLE

A.S. Rozhkov

Murmansk State Technical University, Murmansk, Russia

Abstract. This work is dedicated to a combined inverse problem using seismic and gravimetric data. For the case of two-dimensional geological medium in the vicinity of borehole, the problem of determining density,

seismic wave velocities and layer boundaries is solved for arbitrary surface of discontinuity. The acoustic impedance (density-velocity product), and travel times of seismic waves, as a function of horizontal coordinate x , are assumed to be known in each layer. These functions do not impose any restrictions, i.e. these functions are arbitrary. The position of the upper border of the first layer is also known and seismic and gravimetric data are given on it.

A borehole is considered with density ρ and velocity V known in each layer based on GIS (Geographical information systems) data. The relation between density and velocity is assumed to be $V=m\rho^l$, where m and l are constants to be determined. According to these data, densities, velocities, and locations of discontinuity surfaces are determined as a function of horizontal coordinate for each layer.

Keywords: combined inverse problem of geophysics, vicinity of borehole, density, velocity.