И.К. Кондратьев, В.И. Рыжков, Ю.М. Киссин, А.В. Шубин

СПОСОБЫ РЕАЛИЗАЦИИ И ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ

«Допущено Учебно-методическим объединением вузов Российской Федерации по нефтегазовому образованию в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению подготовки магистров 131000 «Нефтегазовое дело», по представлению Ученого совета Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина».



МОСКВА Издательский центр РГУ нефти и газа имени И.М. Губкиня 2011

УДК 550.834

Кондратьев И.К., Рыжков В.И., Киссин Ю.М., Шубин А.В.

Способы реализации и оценка эффективности сейсмической инверсии: Учебное пособие.- М.: Издательский центр РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2011.- 62 с.

ISBN 978-5-91961-038-0

Рассмотрены способы динамической инверсии сейсмических данных для изучения упругих свойств пород-коллекторов, насыщенных углеводородами. Дана классификация методов сейсмической инверсии, учитывающая применяемый алгоритм и используемые данные, сделано обобщение математических методов, используемых в задачах сейсмической инверсии различными авторами. На примере экспериментальных работ показано, что оптимальным направлением исследований является сочетание двух технологий инверсии (акустическая и упругая) на различных этапах понсков и разведки месторождений. Эффективность достигается за счет того, что упругая инверсия обладает принципиальной возможностью определять литологический состав целевых интервалов, а также прогнозировать характер насыщения коллекторов (газ или жидкость). Акустическая инверсия в пределах квазиоднородных литологических блоков позволяет добиться большей точности оценивания акустического импеданса.

Данное издание является собственностью РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина и его репродуцирование (воспроизведение) любыми способами без согласия университета запрещается.

 ISBN 978-5-91961-038-0
 © И.К. Кондратьев, В.И. Рыжков, Ю.М. Киссин, А.В. Шубин, 2011
 © РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2011
 © Оформление серии Голубева М.С., 2011

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	4
ЧАСТЬ І. ВИДЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ И АНАЛИЗ ИХ ЭФФЕКТИВН	ЮСТИ7
1 Обзор методов инверсии сейсмических данных	7
1.1 Математические методы, применяемые в сейсмической инверсии	8
1.2 Акустическая инверсия	10
1.3 Упрутая инверсия	
1.4 Одновременная (синхронная) инверсия	17
1.5 Стохастическая (геостатистическая) инверсия	20
1.6 Пластовая инверсия	21
2 Анализ эффективности различных видов сейсмической инверсии	23
Выводы по Части І	32
ЧАСТЬ II. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОДНОМЕРНОЙ И ДВУМ ИНВЕРСИЙ В ЗАДАЧЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ	ЕРНОЙ 34
3 Методика проведенных исследований	
4 Оценка точности одномерной инверсии	36
4.1. Используемые модели среды	36
4.2. Корреляционные связи петрофизических параметров по данным ГИС	
4.3. Выполнение одномерной инверсии	43
4.4. Точность прогнозирования К _{песч} одномерной инверсией	44
5 Оценка точности двумерной инверсии	48
5.1. Методика оценки точности двумерной инверсии	48
5.2. Точность прогнозирования К _{песч} двумерной инверсией	52
Выводы по Части II	
Заключение	
Список использованных источников	

Введение

В XX веке для обеспечения прироста запасов углеводородов (УВ) основная ставка делалась на поиск крупных месторождений, содержащих мощные (десятки и даже сотни метров) пласты-коллекторы, являющиеся резервуарами для залежей нефти и газа. В настоящее время обнаружение месторождений УВ такого типа становится весьма редким явлением. Основной прирост запасов осуществляется за счет средних и мелких месторождений, содержащих маломощные коллекторы, толщина которых составляет обычно единицы и первые десятки (до 20) метров.

Основным геофизическим методом, предназначенным для изучения свойств коллекторов является сейсморазведка. Одной из наиболее сложных проблем является прогнозирование параметров коллекторов по форме записи отраженных волн. Теоретические основы для решения этой проблемы были заложены в начале XX века работами английского физика Рэлея Дж.П. по распространению упругих волн в слоистой среде. Большой вклад в развитие этого направления в 50- 70-х годах внесли российские математики и геофизики Бреховских Л.М., Петрашень Г.И., Алексеев А.С., Берзон И.С. и др.

Появление ЭВМ создало условия для практического решения этой проблемы. Нельзя не отметить, что первые создатели и исследователи деконволюции (Robinson E.A., Kunetz G., Rice R.B., Treitel S.) рассматривали этот метод как средство определения акустических параметров тонких слоев. Наиболее серьезная попытка практической реализации такого подхода была предпринята Кондратьевым И.К. и др. в конце 60-х годов [1]. В результате проведения специальных опытно-методических работ, включающих регистрацию отражений мощными площадными группами и использование заглубленного зонда для определения формы падающей волны, по результатам высокоточной деконволюции сейсмических трасс восстанавливались детальные акустические модели среды. Сравнение результатов эксперимента с данными акустического каротажа (AK) имеющихся скважин показало успешность предложенного подхода, однако в те времена российская геофизика была не готова к широкому использованию трудоемких полевых методик.

С начала 80-х годов началось создание первых практических способов решения обратной динамической задачи сейсморазведки для одномерной модели среды, содержащей тонкие слои с плоскопараллельными границами раздела (акустическая инверсия). Российские геофизики Рудницкая Д.И., Дубровский З.М., Руденко Г.Е., Кондратьев И.К., Скорнякова Е.Г. были одними из первых в мире, кто разработал

оригинальные системы акустической инверсии и внедрил их в практику геофизических исследований. В настоящее время эти системы усовершенствованы и до сих пор находят широкое применение при прогнозировании коллекторов в России и ряде зарубежных стран (Казахстан, Китай, Иран, Узбекистан и др.).

В конце 80-х - середине 90-х годов началась интенсивная работа по созданию практических методов сейсмической инверсии для двумерной модели среды (AVO - или упругая инверсия). Ниже приведен анализ различных способов решения этой задачи, здесь - назовем фамилии зарубежных геофизиков, которые одними из первых начали работу по созданию способов упругой инверсии: Lortzer G.J.M., Berkhout A.J., Tarantola A., Hampson D., Russel B., Dahl T., Ursin B., Buland A., Omre H. и др.

За последнее десятилетие в отечественной и зарубежной литературе появилось очень много работ, которые демонстрируют успешное практическое применение способов сейсмической инверсии в различных районах мира. Однако, несмотря на широкое использование этих способов во всем мире, до сегодняшнего дня опубликовано очень мало исследований по получению количественных оценок точности и разрешающей способности сейсмической инверсии. Наиболее тщательно и глубоко эти вопросы рассмотрены в работах Van Riel P., Berkhout A.J., 1985 [2], Russell, B. and Hampson, D., 1991 [33], Кондратьева И.К., Лисицына П.А., Киссина Ю.М., 2005 [3], Левянта В.Б. и др., 2006 [4], Гогоненкова Г.Н., Федосовой А.И., 2007 [5], Ампилова Ю.П., Баркова А.Ю. и др., 2009 [6].

Способы сейсмической инверсии позволяют оценить по разрезам и сейсмограммам продольных воли физические параметры тонких слоев геологического разреза: акустический импеданс I₀ и временную мощность ΔT (акустическая инверсия); скорости продольных V_{0} и поперечных V_{5} волн (или импедансы I_{0} , I_{5}), а также плотность ρ (упругая инверсия). При наличии на исследуемой территории достаточного количества скважин устанавливаются экспериментальные зависимости (обычно построения путем кроссплотов) между физическими и требуемыми для рещения практических задач геологическими параметрами или свойствами пластов (эффективные мощности коллекторов H₂₆. коэффициенты пористости К_п, литология пород. характер флюидонасыщения и пр.). На практике для прогнозирования геологических параметров помимо физических параметров дополнительно привлекаются динамические атрибуты волнового поля (амплитуды, различные параметры частотных характеристик отражений и т.д.). На наш взгляд, по сейсмическим атрибутам, в отличие от результатов инверсии, невозможно различить влияние изменения мощности тонких слоев и их физических

свойств, поэтому в этой работе мы не будем рассматривать различные варианты атрибутного анализа.

В задачах сейсмической инверсии используются два типа моделей, различающихся по степени детальности. Первый тип - тонкослоистые модели. При работе во временной области – это эквидистантные модели с временной мощностью слоев, равной интервалу дискретности **Δt** (обычно 2 мс). При проведении инверсии в масштабе глубин минимальная мошность слоев для таких моделей примерно соответствует их аналогам во временной области (обычно 3-4 м). Второй тип моделей будем называть пластовыми моделями. Во временной области они не являются эквидистантными, при этом границы пластов на оси 1 по возможности приурочены к резким изменениям акустических параметров. Минимальная временная мощность пластов т_{той} определяется реальной разрешающей способностью сейсморазведки. Обычно пля среднечастотной сейсморазведки т_{ттіп} = 6 мс (подробнее об этом будет сказано позже), что соответствует минимальной толщине пластов 10-15 м.

Данная работа состонт из двух частей. В части I приводится обзор опубликованной литературы, посвященный описанию различных видов сейсмических инверсий и исследованию их эффективности. В части II описывается выполненное авторами данного руководства исследование по сравнительной оценке эффективности акустической и синхронной инверсий на реальном материале.

ЧАСТЬ І. ВИДЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ И АНАЛИЗ ИХ ЭФФЕКТИВНОСТИ

1 Обзор методов инверсии сейсмических данных

Основная цель инверсии сейсмических данных восстановление акустических и упругих свойств горных пород, которые могут быть связаны через эффективные модели сред с коллекторскими свойствами (литология, пористость, характер насыцения) или с физическими условиями (давление, температура) при которых они находятся [7].

Инверсия может рассматриваться как детерминистическая или стохастическая задача и может выполняться по сейсмическим данным до (сейсмограммы) или после (разрезы, кубы) суммирования (рисунок 1).



Рис. 1. Классификация методов сейсмической инверсии

1.1 Математические методы, применяемые в сейсмической инверсии

Задача инверсии может быть представлена следующим образом [7, 8]. Существует теоретическая модель A, которая связывает (линейно или нелинейно) параметры модели mи данные d. Наблюденные данные обозначим через d_{obs} , а синтетические d_{calc} - полученные путем решения прямой задачи по заданной модели. Цель инверсии найти параметры модели m, которые минимизируют функцию (целевая функция) разности между d_{obs} и d_{calc} . Невязки возникают потому что мы не знаем истинные параметры модели, модель есть упрощенное представление реальности и измеренные данные содержат шум. Целевая функция включает в себя не только невязку между d_{obs} и d_{calc} , но и ограничения, полученные из априорных данных и условия гладкости решения. Различные математические методы могут применяться для решения задачи минимизации: МНК, методы градиентного спуска, линейное программирование [9, 10], имитационный аннилинг [11, 12], методы случайного поиска (метод Монте-Карло), нейросетевые[13, 14] и генетические алгоритмы[15, 16]. Для решения задач инверсии может использоваться также вероятностный подход[17, 18, 19].

Линейный метод (МНК)

В данном случае данные и модель связаны линейно и выражение в матричном виде может быть записано:

$$Am = d \tag{1}$$

Решение такого вида уравнений получено с использованием метода наименьших квадратов (МНК):

$$\hat{m} = (A^T A)^{-1} A^T d_{abs} \tag{2}$$

Данный способ применяется для нахождения AVO-атрибутов: Intercept и Gradient из линеаризованной 2-х членной аппроксимации Шуе $R(\theta) = R(0) + G \cdot \sin^2 \theta$.

Методы градиентного спуска

Это численные методы, которые решают нелинейную задачу линеаризацией вокруг начального приближения. На каждой итерации модель обновляется, итерации прекращаются, когда достигнут минимизационный критерий. Примерами данного метода решения задачи инверсии являются: метод Ньютона и метод сопряженных градиентов[20].

Метод имитационного аннилинга [11, 12]

Алгоритм начинает работать с начальной (фоновой) модели импедансов m_i . Далее производиться возмущение параметров модели m_i , это могут быть изменения импедансов и толщин слоев, которое порождает модель m_{i+1} . Затем принимается решение принять данное возмущение или отвергнуть. Если целевая функция J(m) при возмущении параметра не увеличивается, возмущение всегда принимается. Если же целевая функция возрастает, то новая модель m_{i+1} также принимается, но с некоторой вероятностью:

$$P = \exp\left(-\frac{J(m_{i+1}) - J(m_i)}{T}\right),$$
(3)

где T - параметр, называемый температурой. Чем выше T, тем больше вероятность принятия "плохого" возмущения, приводящего к увеличению значения целевой функции.

Тот факт, что при любой температуре *T* > 0 "плохое" возмущение также может быть принято, означает возможность выхода из точки локального минимума целевой функции. Именно эта особенность процесса аннилинга обеспечивает попадание в глобальный минимум.

Процесс: случайное возмущение-принятие, повторяется некоторое время при неизменной *Т.* Затем температура понижается и процесс запускается вновь. Алгоритм останавливается, когда достигнут заданный минимум целевой функции, или при малой *T* дальнейшие возмущения не приводят к заметному изменению модели [21].

Вероятностный подход к проблеме инверсии [17, 18, 19, 22]

Основан на формуле Байеса:

$$p(\mathbf{m}|d) = \frac{p(d|\mathbf{m})p(\mathbf{m})}{p(d)},$$
(4)

где *p(m)* и *p(d)* - априорная информация о модели и данных, *p(d|m)* - вероятность получения данных *d* из модели *m*, *p(m|d)* - апостериорная вероятность модели *m*. Необходимо найти решение, которое максимизирует апостериорную вероятность *p(m|d)*. Целевая функция может быть записана:

$$J = -\log p(m \mid d) = -\log p(d \mid m) - \log p(m),$$
 (5)

т.к. log p(d) = const. Априорная информация включается при использовании ограничений S(m). Это может быть критерий минимума коэффициентов отражения как для инверсии редких импульсов. Тогда функция плотности вероятности:

$$p(m) = Ce^{-S(m)},\tag{6}$$

где С - константа.

Вероятность *p(d|m)* является функцией невязки между синтетическими и наблюденными данными и имеет Гауссовское распределение:

$$p(d \mid m) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(d-4m)^2}{2\sigma^2}}.$$
 (7)

Максимизируя целевую функцию J мы получнм решение, которое дает наименьшую ошибку между синтетическими и наблюденными данными и отвечает априорной модели.

1.2 Акустическая инверсия

Термином акустическая инверсия обозначается процедура определения важнейшей характеристики модели среды - зависимости акустического импеданса (I_p=pV_p) от времени по записи отраженных волн при нормальном падении [23].

Рекурсивная инверсия [24]

Рекурсивная инверсия (в русской литературе ПАК) самый первый и простой метод акустической инверсии. В настоящее время на практике не применяется. Сущность метода заключается в расчете относительных значений импедансов по рекуррентной формуле:

$$Z_m = Z_0 \prod_{i=1}^m \frac{1+R_i}{1-R_i} \,. \tag{8}$$

где Z₀ - импеданс верхнего (нулевого) слоя

R_i - і коэффициент отражения

Предварительно к сейсмическим трассам применяют операцию деконволюции для повышения разрешенности записи. Теоретически возможно восстановление и абсолютных значений акустических импедансов при совмещении полученных псевдоакустических кривых и низкочастотной фоновой модели. Основной проблемой данного вида инверсии является искажение импедансов из-за сглаживающего влияния сейсмических сигналов и накопление ошибок со временем.

Инверсия на основе оператора - цветная инверсия

На основе эмпирических исследований [25] авторы установили, что процесс инверсии может быть аппроксимирован фильтрацией с простым оператором. Фаза такого оператора должна быть постоянной -90°, что соответствует представлению о трансформации нуль-фазового отражения в скачок (ступень) акустического импеданса. Walden and Hosken [26] показали что спектр коэффициентов отражения может быть представлен трендом f^{β} , где β - константа, f - частота. Такое же поведение наблюдается для спектра акустического импеданса, но экспонента отрицательна. Амплитудный спектр оператора инверсии получается объединением амплитудного сейсмического спектра и спектра акустического импеданса в скважинах. Далее полученный оператор применяется к сейсмическим данным. Еще один пример инверсии на основе оператора представлен в работе [27].

Цветная инверсия является простым и быстрым способом инверсии данных и может быть применена на начальном этапе динамической интерпретации. Алгоритм позволяет получить более точный результат, чем рекурсивная инверсия, но уступает более совершенным оптимизационным методам инверсии.

Инверсия редких импульсов [9, 10, 28]

Основная идея инверсии редких импульсов - восстановить модель импедансов, которая отвечает сейсмической полосе частот, а затем совместить полученное решение с фоновой, низкочастотной моделью, тем самым уменьшив неоднозначность финального решения. Мы предполагаем, что геологическая модель состоит из множества пластов и функцию коэффициентов отражения можно записать:

$$r(t) = \sum_{n=0}^{N-1} r_n \delta(t - n\Delta), \qquad (9)$$

где среда содержит N+1 пластов, причем N+1 значительно меньше числа отчетов сейсмической трассы, это свойство значительно сокращает свободу поиска решения и поэтому уменьшает неоднозначность.

Запишем преобразование Фурье для уравнения (9):

$$\operatorname{Re}\{R_{i}\} = \sum_{n=0}^{N-1} r_{n} \cos(2\pi j n / N), \qquad (10)$$

$$\lim \{R_{j}\} = \sum_{n=0}^{N-1} r_{n} \sin(2\pi j n/N).$$
(11)

Неизвестные коэффициенты отражения (r,) можно найти используя обратное преобразование Фурье. При наличии только среднечастотной компоненты импульсной сейсмограммы, мы получим только часть значений частотного спектра. В этом случае инверсия даст неограниченное число решений с весьма различными последовательностями коэффициентов отражений. Однако, можно сформулировать критерий, позволяющий из множества решений выбрать одно, близко удовлетворяющее физической постановке задачи. Таким критерием является обеспечение минимума суммы модулей искомых коэффициентов отражения:

$$\sum_{n=0}^{N-1} |r_n| = \min, \qquad (12)$$

В итоге целевая функция для инверсии редких импульсов выглядит следующим образом:

$$J(m) = \sum_{n=0}^{N-1} |\mathbf{r}_n| + |Am - d|, \qquad (13)$$

Эффективным способом решения данной системы уравнений является метод линейного программирования [10, 20]. Восстановленная модель импедансов имеет блочное строение и отвечает наименьшему числу ненулевых коэффициентов отражения.

Инверсия, основанная на модели

Одним из наиболее популярных и коммерчески успешных методов акустической инверсии является метод инверсии основанный на модели. Рассмотрим два подхода, предложенных в работах [29, 30].

Обобщенная линейная инверсия (ОЛИ)

Процесс инверсии называется обобщенной линейной инверсией, потому что начинается с некоторого первичного приближения решения, за которым следует последовательное уточнение решения посредством ряда небольших шагов. Каждый шаг улучшает соответствие между синтетическими и реальными данными.

Метод ОЛИ основан на разложении функции в ряд Тейлора:

$$F(I) = F(IG) + \frac{\partial F(IG)(I - IG)}{\partial IG} + \frac{\partial^2 F(IG)(I - IG)^2}{\partial IG^2 2!} + \dots,$$
(14)

Где:

искомая модель импедансов;

IG - предполагаемая модель импедансов;

F(1) - наблюденная сейсмическая трасса;

F(IG) - синтетическая трасса, рассчитанная из IG;

 $\frac{\partial F(IG)}{\partial IG}$ - матрица частных производных.

Сократив ряд Тейлора мы линеаризуем функцию:

$$F(I) - F(IG) = \frac{\partial F(IG)(I - IG)}{\partial IG}$$
(15)

Такое уравнение решается относительно коррекционного вектора $\Delta I = (I-IG)$ итерационно методом МНК. Ошибка вычисляется на каждой итерации в виде $\sum [F(IG) - F(I)]^2$. Итерации продолжаются до тех пор, пока ошибка не опустится ниже установленного уровня. Окончательное решение получается из:

$$I \approx IG + \Delta I \tag{16}$$

Проблема неоднозначности для данного алгоритма разрешается следующим образом:

Во-первых, учитывается первичное предположение IG, поскольку решения, получаемые в ходе ОЛИ, обычно близки к первичному предположению. Учет априорной информации осуществляется жесткой фиксацией акустических импедансов реперных пластов.

Во-вторых, целевая функция на каждом шаге уравновешивается функцией штрафа, которая определяет, насколько далека модель от первичного предположения.

На результат ОЛИ влияет как первичное предположение, которое мы избрали, так и баланс между соответствием реальным данным и ограничениями, налагаемыми первичным предположением [31].

И.К. Кондратьев и Ю.А. Киселев модифицировали алгоритм ОЛИ [32]. Основным достоинством модифицированного алгоритма ОЛИ является возможность гибкого задания априорной информации о диапазонах изменения I в реперных пластах и в межреперном пространстве с сохранением линейности процедур.

Инверсия, основанная на низкочастотной фоновой модели

Коэффициенты отражения при нормальном падении определяются контрастами акустических импедансов (Zp) и могут быть записаны:

$$R_{pi} \approx \frac{1}{2} \Delta \ln Z_{pi} = \frac{1}{2} \left[\ln Z_{pi+1} - \ln Z_{pi} \right], \tag{17}$$

где і представляет границу раздела между і и *i+1* пластом. Для N коэффициентов отражения уравнение может быть записано в матричном виде:

$$\begin{bmatrix} R_{\rho 1} \\ R_{\rho 2} \\ \vdots \\ R_{\rho N} \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & \cdots \\ 0 & -1 & 1 & \ddots \\ 0 & 0 & -1 & \ddots \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_{\rho 1} \\ L_{\rho 2} \\ \vdots \\ L_{\rho N} \end{bmatrix},$$
(18)

где $L_{p_i} = \ln(Z_{p_i})$.

Далее запишем сверточную модель сейсмической трассы в матричном виде:

$$\begin{bmatrix} T_{1} \\ T_{2} \\ \vdots \\ T_{N} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} w_{1} & 0 & 0 & \cdots \\ w_{2} & w_{1} & 0 & \ddots \\ w_{3} & w_{2} & w_{1} & \ddots \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{p1} \\ R_{p2} \\ \vdots \\ R_{pN} \end{bmatrix},$$
(19)

где T_i - *i* отсчет сейсмической трассы, w_j - *j* член извлеченного сейсмического импульса. Подставляя матрицу (18) в (19), получим окончательное выражение:

$$T = \frac{1}{2} W D L_{p}, \qquad (20)$$

где *W* матрица, определяющая импульс, *D* матрица определитель из (18). На практике такое уравнение решается итерационно методом сопряженных градиентов. Начальным приближением является низкочастотная фоновая модель.

D. Натрзоп в статье [31] сформулировал одну из важных проблем инверсии: когда у нас есть подходящая модель, откуда мы знаем, что нет другой модели, которая подходила бы с тем же успехом? В действительности, существует множество таких моделей. Подытожим это положение тем, что проблема сейсмической инверсии состоит в неоднозначности. Неоднозначность означает, что различные геологические условия могут вызывать одинаковый сейсмический отклик, более того неоднозначность будут усугублять неучтенные фазовые погрещности, отсутствие низких частот и наличие шума в сейсмических данных.

Авторы работы [33] провели сравнение трех методов акустической инверсии: рекурсивной, редких импульсов и основанной на модели на синтетических и реальных данных. В работе отмечено, что результаты инверсии редких импульсов и инверсии основанной на модели очень схожи, с незначительными расхождениями.

На синтетической модели клина лучший результат был получен с использованием алгоритма редких импульсов, поскольку этот вид инверсии менее чувствителен к фоновой модели. На реальных данных с газовым песчаником и карбонатным рифом лучший результат отмечен у инверсии, основанной на модели. Разрезы акустического импеданса включают больше деталей и лучше выдержаны по латерали. Общий вывод исследования сводиться к следующему, что не существует единственного верного (лучшего) алгоритма, многое зависит от конкретных условий, качества и количества данных.

1.3 Упругая инверсия

Амплитуды сейсмических данных при нормальном падении (на ближних удалениях) связаны с изменениями акустического импеданса, поэтому сейсмические данные могут быть привязаны к скважинным, с использованием синтетической грассы, рассчитанной из кривой акустического импеданса. В 1999 г. Р. Connolly [34] ввел понятие упругого импеданса, как обобщение акустического импеданса для ненулевых углов падения. Упругий импеданс является основой для привязки сейсмических данных, а также их инверсии на дальних удалениях. Упругий импеданс является функцией скорости продольной, поперечной волны, плотности и может быть получен из линеаризации уравнения Цеппритца:

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p} + \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \right) + \left(\frac{\Delta V_p}{2\bar{V}_p} - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta V_s}{\bar{V}_s} - 2 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{\bar{V}_p} \sin^2 \theta \tan^2 \theta, \quad (21)$$

где $\Delta V = V(t_i) - V(t_{i-1}), \ V = \frac{1}{2} (V(t_i) + V(t_{i-1})).$

Введем функцию *f(t)*, которая обладает свойствами аналогичными акустическому импедансу, но зависит от угла падения. Запишем через *f(t)* формулу для коэффициентов отражения для переменного угла падения:

$$R(\theta) = \frac{f(t_i) - f(t_{i-1})}{f(t_i) + f(t_{i-1})}.$$
(22)

Новая функция *f(t)* называется упругим импедансом *(EI)*. Запишем аппроксимацию формулы коэффициентов отражения:

$$R(\theta) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta EI}{EI} \approx \frac{1}{2} \Delta \ln(EI).$$
⁽²³⁾

Подставляем (23) в (21). После преобразований получим выражение для упругого импеданса:

$$EI = V_{\rho}^{(1+\tan^{2}\theta)} V_{s}^{(-8K\sin^{2}\theta)} \rho^{(1-4K\sin^{2}\theta)}, \qquad (24)$$

где $K = \frac{V_s^2}{V_p^2}$.

Из уравнения (24) видно, что при $\theta = 0$ упругий импеданс сводится к акустическому. Важно отметить, что упругий импеданс не является свойством породы, это формальная величина, зависимая от угла падения, скоростей и плотности. Но несмотря на условность параметра *EI* по сравнению с *AI*, сопоставление таких кривых в целевых интервалах при разных углах может подсказать - следует ли ожидать AVO аномалий [34].

Зависимость размерности упругого импеданса от угла вносит определенные проблемы при практическом применении, поэтому D. Whitcombe предложил нормировать выражение для *EI*: (24) [35]

$$EI(\theta) = V_{\rho 0} \rho_0 \left(\frac{V_{\rho}}{V_{\rho 0}}\right)^a \left(\frac{V_{\nu}}{V_{\nu 0}}\right)^b \left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^c,$$
(25)

где $a = 1 + tg^2\theta$, $b = -8K\sin^2\theta$, $c = 1 - 4K\sin^2\theta$.

Здесь V_{p0}. V_{s0}, p₀ - это константы, которые получают усреднением соответствующих кривых ГИС. Видно, что при любом угле *EI* сохраняет размерность акустического импеданса

Рассмотрим особенности подготовки сейсмических данных для упругой инверсии. Если для акустической инверсии нужны трассы $\theta = 0$, то для упругой необходимы трассы $\theta = const \neq 0$, поэтому в последнем случае используются частичные угловые суммы с усредненным параметром $\sin^2 \theta = const$, получаемые для заданного диапазона $\pm \Delta \theta$. Такие угловые суммы получают обычным суммированием по ОСТ, применяя внутренний и внешний мьютинги, отвечающие диапазону $\theta \pm \Delta \theta$ [23]. После того, как рассчитаны кривые упругого импеданса, их можно привязать к частичным угловым суммам, и выполнить инверсию согласно любому алгоритму акустической инверсии.

Расширенная (продолженная) упругая инверсия

D. Whitcombe et al. показали, что двухчленная аппроксимация для коэффициентов отражения, которая определяется прямой линией в координатах коэффициент отражения - $\sin^2 \theta$, может быть продолжена влево и вправо до бесконечности. Это операция возможна, если заменить $\sin^2 \theta$ на ig_{χ} , а затем умножить на $\cos \chi$:

$R(\theta) = A\cos\chi + B\sin\chi, (26)$

Теперь уравнение нормированного упругого импеданса (25) запишем в виде:

$$EEI(\chi) = V_{\rho 0} \rho_0 \left(\frac{V_{\rho}}{V_{\rho 0}}\right)^{\rho} \left(\frac{V_{\rho}}{V_{\rho 0}}\right)^{q} \left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{r}, \qquad (27)$$

где $p = \cos \chi + \sin \chi$, $q = -8K \sin \chi$, $r = \cos \chi - 4K \sin \chi$.

Новый параметр называется расширенный упругий импеданс (*EEI*). Рассчитывая кривые *EEI* для различных фиктивных углов χ можно получить псевдо-каротажные кривые множества разных физических параметров: при одном угле (χ =0) оценивается акустический импеданс, при другом - объемный модуль, при третьем н четвертом - константы Ламз [23]. Более того, кривые *EEI* можно связать с петрофизическими параметрами, такими как глинистость, пористость, водонасыщение [36, 37, 38].

Для работы с сейсмическими данными по методике *EEI* [37] возможен следующий алгоритм:

- Используя измеренные кривые Vp, Vs и ρ, рассчитать EEI для различных углов χ и определить оптимальный угол, который дает максимальную корреляцию EEI с целевой кривой;

- Рассчитать AVO атрибуты intercept (A) и gradient (B), используя сейсмические данные до суммирования;

- Используя оптимальный угол χ , рассчитать куб эквивалент сейсмических данных по формуле: $R = A + Blg\chi$;

 Использовать любой из алгоритмов сейсмической инверсии для трансформации куба эквивалента сейсмических данных в куб целевых свойств.

1.4 Одновременная (синхронная) инверсия

Цель одновременной инверсии или инверсии сейсмограмм до суммирования восстановить модель скоростей продольных волн (Vp), поперечных волн (Vs) и плотности (ρ). Данный метод инверсии является наиболее современным, т.к. позволяет извлечь из сейсмических данных максимум информации, необходимой для качественной и количественной интерпретации данных. С другой стороны, синхронная инверсия более требовательна к качеству и количеству входных данных.

Один из алгоритмов был предложен в работе [30]. Метод инверсии базируется на трех допущения:

а) Соблюдается линейная аппроксимация для коэффициентов отражения:

$$R_{\rho} = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_{\rho}}{V_{\rho}} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right], \quad R_{s} = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_{s}}{V_{s}} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right], \quad R_{\rho} = \frac{\Delta \rho}{\rho}.$$
 (28)

б) Коэффициенты отражения как функция угла могут быть представлены аппроксимацией Аки-Ричардса (см. далее).

в) Существует линейная связь между логарифмами продольного импеданса (*Ip*), поперечного импеданса (*Is*) и плотностью (ρ):

$$\ln(Z_s) = k \ln(Z_p) + k_c + \Delta L_s, \qquad (29)$$

$$\ln(Z_D) = m\ln(Z_p) + m_c + \Delta L_D. \tag{30}$$

Авторы, используя работу [39], обобщили подход, который был применен ими ранее для инверсии суммированных данных [33].

Уравнение Аки-Ричардса в записи Фати [40]:

$$R_{pp}(\theta) = c_1 R_p + c_2 R_s + c_3 R_D, \qquad (31)$$

где $c_1 = 1 + \tan^2 \theta$,

$$c_2 = -8\gamma^2 \tan^2 \theta, \quad \gamma = V_s / V_p,$$

$$c_3 = -0.5 \tan^2 \theta + 2\gamma^2 \sin^2 \theta$$

Для заданной трассы сейсмограммы $T(\theta)$, обобщим уравнение (20):

$$T(\theta) \approx 0.5c_1 W(\theta) DL_{\rho} + 0.5c_2 W(\theta) DL_{s} + W(\theta) c_3 DL_{\rho}, \qquad (32)$$

где $L_s = \ln(Z_s), \ L_D = \ln(\rho)$.

Теперь импульс *W* зависит от угла падения. Используя допущение (3) и уравнение (32), получим:

$$T(\theta) = \mathcal{C}_1 W(\theta) DL_p + \mathcal{C}_2 W(\theta) D\Delta L_s + W(\theta) \mathcal{C}_3 D\Delta L_D,$$
(33)

где $\tilde{c}_1 = 0.5c_1 + 0.5kc_2 + mc_3$, $\tilde{c}_2 = 0.5c_2$

Окончательное уравнение для инверсии может быть записано в матричной форме:

$$\begin{bmatrix} T(\theta_{i}) \\ T(\theta_{2}) \\ \vdots \\ T(\theta_{N}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} z_{1}(\theta_{i})W(\theta_{1})D & z_{2}(\theta_{1})W(\theta_{1})D & z_{3}(\theta_{1})W(\theta_{1})D \\ z_{1}(\theta_{2})W(\theta_{2})D & z_{2}(\theta_{2})W(\theta_{2})D & z_{3}(\theta_{2})W(\theta_{2})D \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ z_{1}(\theta_{N})W(\theta_{N})D & z_{2}(\theta_{N})W(\theta_{N})D & z_{3}(\theta_{N})W(\theta_{N})D \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_{p} \\ \Delta L_{p} \\ \Delta L_{p} \end{bmatrix}.$$
(34)

Как и в случае акустической инверсии, уравнение решается итерационно методом сопряженных градиентов при использовании начального приближения $[L_{\rho} \Delta L, \Delta L_{\rho}]^{T} = [\ln(Z_{\rho 0}) \ 0 \ 0]^{T}$, где $Z_{\rho 0}$ - фоновая модель.

Используя аналогичные допущения Buland and Отте предложили байесовский метод инверсии сейсмограмм [41].

В методе инверсии Э.А. Бляса [28] для линеаризации модели вместо логарифмов импедансов используются аппроксимации коэффициентов отражения R_p , R_s , R_D (28). Путем введения дополнительной аппроксимации для ρ вида $\rho = \alpha V_p^{\ r} V_s^{\ q}$, из уравнения (31) удается исключить R_D , в результате чего импульсная трасса для отражений Р-волн от слоистой среды представляется в виде:

$$R_{pp}(t, \ell) = \varphi_1(\theta_{t\ell}, V_s/V_p, r, q) R_p(t) + \varphi_2(\theta_{t\ell}, V_s/V_p, r, q) R_s(t)$$

В этом выражении ℓ - удаление трассы от ПВ, $R_p(t)$ и $R_s(t)$ – импульсные трассы продольных и поперечных волн при $\ell=0$, вид функций φ_1 , φ_2 приведен в работе [28]. При использовании сверточной модели волнового поля с известной формой сейсмического сигнала f(t), синтетическая сейсмограмма $m(t, \ell)$ линейно связана с $R_{pp}(t, \ell)$ согласно формуле

$$\mathbf{m}(\mathbf{t}, \,\ell) = f(\mathbf{t})^* \mathbf{R}_{\mathbf{DD}}(\mathbf{t}, \,\ell).$$

Для линеаризации сейсмической инверсии автору пришлось решить проблему линеаризации связи искомых коэффициентов отражения R_p, R_s с ограничениями на импедансы I_p, I_s для блоков геологической модели. Введение такого рода ограничений в качестве априорной информации необходимо для схождения результатов инверсии к истинному решению.

Искомые дискретные отсчеты функций $R_p(t)$, $R_s(t)$ с шагом Δt получают в результате минимизации функционала, состоящего из слагаемых, контролирующих: (а) величины расхождений модельной $m(t, \ell)$ и реальной $s(t, \ell)$ сейсмограмм, (б) отклонение импедансов от априорных ограничений и (в) от начального приближения. Полученные последовательности коэффициентов отражения r_i (отсчеты функций $R_p(t)$ и $R_s(t)$) пересчитываются в последовательности импедансов l_k с использованием известной формулы:

$$\ln I_{k} = \ln I_{1} + 2\sum_{i=1}^{k-1} r_{i} \, .$$

Разработанный способ упругой инверсии автор опробовал на модельном материале, представляющем собой набор сейсмограмм ОГТ для отражений плоских Рволн от тонкослоистой модели среды с участками аномальных изменений импедансов по латерали. Демонстрируется хорошая сходимость импедансов $l_p(t, x)$, $l_s(t, x)$, полученных в результате инверсии, с исходными моделями. Относительная погрешность импедансов не превышает 5%, однако этот результат получен при отсутствии помех в исходных данных. Для эффективной работы данного способа требуется задание следующей априорной информации:

- одномерная тонкослоистая исходная модель среды на скважине, увязанная с реальной трассой разреза ОГТ;
- форма сейсмического сигнала;
- ограничения импедансов и задание их пространственных градиентов для блоков геологической модели;
- установление коэффициентов г, q для связи плотности ρ с V_p и V_s;
- установление величин γ=V_s/V_p и их градиентов по латерали для каждого из блоков модели.

1.5 Стохастическая (геостатистическая) инверсия

Цель геостатистической инверсии заключается в создании множества реализаций акустического импеданса, обусловленных сейсмическими данными. Любой из методов инверсии может быть реализован в стохастическом варианте для получения значений акустического, сдвигового и упругого импеданса.

Общий алгоритм геостатистических инверсий рассмотрен в работе [42]. При расчете каждой глобальной реализации определяется случайный путь через все узлы (x,y), в которых производится стохастическое моделирование. Для каждого узла выполняется локальная оптимизация (минимизация целевой функции):

- генерируется множество реализаций локальных трасс акустического импеданса;
- производится их свертка с импульсом;
- результаты сравниваются с наблюденной сейсмической трассой;
- выбирается лучшая модель и заносится в глобальную реализацию.

Производится переход к следующему узлу. После того, как трассами заполняется все пространство, они рассматриваются как одна глобальная реализация. Как правило, производится 100-200 таких реализаций. Каждая реализация может быть представлена в виде куба импеданса и куба сейсмических трасс.

Для стохастической инверсии подбирается и используется ряд статистических параметров, которые не требуются для детерминистической инверсии. Эти параметры необходимы для обеспечения латеральной связанности и ограничения реализаций нужными рамками. Прежде всего к ним нужно отнести вариограммы: горизонтальные и вертикальные. Поскольку сейсмические данные контролируют изменения импеданса только в пределах длины волны, высокочастотные вариации определить не возможно, и они меняются от одной реализации к другой. Эти высокочастотные варнации вертикальной вариограммы, определяются моделью которая подбирается С использованием данных ГИС. Горизонтальная вариограмма контролирует вариации импеданса внутри пластов и определяется из сейсмических данных. Благодаря использованию такого подхода, все реализации акустического импеданса удовлетворяют скважинным данным в точках положения скважин.

Геостатистическая инверсия рассчитывает множество реализаций, которые необходимо каким-то образом интерпретировать, при этом надо учитывать, что это большие массивы данных. Во-первых, можно рассчитать среднее значение и стандартное

отклонение всех реализаций. Причем среднее всех реализаций стохастической инверсии будет равно результату детерминистической инверсии. Затем можно подсчитать в каждом узле число реализаций, в которых значение импеданса выше (или ниже) некоторого порога. Далее полученное число преобразовать в вероятность. Это может дать полезную информацию в случаях, когда высокие или низкие значения импеданса связаны с присутствием или отсутствием коллектора [25].

1.6 Пластовая инверсия

Рассмотрим работы по сейсмической инверсии, основанные на использовании пластовых моделей среды, с временными мощностями пластов 6-10 мс, соответствующих реальной разрешающей способности сейсморазведки.

В упоминавшейся ранее работе Cook D.A., Schneider W.A., 1983 [29] было предложено применение способа обобщенной линейной инверсии (ОЛИ) для оптимизации значений акустических импедансов I_p в горизонтальных пластах с закрепленными границами раздела. Для этого производилась минимизация функционала, контролирующего расхождение модельной m(t) и реальной s(t) трасс, а также отход окончательного решения от заданного начального приближения. Суть способа (ОЛИ) заключается в линеаризации разности модельных трасс $\Delta m(t)$ относительно небольших вариаций ΔI_p акустических параметров модели. Недостатком предложенного способа пластовой инверсии являлось жесткое задание априорной информации о свойствах изучаемого разреза, заключавшееся в фиксации значений I_p отдельных реперных пластов, что не выдерживается в реальных условиях.

B padote Kondratiev I., Kiselev Y., Mikhaltsev A., Polovov A., 1992 [32] cooduaetce o дальнейшем развитии метода акустической пластовой инверсии, основанного на применении ОЛИ. Во-первых, добавляется оптимизация положения границ пластов на оси Во-вторых, вводится гибкий способ учета априорной информации путем задания t. диапазонов I_в в реперных пластах и в межреперном пространстве без выхода из рамок В-третьих, предпринята попытка способа линейной оптимизации. создания многоканальной инверсии, когда в оптимизации участвуют группы трасс временного разреза для получения участка сейсмоакустической модели с кусочно-линейными границами слоев. В последствии этот метод пластовой инверсии был положен в основу отечественной системы динамической интерпретации [43], которая используется для прогнозирования коллекторов в основных провинциях России (Западная и Восточная Сибирь, Волго-Уральская НГП, Северное Предкавказье и др.).

Маловичко Л.Р., [44], в 2009 г представила алгоритм упругой пластовой инверсии, расширяющей описанный выше подход [29] на случай двумерной модели, с использованием первичных (несумированных) сейсмограмм, прошедших предварительную обработку. В алгоритме используется модель, в которой на пачку однородных пластов с плоскопараллельными границами падает плоская продольная волна под углом φ . Параметры модели описываются вектором $\overline{\alpha}$, содержащим значения V_p, V_s, р, h для каждого пласта модели, а также V_p, V_s, р для полупространств, вмещающих пачку пластов. Целью решения задачи является нахождение вектора $\overline{\alpha}$, минимизирующего функционал:

$$\Phi_{t} = \sum_{i,j}^{N_{t},N_{j}} \left[s^{i}(t_{j}) - \mathbf{m}^{i}(t_{j}, \overline{\alpha}) \right]^{2}$$
(35)

В выражении sⁱ(t), mⁱ(t) – і-ые трассы реальной и синтетической сейсмограмм. Естественно, что для расчета mⁱ(t) необходимо, используя кинематическую модель среды, рассчитать углы φ_i падения плоской волны на поверхность первого слоя, после чего используется эффективный алгоритм решения прямой задачи (RT-матрицы). При оптимизации функционала Φ_1 задается начальное приближение $\overline{\alpha}^0$ вектора искомых параметров $\overline{\alpha}$. С целью линеаризации сейсмического волнового поля относительно искомых параметров используется разложение mⁱ(t_j, $\overline{\alpha}$) в ряд Тэйлора, в котором отбрасываются все члены кроме двух первых:

$$m^{i}(t_{j}, \overline{\alpha}) = m^{i}(t_{j}, \overline{\alpha}^{0}) + \sum_{k} \partial m^{i}(t_{j}, \overline{\alpha}^{0}) / \partial \alpha_{k} * \Delta \alpha_{k}, \qquad (36)$$

где $\Delta \alpha_k = \alpha_k - \alpha_k^0$ – разность k-ых значений векторов $\overline{\alpha}$ и $\overline{\alpha}^0$. При подстановке m'(t_j, $\overline{\alpha}$) в формулу функционала Φ_1 получаем функционал Φ_2 , в который, к тому же, добавляется член, ограничивающий энергию корректирующего вектора $\overline{\Delta \alpha}$:

$$\Phi_2 = \sum_{i,j}^{N_i,N_j} \left[s^i(t_j) - m^i(t_j, \overline{\alpha_0^0}) - \sum_k \partial m^i(t_j, \overline{\alpha_0^0}) / \partial \alpha_k * \Delta \alpha_k \right]^2 + \beta \sum_k \Delta \alpha_k^2$$
(37)

Минимизация Φ_2 приводит к системе линейных уравнений для нахождения $\Delta \alpha_{\kappa}$, коэффициенты которой зависят от отсчетов дифференциальных трасс типа $\partial m^i(t_j, \tilde{\alpha}^0) / \partial \alpha_{\kappa}$. Для практической реализации алгоритма дифференциальные трассы вычисляются по способу конечных разностей:

$$\frac{\partial m^{i}(t_{j},\bar{\alpha})}{\partial \alpha_{k}} = \frac{m^{i}(t_{j},\bar{\alpha}+\delta\alpha_{k})-m^{i}(t_{j},\bar{\alpha})}{\delta \alpha_{k}}$$
(38)

После этого для нахождения корректирующего вектора Δα выполняется цикл итераций по решению систем линейных уравнений, при котором для нахождения п-го

приближения, $\overline{\Delta \alpha}^{(n)}$, предыдущее исходное приближение $\overline{\alpha}^{(n-2)}$ заменяется на последнее полученное $\overline{\Delta \alpha}^{(n-1)}$.

Опробование алгоритма на простых моделях среды, содержащих до 5 слоев между двумя полупространствами, показало его высокую эффективность при определении акустических и геометрических параметров модели. Недостатком данного алгоритма является упрощенный способ регуляризации, не позволяющий, в отличии от [32], задавать диапазоны изменения акустических параметров в блоках модели.

2 Анализ эффективности различных видов сейсмической инверсии

В течение двух последних десятилетий опубликовано большое количество работ, демонстрирующих геологические результаты сейсмических инверсий в различных районах мира. При этом сопоставление полученных результатов с данными последующего бурения имеется в очень малом количестве работ, что не позволяет делать статистически обоснованные выводы об эффективности этих методов. Еще меньше работ, посвященных целенаправленным исследованиям точности и разрешающей способности сейсмических инверсий. В виду большой ценности подобных исследований, мы начнем описание посвященных им работ, опубликованных с середины 80-х годов.

Р. van Riel, A.J. Berkhout одни из первых в 1985 г. провели теоретическое исследование разрешающей способности акустической инверсии [2]. Целью инверсии являлось уточнение коэффициентов отражения Сі и положений кровли пластов т, в априорно заданной пластовой модели среды с горизонтальными границами раздела. Использовалась сверточная модель сейсмической трассы m(t), при которой вектор \overline{m} , содержащий отсчеты m(t), связан с вектором \overline{O} , составленным величинами Сі, матричным оператором W. Оператор W состоит из столбцов вида $w(t-\tau_i)$, где τ_i характеризуют положение границ пластов на оси t, а w(t) – сейсмический сигнал. Для выполнения инверсии используется сингулярное разложение матрицы W, при этом при вычислении результатов инверсии Сі, τ_i по «реальной» трассе s(t), содержащей помеху n(t), с целью регуляризации используется K первых из M собственных векторов матрицы $WW^T(K \approx 0,7M)$.

При построении матричного оператора W использовалась модель, содержащая коэффициенты отражения $a_i = 1$, расстояния между которыми последовательно

уменьшались от 20 до 1 мс, а затем вновь последовательно возрастали до 20 мс. На вход линейного оператора инверсии подавались искаженные помехами сигналы w(t- τ_i), начинавшиеся в точках размещения коэффициентов Q_i исходной модели. Критерием разрешения было условие, согласно которому искажения результативного сигнала не должны превышать уровень помех на входе. Было показано, что величина разрешения $\Delta \tau_i$ зависит от ширины спектра сигналов w(t). В частности, при сечении Δf спектра сигнала на уровне 0,5 от максимума, равном $\Delta f = 60$ Гц, разрешающая способность инверсии $\Delta \tau_i$ составляет 4 мс. Этот результат остается практически неизменным при уменьшении $\Lambda c/\Lambda n$ в исходных данных от 3,5 до 1,5, но при дальнейшем уменьшении $\Lambda c/\Lambda n$ разрешенность резко падает.

В той же работе было показано, что для случая Ac/An \ge 3 и при условии, что мощность слоев модели превышает или равна установленной выше разрешающей способности $\Delta \tau_i$, зависящей от Δf , положение τ_i границ модели определяется практически точно. Однако это касается динамически выраженных коэффициентов отражения G_i . Положения же «слабых» коэффициентов отражения G_i , составляющих менее 1/3 от сосседних «сильных», могут искажаться в пределах нескольких миллисекунд.

В работе Кондратьева И.К., Аршиновой Т.В., Киселева Ю.А., 1987 [45] подчеркивается, что, вследствие ограниченности частотного диапазона сейсмических записей, с помощью сейсмической инверсии можно получать лишь «эффективные» модели среды, в которых размеры выделяемых объектов определяются реальной разрешающей способностью способов инверсии. Утверждается, что при использовании пластовых моделей среды с заданием априорной информации о приблизительном положении границ пластов и о их акустических свойствах, реальная разрещающая способность способов инверсии выше, чем в случае использования «непрерывных» моделей с временной мощностью пластов, равных шагу дискретности. Убедительно показана необходимость задания априорной информации о модели среды. Без этого различные способы инверсии могут давать радикально отличающиеся друг от друга эквивалентные модели, для которых синтетические трассы различаются не более, чем на единицы процентов по амплитудам, что существенно ниже реального уровня помех. Вместе с тем для пластовых моделей с мощностями пластов, соответствующих реальной разрешающей способности (порядка 8 мс) достаточно задать приблизительное положение сильных коэффициентов отражения и их знак для того, чтобы получать весьма близкое приближение к исходной модели. В этой же работе обосновывается использование

стратиграфической деконволюции для эффективного применения сейсмической инверсии в реальных условиях.

Jurado F., Richard V., Cuer M. в 1992 году показали, что при наличии помех в исходных данных замена тонкослоистой эквидистантной сети с $\Delta t = 2$ мс на пластовую модель с мощностями слоев от 6 и более миллисекунд дает возможность существенно увеличить точность оценки акустических параметров способом полной волновой инверсии [46]. В продолжение этой темы в работе Kondratiev I., Kiselev Yu., Krilov D., 1993 [49] делается заключение о том, что, действительно, при увеличении минимальной временной мощности τ_{min} слоев в пластовой модели, точность прогнозирования акустических параметров возрастает, однако это происходит лишь до некоторого предела. Основным критерием оптимальных способов инверсии является близость модельной и реальной трасс, вследствие чего при чрезмерном увеличении τ_{min} это неминуемо приведет к существенным ошибкам прогноза средних величин акустических жесткостей I_p пластов. В данной работе, путем последовательного загрубления слоистых моделей и статистического анализа результатов инверсии с внесением в модельную трассу различных реализаций помех, установлена оптимальная величина τ_{min} :

$$\tau_{\min}^{\text{opt}} = \frac{1}{6} \cdot \frac{1000}{\Delta f}, \qquad (39)$$

обеспечивающая максимально точную оценку значений \bar{l}_p (Δf ширина спектра сейсмического сигнала на уровне 0,5 от максимума). Однако это выражение для τ_{min}^{opi} получено при высоком отношении Ac/An, равном 4, кроме того, в качестве начальных приближений задавались точные акустические параметры пластовых моделей, что не достижимо в реальных условиях. Поэтому для практических целей рекомендуется использовать несколько отличную формулу для расчета минимальной временной мощности слоев в пластовых моделях:

$$\tau_{\min} = \frac{1}{4} \cdot \frac{1000}{\Delta f}.$$
 (40)

Эта рекомендация подтверждается сопоставлением результатов инверсии реальных сейсмических временных разрезов при двух вариантах задания т_{min}, соответствующих приведенным выше формулам. Отметим также, что т_{min}, рассчитываемое по 2-ой формуле, лучше соответствует выводам о разрешающей способности сейсмической инверсии, приведенным в описанной ранее работе [2].

Недостатком всех представленных выше работ по оценке точности и разрешающей способности сейсмических инверсий является зависимость полученных выводов от

конкретных видов инверсий, используемых в эксперименте. Целью работы Кондратьева И.К., Лисицына П.А., Киссина Ю.М., 2005 [3] являлось получить универсальное соотношение между детальностью и точностью решения одномерной обратной динамической задачи вне зависимости от способов сейсмической инверсии. В общей постановке задача выглядит следующим образом. Пусть для реальной трассы s(t) имеется полученная одним из оптимальных способов инверсии пластовая модель акустических жесткостей q(t), отличающаяся от истинной модели q_R(t) вследствие наличия помех в s(t). При заданном амплитудном пороге $K_n=A_n/maxAc$, «идеальная» трасса $m_R(t)$, соответствующая $q_R(t)$, может произвольным образом, но с учетом реального диапазона частот, отклоняться от s(t) в пределах «ограничивающего коридора» s(t)± $K_n \cdot maxAc$. Вводится понятие: «допустимые модели» p(t), для которых модельные трассы $m_P(t)$ остаются в пределах ограничивающего коридора. Что пределы разброса возможных значений p_i для любого i-го слоя модели и являются точностью определения p_i произвольным способом сейсмической инверсии при заданном уровне помех K_n .

Для решения поставленной задачи используется сингулярное разложение матрицы чувствительности A, столбцами которой являютсь частные производные $\partial \overline{m}(q)/\partial q_i$. Для получения допустимых моделей \overline{p} в исходную модель \overline{q} добавляются возмущения $\alpha_k \overline{V}_k$, где \overline{V}_k - собственные векторы матрицы A^TA, а α_k удовлетворяет двум условиям: $\overline{m}(\dot{q} + \alpha_k \overline{V}_k)$ находится в пределах ограничивающего коридора для трасс, а величины $q_i = \alpha_k V_{k/}$ находятся в пределах заданных ограничений для *l*-го реперного пласта (l = 1, 2, ..., L). Найденные таким образом величины $\alpha_k^{max} = \max \alpha_k$ позволяют построить совокупность векторов $p_k = \tilde{q} \pm \alpha_k^{max} \cdot \overline{V}_k$, k = 1, 2, ..., K, огибающие которых устанавливают допустимый разброс решений p_i для каждого i-го слоя, т.е. точность оценки параметра p_i .

Применение данной методики исследований к материалам (данные ГИС, сейсмические сигналы) одной из площадей Западной Сибири дали следующие результаты. В случае использования для выполнения инверсии пластовых моделей с минимальной временной мощностью пластов τ_{min} , определяемой по формуле (40), при уровне помех $K_n = 20\%$, ошибки бо определения \bar{q} в пластах не превосходит 6%. В данном случае $\tau_{min} = 6$ мс, что соответствует реальной рабочей полосе частот, в которой сигналы превышают помехи, $\Delta f = 40$ Гц. При уменьшении τ_{min} до 4-х миллисекунд, бо в отдельных пластах возрастает примерно вдвое. Если же пытаться с помощью сейсмических инверсий прогнозировать акустические жесткости q_i пластов с временной мощностью $\Delta t = 2$ мс,

ошибки бо могут достигать 43%. При этом синтетические трассы для таких моделей попрежнему остаются в рамках ограничивающего коридора, т.е. различия синтетических трасс для истинных и прогнозных моделей не превышает уровень помех.

Выше были рассмотрены работы, посвященные теоретическим исследованиям точности и разрешающей способности сейсмических волновых инверсий (СВИ). Далее приводится обзор работ, в которых получены оценки эффективности СВИ путем сопоставления прогнозных и реальных емкостях параметров (последние получены по данным ГИС имеющихся и контрольных скважин). Одной из первых работ, в которой представлены результаты подобных статистически обоснованных исследований, является статья Левянта В.Б., Керусова И.Н., Екименко В.А. и др., 2003 [47], где рассматриваются, в основном, карбонатные коллекторы. Точность прогноза Н₂₀ таких коллекторов на большинстве исследуемых площадей находится в пределах от 20 до 50%. Исключение составляет Куюмбинская площадь Восточной Сибири, где ошибки определения Н достигают 100% и более. На наш взгляд причиной этого является недостаточно высокий методический уровень работ, проводимых в Восточной Сибири на рубеже 20-го и 21-го столетий. Ниже в нашем обзоре будут приведены результаты исследования эффективности СВИ в Восточной Сибири по более поздним сейсмическим работам, в которых применение передовых способов СВИ позволило существенно повысить точность прогнозирования емкостных параметров.

В той же работе [47] приведены оценки точности прогноза $H_{s\phi}$ в терригенных коллекторах по трем площадям Пермской НГП и Татарии, которые находятся в пределах 30-55%. Также по трем площадям Тимано-Печорской провинции и Удмуртии даны оценки точности прогнозирования K_n в карбонатных коллекторах, которые колеблются в пределах от 8 до 20%. По мнению авторов, такая точность прогноза является завышенной, однако причина возможного искажения оценок точности не анализируется.

В работе Гогоненкова Г.Н., Федосовой А.И., 2007 [5] проводится исследование точности акустической инверсии на модельных материалах, полученных для терригенного разреза Западной Сибири. Для исследования используются два модельных сейсмических временных разреза: «натуральный», полученный в результате обработки модельных сейсмограмм, содержащих помехи (в т.ч. кратные волны) и «идеальный», состоящий из трасс однократных отражений от границ исходной геоакустической модели. При выполнении сейсмической инверсии задается точный сейсмический сигнал – тот же, который использовался для получения модельных временных разрезов. Обработка «идеального» временного разреза проводится с целью оценить погрешность самого аппарата сейсмической инверсии. При обработке обоих видов разрезов в качестве

исходных данных используется гладкая макромодель, задающая низкочастотные изменения акустических моделей по вертикали и латерали.

В результате проведенных исследований установлено, что среднеквадратическая погрешность оценки акустических параметров перспективных пластов, в имеющих мощность 10 и более метров, составляет от 2 до 5% «идеального» разреза и от 4 до 8% для «натурального» разреза. Возрастание погрещности прогноза во втором случае связано с наличием в «натуральном» разрезе искажений волнового поля, как из-за присутствия помех, так и вносимых в результате обработки первичных сейсмограмм. По-видимому, именно последняя причина дает некоторое увеличение ошибки прогноза по сравнению с приведенной в работе [3] (максимальная погрешность 6% для пластов с Н≥10м), в которой искажающее влияние обработки не учитывалось. Авторы работы [5] приводят заключения об изменении акустических свойств перспективных пластов: вследствие нефтенасыщения от 7 до 9% (на наш взгляд, эти оценки несколько завышены, вероятно из-за присутствия газового фактора) и вследствие газонасыщения от 13 до 16%. На основании проведенных модельных исследований делается вывод о том, что в условиях Западной Сибири по результатам акустической инверсии можно уверенно выделять аномалии, связанные с наличием газонасыщения, тогда как точность прогноза акустических параметров для выявления нефтяных залежей недостаточна.

В работе Ампилова Ю.П., Баркова А.Ю., Шарова С.А. и др., 2009 [6] проводятся экспериментальные исследования для получения сравнительной оценки точности различных способов прогноза коэффициентов пористости в мощных песчаных пластах юры на арктическом шельфе. Для этого прогнозные значения K_n отдельных интервалов пластов мощностью 15-20м сравниваются с результатами оценки K_n по данным ГИС в 7-ми скважинах. Ниже приводятся исследуемые способы прогноза, в скобках указаны коэффициенты корреляции (R) прогнозных и реальных K_n, а также среднеквадратические ошибки δ прогноза K_n (K_{n max} =0,27):

а) сейсмическая инверсия с установлением регрессионной связи между l_p и K_n (R=0,72, δ =3,2%);

6) AVO с установлением регрессионной связи между «флюид-фактором» и K_n (R=0,60, δ=3,7%);

в) нейронные сети с использованием набора динамических сейсмических атрибутов (R=0,78, δ=2,9%);

г) нейронные сети с использованием набора сейсмических атрибутов, результатов сейсмической инверсии (I_p) и AVO (R=0,85, δ=2,5%).

Оценки точности последних двух способов, по-видимому, являются несколько завышенными, что связано с особенностями методики, использующей нейронные сети. С их помощью определяются коэффициенты при каждом из атрибутов для получения комплексного параметра Р и устанавливается сложная нелинейная зависимость между комплексным параметром Р и оцениваемым геологическим параметром (K_n). При небольшом числе скважин (в данном случае их семь) можно добиться довольно плотной связи между параметрами Р и К_п, однако нет гарантии, что эта связь хорошо подойдет при бурении последующих скважин. Более реальную оценку точности этих методов можно получить в результате «перекрестной» проверки, когда устанавливаются различные зависимости при очередном исключении одной из скважин, а точность оценивается при сопоставлении результатов прогноза с данными исключенных «контрольных» скважин. При использовании такой методики в данной работе более реалистическая оценка точности 4-го способа дала следующие результаты: R=0.66. δ=3,5%). С учетом этой оценки можно заключить, что способ сейсмической инверсии с установлением регрессионной зависимости К_n (I_n) является наиболее точным при прогнозировании коэффициентов пористости песчаных пластов мощностью 15м и более.

Кондратьев И.К., Рыжков В.И., Бондаренко М.Т., Лапина Е.В. в 2010 году исследовали точность прогнозирования карбонатных и терригенных коллекторов в Восточной Сибири по результатам акустической сейсмической инверсии [48]. В этих исследованиях использовалась сейсмическая инверсия, основанная на применении пластовой модели среды (пластовая инверсия), обеспечивающая наибольшую точность оценки акустических параметров пластов с мощностями 10-15м в сложных сейсмогеологических условиях. В случае прогнозирования карбонатных коллекторов определялась экспериментальная зависимость E(Vn), где Vn – прогнозные значения пластовых скоростей, полученные в результате сейсмической инверсии в точках расположения скважин, E= ΣH_{ab}^{i} , K_{n}^{i} – линейная емкость содержащихся в пласте коллекторов, определяемая по данным ГИС. Точность прогноза характеризует разброс экспериментальных точек (V_n,E) относительно осредняющей их прямой линии, принятой в качестве зависимости E(V_n), с использованием которой прогнозируются значения E при отходе от скважин. Максимальное отклонение ΔE_{max} от линии E(V_n), т.е. максимальная ошибка прогноза, составила 0,4м (20% от Emax=2,0м).

При прогнозировании песчаных коллекторов, входящих в терригенный ярактинской пласт, залегающий на фундаменте, в результате пластовой сейсмической инверсии определялись два параметра: ΔT – временная мощность ярактинского пласта и V_n – его средняя скорость. Было установлено, что по параметру ΔT с высокой точностью (1-2м) оценивается общая мощность H_{obin} терригенного пласта. Вследствие этого точность прогноза $H_{s\phi} = K_{necv} \cdot H_{obin}$ определяется точностью прогнозирования K_{necv} , зависящего от средней пластовой скорости V_n . Аналогично тому, как это было сказано выше, строится кроссплот $K_{necv}(V_n)$, где K_{necv} определяется по данным ГИС, а $V_n -$ по результатам сейсмической инверсии в точках расположения скважин. Осредняющая экспериментальная зависимость $K_{necv}(V_n)$ представляет собой кривую типа обращенной параболы, т.к. песчаные коллекторы имеют промежуточные скорости между низкоскоростными аргиллитами и высокоскоростными плотносцементированными песчаниками. Максимальное отношение экспериментальных точек (V_n , K_{necv}) от принятой зависимости составляет $\Delta K_{necv} \approx 0,1$ (21% от максимального K_{necv}). Это означает, что при максимальной величине H_{obin} равной 30м, оплибка прогнозирования $H_{s\phi}$ песчаных коллекторов не должна превышать Зм.

В приведенных выше исследованиях эффективности рассматривалась только акустическая инверсия. Ниже описывается, пожалуй, единственная на сегодняшний день работа, по которой можно судить об условиях эффективного применения Prestack инверсий с прогнозированием параметров продольных и поперечных волн. Остановимся на этой работе подробнее.

В работе [51] описан интересный эксперимент по практическому применению способа Хэмпсона-Рассела [30] для интерпретации сейсмических материалов, полученных в Мексиканском заливе. Бралась выборка сейсмических материалов, полученных в зоне яркого пятна на временном разрезе. В переделах этой зоны была пробурена скважина, в которой был проведен АК на продольных волнах и плотностной ГГК. Требовалось установить, связано ли яркое пятно с наличием газовой залежи, и определить ее контур.

Чтобы решить эту задачу, на первом этапе строилась исходная модель среды, тонкослоистая в целевом интервале ($h_{min}=3$ м) и пластовая за пределами этого интервала с мощностями слоев 15-30 м. Для каждого слоя по данным ГИС задавались плотности р и импедансы I_p, затем выполнялась сейсмическая инверсия по ближайшим к источнику (до 400 м) трассам сейсмограммы. Тем самым получались кривые $\rho^0(H)$, I_p⁰(H) откорректированной модели, согласованной с сейсмическим волновым полем. Используя универсальную формулу Дж.П.Кастанья для связи V_s и V_p (измеряемых в м/с)

$$V_s = (V_p - 1360)/1.16,$$
 (41)

значения I_p^0 пересчитывались в I_s^0 . При этом значения коэффициентов Пуассона от находились в диапазоне 0,35-0,5.

Необходимо отметить, что на полученной в результате оптимизации кривой $I_p^0(H)$ по сравнению с исходной кривой $I_p(H)$ наблюдалось некоторое смещение (единицы метров) границ пластов по оси H, в области тонкослоистой модели для отдельных тонких слоев наблюдались резкие искажения импедансов (до 30% от средней величины I_p), а в областях пластовых моделей – наличие низкочастотных искажений $I_p(H)$. Несмотря на это, модельная трасса m(t), рассчитанная по кривым $\rho^0(H)$, $I_p^0(H)$, практически совпадает с реальной трассой s(t), взятой на нулевом удалении. Отметим также некоторое сокращение диапазона изменсний I_p по сравнению с исходными данными.

На втором этапе выполнялась упругая инверсия способом Хэмпсона-Рассела для полной сейсмограммы ОГТ с максимальным удалением $\ell_{\text{маx}}$ =3000 м. При этом задавались 3 варнанта исходных моделей. В первом варианте бралась откорректированная модель с кривыми $\rho^0(H)$, $I_p^0(H)$, $I_s^0(H)$, где $I_s^0(H)$ рассчитывалась по $I_p^0(H)$ с использованием формулы (41). Вторая модель – промежуточная, когда предполагалось, что в целевом интервале мощностью 60 м содержится газ с K_{Hr} =0,5. При этом кривая $I_s^0(H)$ в целевом интервале рассчитывалась по $I_p^0(H)$ в предположении, что здесь коэффициент Пуассона σ =const=0,25. Третья модель предполагала полное газовое насыщение целевого интервала, в нем для расчета $I_s^0(H)$ задавалась σ =const=0,1. В результате выполнения упругой инверсии для каждого варианта исходных моделей определялись уточненные кривые $\rho(H)$, $I_p(H)$, $I_s(H)$, $\sigma(H)$, по которым рассчитывались синтетические сейсмограммы m(t, ℓ),

которые сравнивались с подававшейся на вход реальной сейсмограммой s(t, l).

В первых двух случаях в результате оптимизации исходных моделей увеличилось подобие соответствующих модельных и реальных сейсмограмм, однако расхождение между ними все еще оставалось значительным. В третьем случае, несмотря на то, что модельная сейсмограмма для исходной «газовой» модели сильно отличалась от реальной, после инверсии достигается очень близкое соответствие модельной и реальной сейсмограмм, особенно в области, включающей целевой интервал. Отсюда был сделан вывод о связи зоны яркого пятна с газовой залежью. При этом уточнено строение газонасыщенного интервала, в частности, приблизительно на четверть сокращена его мощность. Отметим, что после инверсии в реальном газовом интервале прогнозная средняя величина о составляла 0,15, однако в этом интервале наблюдается очень сильный разброс прогнозных значений о (от 0 до 0,3) в тонких слоях, для которых, по-видимому, точность прогноза заметно снижается.

На основании проведенного эксперимента можно сделать два основных вывода. Первый вывод: для получения хорошего результата Prestack инверсии требуется задавать исходную модель, близкую к реальной. Второй вывод: также как и для акустических инверсий существует ограничение минимальной мощности слоев, для которых, в зависимости от свойств исходного материала, могут быть получены надежные количественные оценки упругих параметров среды.

Выводы по Части І

Проведенный анализ работ по оценкам эффективности сейсмических инверсий, полученным в результате теоретических и практических исследований, показал, что оценки точности прогнозирования физических параметров довольно близки у всех авторов. Исключение составляют оценки Нэф в работе [47] и оценки Кп в работе [6], которые, для некоторых специфических условий эксперимента, оказались завышенными. Что касается разрешающей способности сейсмических инверсий, то, несмотря на существенное различие в методике оценивания, результаты, как было отмечено в обзоре, получаются довольно близкими, что подтвеождает их надежность.

При выполнении любых видов инверсии чрезвычайно важными являются: возможность гибкого учета априорной информации путем задания границ поиска искомых значений упругих свойств, а также оптимизация положения границ пластов в пространстве. Упругая инверсия, в отличие от акустической, обладает принципиальной возможностью определять литологический состав целевых интервалов, а также прогнозировать характер насыщения коллекторов (газ или жидкость). Вместе с тем упругая инверсия является более трудоемкой, она требует большего объема априорной информации о свойствах реальной среды и более чувствительна к качеству исходного материала.

Главный результат проведенного анализа заключается в следующем. В работах [2, 3, 50] убедительно показано, что только получение в процессе инверсии пластовых моделей среды («пластовая инверсия») с минимальной мощностью пластов τ_{min} , выражаемой формулой (40), можно получить высокую точность оценки акустических параметров (единицы процентов), необходимую для прогнозирования требуемых геологических параметров. При попытках прогнозировать акустические параметры более тонких пластов, в частности в эквидистантных моделях с $\tau_{min} = \Delta t$ (шаг дискретности), ощибки могут в несколько раз превосходить диапазон изменения акустических параметров, связанный с реальным изменением литологии и коллекторских свойств

отложений [3]. Из этого вытекает необходимость создания современных высокотехнологичных способов пластовых инверсий, как акустической, так и упругой.

В приведенной классификации в разделе 1 (см. рис. 1) использованы первичные названия видов инверсий, которые дали им разработавшие их авторы. Ряд из этих названий неудачны, так как они не отображают конкретную специфику того или иного вида. В частности, название «Упругая инверсия» можно отнести не только к методу, основанному на получении упругих импедансов EI и EEI, но также и к так называемой «Одновременной (очень неудачное название) инверсии», которая также использует упругую модель среды. Название «Акустическая инверсия» также не совсем корректно, оно обозначает лишь то, что при работе с отдельными трассами суммарных разрезов рассматривается только нормальное падение лучей на границы раздела пластов. В этой ситуации обменных волн не возникает, как и в жидких средах, с которыми обычно работают акустики. Более правильно классифицировать виды инверсий ПO используемых моделей. Принципиальным отличиям С этих познинй следует рассматривать два принципиально разных класса инверсий: одномерную и двумерную инверсии, отличающиеся по геометрическим признакам моделей. Одномерная инверсия работает с отдельными трассами суммарных временных разрезов и использует модель с цилиндрической симметрией, в которой волны распространяются по лучам, нормальным к плоскопараллельным границам раздела. В принятой классификации одномерная инверсия отождествляется с акустической. На вход двумерной инверсии подаются трассы несуммированных сейсмограмм, полученные от лучей, распространяющихся в двумерных (угол, время) моделях. Чтобы учесть различные виды двумерной инверсии. соответствующие принятым в мировой практике названиям, можно различать двумерную инверсию по упругим импедансам (ЕІ и ЕЕІ) и двумерную параметрическую инверсию, получающую базовые упругие параметры (V_b, V_s, ρ) пластов (аналог одновременной инверсии).

Как следует из обзора, приведенного в разделе 2, почти все работы по оценке эффективности касаются одномерной инверсии, для двумерной инверсии подобные исследования пока не проводились. Чтобы заполнить имеющийся пробел, в Части II приводится описание выполненных нами исследований по сравнительной оценке эффективности одномерной и двумерной инверсий, применявшихся на конкретном объекте для оценки емкостных параметров коллекторов.

ЧАСТЬ II. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОДНОМЕРНОЙ И ДВУМЕРНОЙ ИНВЕРСИЙ В ЗАДАЧЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ

З Методика проведенных исследований

В настоящее время, если судить по публикациям исследователей, наметилось, хотя и не явное, разделение задач одномерной (акустической) и двумерной (упругой, одновременной) инверсий. Одномерная инверсия нацелена на получение количественных параметров пластов-коллекторов (H₃₀, K_n, коэффициенты песчанистости К_{песч}). Двумерная инверсия в подавляющем числе публикаций используется на практике для качественного прогноза геологических свойств перспективных пластов (разделение областей глиныпесчанки, коллектор-неколлектор, характер насыщения). Возникает естественный вопрос: «Повысится ли точность определения параметров пластов-коллекторов, если вместо одномерной использовать двумерную инверсию?». С одной стороны кажется, что ответ должен быть явно положительным, так как повышение мерности пространства, в данном случае прогнозирование кроме I_p еще V_s и ρ , всегда ведет к увеличению надежности прогноза. С другой стороны, в двумерной инверсии используются исходные сейсмограммы с высоким уровнем помех, возникают дополнительные трудности с учетом кинематических характеристик отражений и прочее, поэтому ответ на этот вопрос не является однозначным. Цель данного исследования состоит в том, чтобы на конкретном примере решения определенной геологической залачи сравнить точность прогнозирования геологических параметров способами одномерной и двумерной инверсий.

При разработке методики исследований учитывались основные выводы, следовавшие из обзора опубликованной литературы по сейсмическим инверсиям, приведенного в Части I. Во-первых, для достижения высокой точности прогноза необходимо использовать пластовые модели среды, в которых минимальные мощности пластов соответствуют реальной разрешающей способности сейсморазведки. Во-вторых, необходимо задавать, как можно ближе к реальным, исходные модели среды, особенно для двумерной инверсии. Кроме того, естественно проводить оценку точности обоих методов по однотипной методике.

Исходя из сказанного выше, в качестве системы одномерной инверсии была выбрана программа ОПТИМА системы ОТДИ, реализующая модифицированный

алгоритм обобщенной линейной инверсии [32], упоминавшийся в разделе 1. Напомним основные особенности программы ОПТИМА:

- в процессе оптимизации итеративно уточняются временные мощности ΔT и акустические жесткости I_n пластов модели;

 в качестве априорной информации задаются диапазоны изменения l_p в реперных пластах и в межреперном пространстве, при этом решение задачи остается в рамках линейной оптимизации;

- детальность получаемых в результате инверсии моделей среды ограничивается минимальной мощностью пластов т_{тіп}, определяемой реальной разрешающей способностью сейсморазведки в зависимости от качества исходных сейсмических временных разрезов (подробнее о выборе т_{тіп} было сказано в разделе 2, см. формулу (40)).

В качестве системы двумерной инверсии была выбрана «одновременная инверсия» Хэмпсона-Рассела [30], позволяющая оценивать базовые акустические параметры V_p, V_s, ρ.

Чтобы решить поставленную задачу, были выполнены следующие этапы работ.

- Выбрана одна из площадей Западной Сибири (назовем ее Экспериментальной), на которой имеются разведочные скважины с плотностным и акустическими каротажами на P- и S-волнах.
- Одномерная инверсия выполнялась в рамках пластовых моделей с временными мощностями пластов, удовлетворяющих условию: ΔT ≥ τ_{min}. Кроме того, использовались «блоковые» модели среды, состоящие из расширенных интервалов, объединяющих несколько пластов с близкими литофизическими свойствами.
- Для каждого из выделенных интервалов по данным ГИС устанавливались корреляционные зависимости V_p(l_p), V_s(V_p), ρ(l_p, V_p).
- 4. По всем профилям, на которых расположены разведочные скважины, с применением программы ОПТИМА выполнялась одномерная инверсия. При этом в качестве исходной модели I_p(t) использовалась лишь модель для единственной «опорной» скважины, расположенной на базовом профиле. Затем, задав в качестве априорной информации прогнозную модель I_p(t) в точке пересечения базового профиля со вторым обрабатываемым профилем,

выполнялась инверсия по второму, и так последовательно, по всем пересекающимся профилям.

- 6. Используя поинтервальные корреляционные зависимости акустических параметров (этап 3), по прогнозным моделям $\tilde{I}_p(t)$ в точках расположения скважин рассчитаны прогнозные модели $\tilde{V}_p(t)$, $\tilde{V}_S(t)$, $\tilde{\rho}(t)$, которые являются начальными приближениями для двумерной инверсии.
- 7. С помощью двумерной инверсии по методу Хэмпсона-Рассела [30], в результате оптимизации заданных начальных приближений (этап 6), получены окончательные прогнозные модели $I_p^{k}(t)$, $I_s^{k}(t)$ в точках расположения скважин (точность оценивания $\rho^{k}(t)$ невелика [51], поэтому этот параметр не использовался).
- 8. На основе совместного анализа параметров прогнозных моделей I_p^k(t), I_s^k(t) и данных ГИС разведочных скважин получены оценки точности геологических параметров, прогнозируемых с применением двумерной инверсии.
- Выработаны рекомендации по методике совместного использования одномерной и двумерной инверсий с целью достижения высокой точности прогнозирования геологических параметров пластов-коллекторов.

4 Оценка точности одномерной инверсии

4.1. Используемые модели среды

Площадь исследований «Экспериментальная» находится в Нижневартовском нефтегазоносным районе Западной Сибири. На схеме Экспериментальной площади (рис. 2) показано расположение скважин и сейсмических профилей, по которым выполнялась одномерная инверсия программой ОПТИМА.

Рассмотрение типов используемых моделей начнем с геоакустической модели целевого интервала скважины 6 (рис. 3). Объектами исследований являются пласты Ю1-1 и Ю1-2 васюганской свиты, сложенные низкоскоростными аргиллитами (V_p=3600 – 3800 м/с), среднескоростными песчаниками-коллекторами (V_p=3800 – 4200 м/с), плотными

песчаниками-неколлекторами (V_p=4500 – 4800 м/с). Целевые пласты подстилаются низкоскоростной угленосной толщей У со средней скоростью V_p от 2500 до 3500 м/с, над ними залегают глины георгиевской свиты Г со скоростями V_p от 3200 до 3600 м/с. На рис. За показана детальная кривая V_p(H) для тонкослоистой модели, на рис. Зб - кривая V_p(H) для пластовой модели, в которой минимальные мощности пластов ΔH_{min} соответствуют заданному значению τ_{min} . В правой колонке даны номера интервалов блоковой модели, о которой будет сказано ниже.

Остановимся на вопросе о выборе величины т_{тпіп}, необходимой для составления пластовой модели. Величина т_{тпіп} определяется качеством сейсмических материалов, поступающих на вход одномерной инверсии – то есть качеством сейсмических временных разрезов. В разделе 2 было сказано, что оптимальная величина т_{тпіп} (по критерию максимальной точности оценки I_p одномерной инверсией) выражается формулой (40), имеющей вид:

$$\tau_{\min}(MC) = \frac{1}{4} \cdot \frac{1000}{\Delta f}.$$
 (40)

При практическом применении инверсии в качестве ∆f берется так называемая рабочая полоса частот, в которой, после применения всех необходимых процедур обработки, спектр полезного сигнала превышает статистический спектр помех. Для временных разрезов Экспериментальной площади ширина рабочей полосы частот ∆f составляет приблизительно 40 Гц (от 10-15 до 50-55 Гц). Согласно формуле (40) для этих условий выбрана величина т_{тип}≈6 мс.

Исходя из условия τ_{min} =6 мс, мощность целевых пластов Ю1-1, Ю1-2 должна составлять не менее 12 м. Судя по результатам бурения разведочных скважин (рис. 2) можно ожидать, что это условие выдерживается на всей площади исследования. На рис. 4 показаны пластовые геоакустические модели V_p, ρ , I_p скважины 7, соответствующие условию τ_{min} =6 мс. Последняя используется в качестве начального приближения для выполнения одномерной инверсии. В правом столбце даны номера интервалов блоковой модели, при составлении которой предполагается, что внутри каждого интервала действуют одни и те же корреляционные зависимости между акустическими параметрами среды.







Рис.3. Геоакустическая модель целевого интервала скважины 6. Детальная (а) и пластовая (б) модели Vp(H).





4.2. Корреляционные связи петрофизических параметров по данным ГИС

Установление корреляционных связей по данным ГИС (а также, по возможности, по керну) необходимо для обоснования используемых при динамической интерпретации связей прогнозных (ДИ) акустических и геологических параметров. В данной работе это необходимо также для того, чтобы оценить возможность прогнозирования исходных моделей I_p, I_s, р для двумерной инверсии по результатам I_p одномерной инверсии.

Как было сказано выше, в нашем случае используются пластовые модели среды, для которых с помощью одномерной инверсии оцениваются параметры ΔT , I_p слагающих их пластов. Учитывая, что при этом общая мощность целевых пластов $\Delta H = \Delta T \cdot V_{cp}$ определяется с довольно высокой точностью, для решения одной из важнейших задач – оценки Н_{зф}, достаточно решить задачу прогнозирования способами ДИ значений К_{песч}=Н_{зф}/ΔН.

Рассмотрим вначале вопрос о связи K_{nec4} с l_p по данным ГИС. На рис. 5 представлен соответствующий кроссплот и параболическая кривая третьего порядка, осредняющая экспериментальные точки (l_p , K_{nec4}). Положение точек на кроссплоте указывает на то, что для обоих целевых пластов Ю1-1, Ю1-2 может быть принята общая корреляционная зависимость $K_{nec4}(l_p)$, описываемая этой параболой. Левая ветвь параболы соответствует уменьшению K_{nec4} при увеличении содержания в целевых пластах низкоскоростных аргиллитов, при этом точка $l_p=9,1$, $K_{nec4}=0$ соответствует среднему l_p аргиллитов в целевых пластах. Правая ветвь параболы отображает уменьшение K_{nec4} вследствие возрастания доли плотняков в целевых пластах, причем за точкой среднепластовой величины $l_p=10,4$ полагаем, что в пласте все песчаники-коллекторы замещены плотняками ($K_{nec4}=0$).

При наличии плотностного каротажа в опорных скважинах, по результатам одномерной инверсии наиболее надежно оцениваются акустические импедансы пластов l_p= V_p·ρ. Для последующего применения двумерной инверсии возникает проблема перехода от Io к раздельным прогнозным оценкам Vo и р. Чтобы решить эту проблему, мы разбили исследуемый участок разреза на 9 интервалов, объединяющих пласты с близкими литофизическими свойствами (см. рис. 4). Далее для каждой из имеющихся скважин вычислялись средние по интервалам значения \overline{I}_p и \overline{V}_p , затем отдельно для каждого интервала строились кроссплоты (In, Vn). В качестве примера на рис. 6 для разных интервалов своими цветами показаны точки таких кроссплотов и осредняющие их прямые, рядом с которыми подписаны номера интервалов. Эти осредняющие прямые, описываемые формулой V_b=a+bl_p, приняты в качестве зависимостей V_b(l_p) для пластов, входящих в соответствующие интервалы. Осредняющие прямые имеют разный наклон, они, как правило, не проходят через начало координат (а≠0). Это означает, что при изменении Ip должна меняться не только Vp, но и плотность р. Однако нам достаточно иметь зависимость V₀(I₀), т.к. после определения по этой зависимости значений V₀, легко оценить значения ρ= I_n/V_n







Рис. 6. Примеры зависимости пластовой скорости от акустической жесткости для интервалов 2-6 блоковых моделей

Аналогичные кроссплоты строились для средних (по интервалам) величин \overline{V}_p и \overline{V}_s (последние также определялись по данным АК на поперечных волнах). В отличие от предыдущего случая, точки таких кроссплотов для каждого из интервалов можно было достаточно легко осреднить прямыми линиями, проходящими через начало координат, но с разными наклонами. Угловые коэффициенты этих прямых принимались за величины $\gamma = V_s/V_p$ для пластов, входящих в соответствующие интервалы. Установленные по данным ГИС параметры а, b зависимостей $V_p(I_p)$, а также параметры γ , представлены в Таблице 1.

№№ интер-	Lu	I.	V	V			N=V /V		
валов	1pH	IpK	v pH	V pK	a	U	y=vs/vp	рн	РК
1	10.1	10.8	4.01	4.27	0.76	0.325	0.55	2.49	2.53
2	5.8	7.2	2.61	3.1	0.51	0.35	0.575	2.22	2.32
3	8	9.6	3.29	3.74	1.04	0.281	0.56	2.43	2.57
4 (Ю1-1)	9.6	10.4	3.93	4.17	1.05	0.3	0.57	2.44	2.49
5 (Ю1-2)	9	10.2	3.8	4.3	0.05	0.417	0.585	2.37	2.37
6	6	9.2	3.15	3.9	1.74	0.234	0.55	1.9	2.35
7	10.2	11.6	4.14	4.47	1.74	0.236	0.57	2.46	2.59
8	9.2	10.4	3.85	4.15	1.55	0.25	0.57	2.39	2.51
9	10.2	11	4.14	4.33	1.74	0.236	0.57	2.46	2.54

Таблица 1. Коэффициенты экспериментальных зависимостей между акустическими параметрами по данным ГИС

В этой таблице I_{pH} , V_{pH} , ρ_H обозначают минимальные, а I_{pK} V_{pK} , ρ_K – максимальные средние значения соответствующих параметров для каждого из интервалов, определенные по имеющимся скважинам. Интересно отметить, что прогнозные значения плотностей во всех интервалах, кроме 6-го, меняются не более, чем на 0,14 г/см³. В интервале 6 наблюдаются очень большие изменения величин I_p и связанные с ними существенные изменения величин V_p , ρ , что обусловлено изменениями доли содержания в пласте У углистых слоев, обладающих аномальными свойствами. Максимальное изменение величин γ по интервалам 1-9 составляет более 6% от γ_{cp} . Это оправдывает получение нами оценок величин γ для каждого из интервалов в отдельности, т.к. примерно такие же изменения у могут наблюдаться при газонасыщении слоев, составляющих часть исследуемых пластов.

4.3. Выполнение одномерной инверсии

Одномерная инверсия по сейсмическим профилям, изображенным на рис. 2, выполнялась с применением программы ОПТИМА, свойства которой описаны в предыдущем разделе 3. Программа ОПТИМА входит в отечественную систему динамической интерпретации ОТДИ. Эта система кроме вспомогательных программ, обеспечивающих выполнение динамической интерпретации, включает процедуры дополнительной обработки сейсмических временных разрезов. Первая - направленная веерная фильтрация НВФ осуществляет /- к фильтрацию трасс временного разреза на скользящей базе 4-6 каналов по направлению линии ((x) одного из реперных горизонтов, что приводит к увеличению отношения сигнал/помеха без ослабления высокочастотной части спектра сигналов. Вторая – стратиграфическая деконволюция ЛЕКСТР – обеспечивает сжатие и приведение к нульфазовому виду сейсмических сигналов, благодаря чему в последующей процедуре ОПТИМА появляется возможность оценивать форму сейсмических сигналов отдельно для каждой из обрабатываемых трасс. Не останавливаясь более подробно на рассмотрении особенностей системы ОТДИ, отметим, что примеры эффективного применения дополнительных процедур обработки приведены в работе [48].

Как было сказано в предыдущем разделе, при выполнении одномерной инверсии использовалась единственная исходная геоакустическая модель – а именно модель скважины 7. На рис. 7 эта модель I_p(t), составленная по данным ГИС, изображена как трасса №926. Справа от модели показаны границы выделенных интервалов, объединяющих пласты с близкими литофизическими свойствами (два целевых пласта Ю1-1 и Ю1-2 образуют отдельные интервалы 4 и 5, см. рис. 4). На остальных трассах показаны прогнозные модели, полученные по трассам временного разреза программой ОПТИМА. При переходе на другие профили подобные прогнозные модели, взятые в точке пересечения профилей, использовались в качестве априорной информации для программ ДЕКСТР и ОПТИМА.

На рис. 8 для примера показан сейсмический временной разрез (после НВФ и ДЕКСТР) по профилю 51, проходящему через опорную скважину 7 (а) и сейсмоакустический разрез I_p(t, x), полученный программой ОПТИМА (б). На исходном разрезе в области целевых горизонтов удается проследить лишь кровли интервалов 3

(покрывающая георгиевская свита) и 6 (подстилающая глинисто-углистая толща). На сейсмоакустическом разрезе можно проследить границы всех интервалов, за исключением границы между целевыми интервалами 4 и 5. Последнее является следствием низкой разрешающей способности по величинам I_p цветовой шкалы (правая часть рис. 86), однако при интерпретации развернутых выводов сейсмоакустических разрезов (см. рис. 7) удается практически всюду разделять целевые пласты Ю1-1 и Ю1-2.

4.4. Точность прогнозирования Кпесч одномерной инверсией

Остановимся на вопросе выбора методики оценки точности прогнозирования параметров коллекторов, что, с учетом сравнения эффективности одномерной и двумерной инверсий, является не тривиальной задачей. В ситуации, когда оценка параметров I_p, ΔT одномерной инверсией делалась с использованием исходной модели только по одной скважине (№7, см. выше), а остальные скважины являются по существу контрольными, казалось бы, что самым простым способом оценки точности одномерной инверсии является сравнение прогнозных оценок In. ΔT с соответствующими параметрами, определенными по данным ГИС. Однако на самом деле этот кажушийся простым способ плохо подходит для решения поставленных нами задач. Прежде всего, это объясняется тем, что ни один из способов инверсии, как это отмечают многие исследователи [30, 51], не дает точной оценки истинных величин параметров модели, а претендует лишь на сравнительные оценки параметров по пластам и их изменения по латерали. Такое ограничение возможностей сейсмической инверсии связано с конечной процедур обработки, в точностью выполнения всех предыдущих частности восстановления так называемых «истинных» амплитуд, а кроме того необходимостью использования при инверсии различных приемов демпфирования, приводящих к сжатию диапазона вариаций прогнозируемых параметров. Однако, как станет видно из дальнейшего, при статистическом сопоставлении прогнозных акустических параметров, получаемых в результате инверсии, с требуемыми геологическими параметрами, оцениваемыми по ГИС, определение истинных значений акустических параметров и не требуется.

Как уже сообщалось, в результате одномерной инверсии сейсмических временных разрезов по профилям, изображенным на рис. 2, у каждой из имеющихся скважин были получены прогнозные оценки І_{рди} и ΔТ для целевых пластов Ю1-1 и Ю1-2. В этих скважинах рассчитывались значения К_{песчии}=H_{эф}/ΔH_{ди}, где ΔH_{ди}=ΔT·V_{ср}.



Рис.7. Фрагмент развёрнутого вывода разреза Ір по профилю 51



Рис. 8. Сейсмический временной разрез по профилю 51 после НВФ и ДЕКСТР (а) и разрез импедансов Ір, полученный системой ОТДИ (б). Номерами обозначены кровли интервалов блоковой модели.

Такой переход от К_{песч} к К_{песчди} необходим потому, что при отходе от скважины нам придется использовать именно величины ΔН_{ди} и вычисление истинных значений Н_{эф} будет производиться по формуле Н_{эф}=К_{песчди} ΔН_{ди}.

На рис. 9 красными и черными точками показаны экспериментальные совокупности ($I_{pДИ}$, $K_{песчДИ}$) для двух целевых пластов. Характер распределения этих точек, в общем, напоминает тот, который был получен по данным ГИС (рис. 5), но в целом поле точек ДИ-ДИ смещено влево по оси I_p примерно на 0,3 единицы. Это является следствием того, что мы отказались от использования априорной информации о низкочастотных изменениях I_p по площади, моделируя этап поисков с малым количеством пробуренных скважин. В соответствии с общей тенденцией, на рис. 9 были смещены влево на 0,2 – 0,3 ед граничные точки $I_p=0$, соответствующие замещению песчаников плотняками (точка «плотн») и полным заполнением целевых пластов аргиллитами (точка «арг»).

Для оценки точности прогнозирования требуемого параметра К_{песчди} можно воспользоваться методикой, которая применялась нами в работе [48]. Суть этой методики заключалась в том, что поле экспериментальных точек (І_{рди}, К_{песчди}) анпроксимируется гладкой кривой, как это показано на рис. 9, ординаты которой минимально удалены от экспериментальных точек. Учитывая, что эта кривая используется в дальнейшем в качестве зависимости К_{песч}(І_р) при прогнозировании К_{песч} по прогнозным значениям І_р вдоль сейсмических профилей, разброс экспериментальных точек относительно выбранной аппроксимирующей кривой характеризует точность прогнозирования требуемого параметра К_{песч} (точнее, К_{песчди}). В данном случае, с целью создания однотипной методики для оценки точности одномерной и двумерной инверсий, в качестве аппроксимирующей кривой зарабола 3-ей степени

$$K_{necy} = a + bI_p + cI_p^2 + dI_p^3,$$

коэффициенты которой определены по способу наименьших квадратов (минимума среднеквадратического отклонения δ_{cko} величин ΔK_{nec4}). При этом величина δ_{cko} составила 0,077, что можно принять в качестве оценки точности одномерной инверсии. Если учесть, что средняя величина H_{obim} пластов Ю1-1 и Ю1-2 составляет 18 м, то можно считать, что δ_{cko} для оценки H_{ab} коллекторов в этих пластах составит примерно 1,4 м.

К сказанному выше необходимо добавить следующее. Во всех семи пробуренных скважинах коллекторы в целевых пластах были насыщены водой или нефтью с

незначительным газовым фактором. В этом районе K_n юрских коллекторов не превышает 20 % и, согласно теоретическим расчетам, отличие I_p для нефте- и водонасыщенных коллекторов составляет менее 1 %. Учитывая, что доля коллекторов в исследуемых пластах редко превышает 0,5, влияние характера насыщения на средние величины \bar{I}_p целевых пластов можно считать пренебрежительно малым. Во всяком случае, нам не удалось заметить каких-либо закономерностей в изменении величин I_p при смене водонасыщения на нефтяное. Известно, что параметр I_s вообще почти не реагирует на характер флюидов. Поэтому в данном эксперименте мы сочли возможным исследовать связи акустических параметров и емкостных свойств целевых пластов (K_{necu}), не учитывая характер жидкостных флюидов. Вместе с тем, по нашему опыту, в случае газового насыщения коллекторов, изменения величин I_p могут достигать 15-20 % в зависимости от пористости. В таких ситуациях необходимо разделять области с газовым и жидкостным насыщением и устанавливать связи емкостных и акустических параметров целевых пластов отдельно для каждой из этих областей.



Условные обозначения: 1 - пласт Ю1-1, 2 - пласт Ю1-2, 3 - аргиллиты, 4 - замещение песчаников плотняками



5 Оценка точности двумерной инверсии

5.1. Методика оценки точности двумерной инверсии

В соответствии с поставленной задачей, мы применили методику оценки точности прогноза К_{песч} двумерной инверсией аналогичную той, которая использовалась для оценки точности одномерной инверсии. В связи с переходом от одномерной к двумерной инверсии, эта методика имеет ряд специфических отличий, рассмотрение которых приводится ниже.

Итак, в результате выполнения двумерной инверсии, в точках расположения скважин получены оптимизированные оценки импедансов I_p, I_s. На рис. 10 крестами схематически изображено некоторое условное множество полученных таким образом пар значений (I_p, I_s). Каждому кресту соответствует свое значение K¹_{песчДИ} – такое же, которое определялось для каждой скважины и соответствующего пласта по результатам одномерной инверсии (ординаты точек K_{песч} на рис. 9). В дальнейшем будем использовать обозначение K¹_{песчДИ} = z_i (вертикальную ось K_{песч} заменяем на z). Аналогично предыдущему, по экспериментально полученным точкам (I¹_p, I¹_s, z_i) следует построить сглаживающую поверхность Z, характеризующую зависимость K_{песч}(I_p, I_s). Разброс $\Delta z_i = z_i$ - $Z(I¹_p, I¹_s) точек <math>z_i$ относительно этой поверхности будет характеризовать точность определения параметра К_{лесч} способом двумерной инверсии.



Рис. 10. Схематическое изображение рельефа сглаживающей поверхности Z(lp, ls).

Прежде чем продолжить описание методики оценки точности двумерной инверсии, отметим одно важное обстоятельство. В связи с тем, что для целевых пластов разброс

реальных значений $\gamma = V_s/V_p$ не очень высок, наряду с рассмотренной выше зависимостью $K_{necv}(I_p)$ (рис. 5) существует подобная, хотя и менее тесная связь $K_{necv}(I_s)$ (рис. 11). Теперь представим себе, что максимальное значение z_i достигается в точке M (рис. 10). Осуществим поворот координат I_p , I_s таким образом, чтобы ось х проходила через начало координат и точку M. Вследствие того, что обе зависимости $K_{necv}(I_p)$ и $K_{necv}(I_s)$ представляются в виде обращенных парабол, сглаживающая поверхность $Z(I_p, I_s)$ должна иметь вид асимметричного купола (рис. 11), вытянутого примерно вдоль оси х (угловое отклонение оси х от оси I_p соответствует величине γ для точки M с максимальным z_i).



Условные обозначения: 1 - пласт ЮІ-1, 2 - пласт ЮІ-2, 3 - аргиллиты 4 - замещение песчаников плотняками



Выберем определенный тип сглаживающей поверхности. Во-первых, учитывая небольшое число экспериментальных точек (14 для семи имеющихся скважин), следует стремиться к минимальному числу коэффициентов в формуле для сглаживающей поверхности. Во-вторых, чтобы соблюсти соответствие одномерному случаю, желательно, чтобы вертикальные сечения этой поверхности, параллельные осям х и у, имели вид парабол 3-ей степени. Для того, чтобы удовлетворить обоим этим условиям, перейдем к повернутой системе координат х, у и представим сглаживающую поверхность в виде:

$$Z(x, y) = a + bx + cx2 + dx3 + ey + fy2 + gy3.$$
 (41)

Учет того, что поверхность Z(x, y) вытянута вдоль оси x, позволяет отказаться от использования членов со смещенными координатными индексами типа xy, x²y и т.д., что позволяет сократить число коэффициентов a, b, ..., g в формуле для Z(x, y). Также, как и прежде, эти коэффициенты находятся с использованием критерия минимума среднеквадратического отклонения (бско) величин z_i от сглаживающей поверхности Z(x, у). При этом необходимо задать начальное приближение коэффициентов ao, bo, ..., go, т.e. исходную поверхность Z₀(x, y), для того, чтобы оказаться в области глобального минимума параметра δ_{СКО}. Для этого в нашем эксперименте, по характеру спада величин zi при отходе в разные стороны от точки M, намечалось положение точек Z₀=0 (показаны жирными черными точками, рис. 10) на осях х и у'. После этого наносился гипотетический контур линии Z₀(x, y)=0 (внешняя изолиния на рис. 10). Затем максимум Z₀ смещался из точки М по оси х в точку Мо, являющуюся серединой между двумя заданными нулевыми точками на оси х. От этого нового максимума строились две обращенные квадратичные параболы в вертикальных плоскостях, параллельных осям х и у, которые пересекались с плоскостью z = 0 в минимальной близости от контура Z₀(x, y)=0. Это позволило определить коэффициенты a_0 , b_0 , c_0 , f_0 исходной поверхности $Z_0(x, y)$, симметричной по отношению к вертикальной оси, проходящей через точку М₀ (остальные коэффициенты из формулы (41) в выражении для Z₀ равны нулю).

Исходя из заданного таким образом начального приближения $Z_0(x, y)$, находятся все 7 оптимальных (по критерию минимума δ_{CKO}) коэффициентов для сглаживающей поверхности Z (41). При этом, в случае примерно одинаковой точности оценки акустических параметров одномерной (lp) и двумерной (lp, ls) инверсиями, имеются объективные предпосылки того, что точность двумерной инверсии будет выше, чем одномерной инверсии. Чисто формально повышение точности прогнозирования геологических параметров в результате применения двумерной инверсии можно объяснить следующим образом. В случае одномерной инверсии при построении экспериментальной зависимости $K_{necvди}(I_{pдN})$ (рис. 9) имеются точки для одного и того же пласта с одинаковыми значениями Ip, но существенно разными значениями K_{necv} (например, две красные точки с Ip=9,6). В этом случае отклонения экспериментальных точек от сглаживающей кривой, как бы мы ее не проводили, будут довольно большими. Вместе с тем, таким экспериментальным точкам могут соответствовать различные значения Is, т.е. они будут разнесены на плоскости (lp, ls). Тогда при двумерной инверсии

сглаживающая поверхность Z может пройти довольно близко от каждой из этих точек, вследствие чего ошибка прогнозирования требуемого параметра уменьшится.

Это формальное объяснение отображает глубокий физический смысл. Отличие величин K_{necv} при одном и том же I_p является следствием многокомпонентности исследуемого пласта, т.е. некоторое «удачное» изменение процентного содержания алевролитов и плотняков может привести к такому же I_p , как и изменение процентного содержания песчаников. Именно такая ситуация и обусловливает необходимость оценкн степени разброса экспериментальных точек $K_{necvAII}(I_{pDI})$ относительно сглаживающей кривой, используемой для последующего прогноза K_{necv} по значениям I_p – нужно понять, можем ли мы вообще выполнять такой прогноз и какова его точность. Вместе с тем, изменение литологического состава пласта приведет к изменению его средней величины I_s по несколько отличным, по сравнению с величинами I_p , законам. Именно поэтому при двумерной инверсии точность прогнозирования K_{necv} , т.е. процентного содержания песчаных коллекторов в пласте, должна возрастать.

Чтобы убедиться в том, что сформулированные выше предположения принципиально верны, мы применили данный алгоритм оценки точности двумерной инверсии на прогнозных материалах, полученных следующим образом. Как уже говорилось, для каждой скважины в результате одномерной инверсии были получены прогнозные значения Ір для обоих целевых пластов. По ним, с учетом экспериментально полученных оценок у для пластов Ю1-1, Ю1-2 (Таблица 1) были определены соответствующие прогнозные значения Is. В совокупности со значениями К_{весчди} для двух пластов в имеющихся скважинах, был сформирован исходных массив значений z'(lp', ls'). Для этого массива данных оценка бско, полученная описанным выше способом, составила 0,065, что меньше, чем для одномерной инверсии (0,077). Это подтверждает принципиальную правильность сделанных выше предположений о потенциальном преимуществе двумерной инверсии. Однако при использовании реальных значений Ip, Is, получаемых способом двумерной инверсии, с одной стороны, можно ожидать дальнейшего уменьшения б_{СКО} (т.е. повышения точности) за счет оптимизации прогнозных значений Ір, Іs, но, с другой стороны, вследствие получения lp, Is по исходным сейсмограммам с высоким уровнем помех, величина δ_{CKO} может и возрасти.

Перейдем теперь к исследованию реальной точности прогнозирования К_{иссч} двумерной инверсией в данных сейсмогеологических условиях.

5.2. Точность прогнозирования Кпесч двумерной инверсией

Рассмотрим пример получения прогнозных моделей по сейсмическим данным, полученным у скважины 6. На рис. 12 слева вверху изображены прогнозные модели Vp, Vs, ρ и $l p = V p \rho$, полученные по результатам одномерной инверсии с использованием установленных статистических связей параметров для различных интервалов разреза (таблица 1). Поясним, что вначале по трассе 530 сейсмического временного разреза, полученного в результате применения процедур НВФ и ДЕКСТР, с помощью программы ОПТИМА была определена модель Îp(t). Затем эта модель пересчитывалась в модели Vp(t), p(t) и Vs(t). По трассе 530 и модели Іp(t) с применением аппарата винеровской фильтрацией получена оценка сейсмического импульса h(t) (изображен справа внизу). Импульс практически является нульфазовым, что обусловлено использованием гипотезы о нульфазовости сейсмического сигнала в программе ОПТИМА при обработке временных разрезов, прошедших стратиграфическую деконволюцию. Справа вверху синим цветом изображаются повторенные синтетические трассы m(t) = h(t) * Ĩp(t), красным цветом повторение трассы 530, черным цветом - другие трассы временного разреза. Коэффициент корреляции модельной трассы m(t) и реальной трассы 530 R = 0.959. Жирными красными линиями выделены границы интервала Ю1, включающего два целевых пласта (верхний Ю1-1 и нижний Ю1-2).

На рис. 13 слева красным цветом показаны оптимизированные модели Ip, Is, полученные способом Хэмпсона-Рассела при задании в качестве исходных прогнозных моделей Îp, Îs. Далее слева направо показаны используемые оценки двух сейсмических сигналов – для ближних и удаленных трасс сейсмограммы. Затем синтетическая сейсмограмма для моделей Ip, Is, ρ , оцененных способом Хэмпсона-Рассела, далее исходная реальная сейсмограмма и разностные трассы этих двух сейсмограмм.

Бросается в глаза малое отличие прогнозных и результативных моделей. Максимальные различия (3,5 %) наблюдаются для моделей Is(t) вблизи и внутри пласта баженовской свиты (пласт J₀), хотя у других скважин эти различия были несколько больше. Это совсем неплохой результат, если учесть, что изменение литологического состава пластов и должно приводить к изменению у и Is на единицы процентов. Отметим также сравнительно большие расхождения модельных и реальных трасс в районе «сильных» границ (но не в районе целевых пластов). Скорес всего, это связано с качеством исходных материалов, иначе трудно объяснить, почему практически полностью пропадает отражение от кровли баженовки на удаленных реальных трассах.

Well 6



Рис. 12. Прогнозные модели, полученные по результатам одномерной иинверсии с использованием установленных статистических связей параметров для различных интервалов разреза



Слева — Прогнозная модель — Результат инверсии при задании прогнозной модели. Справа: сейсмические сигналы, модельная, реальная и разностная сейсмограммы

Рис. 13. Результат одновременной инверсии Хэмпсона-Рассела с прогнозной моделью на входе. Интересно сопоставить с предыдущими результаты оптимизации Хэмпсона-Рассела, полученные при задании в качестве исходной плавной «фоновой» модели, вносящей недостающую информацию на низких частотах (рис. 14). Полученные таким образом модели lp(t), ls(t) являются как бы результатом низкочастной фильтрации аналогичных моделей, произведенных при задании прогнозных пластовых моделей lp(t), ls(t). При этом очевидно ухудшение разрешающей способности двумерной инверсии, а также возможное увеличение ошибок при оценке lp, ls тонких пластов (в частности низкоскоростного пласта ниже целевого интервала). Поэтому в дальнейшем мы использовали результаты двумерной инверсии, полученные при задании в качестве исходных данных прогнозных пластовых моделей lp(t), ls(t).

Итак, для скважины 6 с использованием прогнозных моделей Ір(1), Іs(1), полученных по результатам одномерной инверсии, способом Хэмпсона-Рассела были определены оптимизированные оценки Ір, Із для двух целевых пластов. Аналогичным образом были получены оптимизированные оценки Ір, Із для остальных шести скважин. В результате был сформирован массив данных Kⁱ_{песч}(Ipⁱ, Isⁱ), который был использован для оценки точности двумерной инверсии с применением методики, описанной в предыдущем подразделе.

На рис. 15 показана построенная для этого массива данных сглаживающая поверхность Z(x, y) (12), перенесенная на координатную плоскость (lp, ls). Контуром малинового цвета обозначено пересечение поверхности Z с плоскостью $K_{necv} = 0$. Красными квадратами отмечено положение точек $K_{necv}^i(Ip^i, Is^i)$ исходного массива данных, в который, также как и в случае одномерной инверсии (рис. 9), добавлены гипотетические точки $K_{necv}^i = 0$ для чистых аргиллитов и плотных песчаников.

Коэффициенты a, b, ..., g сглаживающей поверхности определены способом в предыдущих случаях, наименьших квадратов. Поэтому, как и величина среднеквадратического отклонения б_{СКО} точек К'_{ресч} от сглаживающей поверхности Z принимается в качестве оценки точности двумерной инверсии. В данном случае бско составляет 0,083, что несколько выше, чем для одномерной инверсии ($\delta_{CKO} = 0.077$). Таким образом, в данном конкретном случае потенциальные преимущества двумерной инверсии в точности оценки геологического параметра не реализуются. Основной причиной этого, по всей вероятности, является низкое отношение сигнал/помеха на исходных несуммированных сейсмограммах. Можно предположить, что при повышении качества исходных материалов точность двумерной инверсии будет все-таки превосходить точность одномерной инверсии, однако вряд ли следует ожидать большого отличия двух видов инверсии по этому показателю.



Рис. 14. Результат одновременной инверсии Хэмпсона-Рассела с низкочастотной моделью на входе. Условные обозначения на рис. 13.



Рис. 15. Аппроксимация экспериментальных значений Кпесч сглаживающей поверхностью Z(Ip,Is).

Выводы по Части II

Результаты проведенного эксперимента показали, что реальная точность двумерной инверсии по прогнозированию емкостных параметров тонких коллекторов близка, или даже уступает точности одномерной инверсии. Зато двумерная инверсия, в одномерной, обладает принципиальной отличие возможностью определять OT литологический состав целевых интервалов, а также прогнозировать характер насыщения коллекторов (газ или жидкость). Вместе с тем двумерная инверсия является более трудоемкой, она требует большего объема априорной информации о свойствах реальной среды и более чувствительна к качеству исходного материала. Поэтому возникает естественный вопрос о том, в каких условиях следует использовать двумерную инверсию, а когда можно ограничиться применением более простой одномерной инверсии, и есть ли смысл комбинировать применение обоих видов инверсий? Учитывая результаты проведенных исследований, мы попытаемся ответить на эти вопросы, хотя отдаем себе отчет в том, что пока выдаваемые нами рекомендации носят предварительный характер.

Стратегия использования сейсмических инверсий зависит от мощности коллекторов, которые могут содержаться в целевом интервале. При этом следует различать две принципиально разные ситуации:

1) исследования мощных коллекторов, толщина которых H, включая тонкие прослои (1-2 м) пластов-неколлекторов, обычно превосходит реальную разрешающую способность сейсморазведки H_{min}, определяемую условием H_{min}=0,5·V_{in}·T_{min};

 исследования тонких пластов-коллекторов, суммарная мощность которых H < Н_{тпп}.

В первой ситуации двумерную инверсию лучше всего применять на стадии поисков или ранней стадии разведки. В этом случае для задания необходимой априорной информации об упругих свойствах среды можно использовать результаты исследования скважин, расположенных на соседних площадях, а также данные немногочисленных скважин, имеющихся на изучаемой площади. Применение двумерной инверсии позволит выявить и оконтурить зоны распространения мощных коллекторов, а также дать предварительное заключение о возможном наличии газовой шапки и ее границах. В дальнейшем, при завершении разведки и переходе к режиму эксплуатации месторождения, когда будет пробурено достаточно большое количество скважин непосредственно на исследуемой площади, потребуется получить более детальные сведения о строении коллекторов и их емкостных свойствах (H_{зф}, K_n и пр.). Для решения этих задач с учетом данных дополнительно пробуренных скважин можно ограничиться

применением более простой и достаточно надежной одномерной инверсии в пределах выявленных ловушек УВ.

Во второй ситуации, когда в пластах целевого интервала суммарная мощность коллекторов $H < H_{min}$, как в рассмотренном выше эксперименте, целесообразно начинать исследования с применения одномерной инверсии. При этом также необходимо иметь априорную информацию об акустических и коллекторских свойствах пород, слагающих целевой интервал. Такую информацию получают по результатам исследования скважин, пробуренных на изучаемой и соседних площадях. При этих условиях применение одномерной инверсии позволит построить прогнозные карты эффективных толщин H_{sp} или линейных емкостей $E=H_{sp}\cdot K_n$ коллекторов, что необходимо для оптимального размещения разведочных и эксплуатационных скважин, а также обоснованного подсчета запасов УВ.

При исследовании тонких пластов-коллекторов в принципе также возможно прогнозирование их характера насыщения (газ или жидкость). Для этого следует использовать методику прогнозирования коллекторов, подобную той, которая была применена в описанном выше эксперименте. Вначале с помощью одномерной инверсии, основанной на использовании пластовой модели среды, оцениваются с высокой точностью параметры ΔT , I_n пластов, мощность которых $H \approx H_{min}$. Если H_{20} коллекторов, входящих в такие пласты, близка к 0.5Hmin, то их насыщение газом должно привести к уменьшению средних величин I₀ для пласта в целом примерно на 10%. Одномерная пластовая инверсия зафиксирует подобное изменение величины I_в, но не сможет определить, связано оно с наличием газа или изменением литологии (например, глинизацией). Чтобы разобраться в этом, необходимо использовать дополнительно двумерную инверсию, в которой задаются начальные приближения I₀⁰(t), I_s⁰(t), одномерной С использованием прогнозируемые результатам инверсии по петрофизических связей. В результате выполнения двумерной инверсии получаем уточненные (оптимизированные) параметры $\overline{I_p}$, $\overline{I_s}$ целевых пластов. Их отношение $\overline{I_p} / \overline{I_s}$ $= \bar{V}_{p} / \bar{V}_{s}$ позволит получить прогнозный коэффициент Пуассона $\bar{\sigma}$, который в случае газонасыщения коллекторов будет иметь пониженные значения (0,1-0,2) по сравнению со средней величиной оср≈ 0,3 для пород с жидкостным насыщением [51].

Заключение

Из сказанного выше очевидно, что задача прогнозирования характера насыщения тонких коллекторов по данным наземной сейсморазведки является весьма сложной. Для ее решения требуется обеспечить высокую точность оценки средних значений \bar{I}_p , \bar{I}_s пластов с мощностями H \approx H_{min} (ранее говорилось о том, что получение точных оценок акустических параметров пластов с мощностями H существенно меньшими, чем H_{min}, невозможно). Для повышения точности оценок \bar{I}_p , \bar{I}_s целесообразно использовать алгоритмы двумерной инверсии, также основанные на пластовой модели среды. В этом случае при выполненик двумерной инверсии можно зафиксировать временные мощности пластов ΔT , полученные одномерной инверсией. Сокращение числа оптимизируемых параметров повысит устойчивость и точность оценки акустических параметров.

Второй сложностью реализации предложенной методики является то, что для получения прогнозируемых оценок акустических параметров с высокой точностью, на вход двумерной инверсии необходимо подавать исходные модели среды $I_p^{0}(t)$, $I_s^{0}(t)$, близкие к реальным. По аналогии с проведенным экспериментом, для прогнозирования таких исходных моделей по результатам одномерной инверсии необходимо, чтобы в имеющихся скважинах выполнялся акустический каротаж не только на продольных, но также и на поперечных волнах. Это требование придется выполнять, если мы хотим надежно решать такую сложную задачу, как прогнозирование литологии и характера насыщения тонких коллекторов по сейсмическим данным.

Сформулированные выше рекомендации следует рассматривать как предложения по развитию методики прогнозирования коллекторов, детали которой будут уточняться по мере накопления опыта практического использования сейсмических инверсий.

Список использованных источников

- Кондратьев И.К., Кедрова Т.С., 1969, О выборе сигнала для обратной фильтрации сейсмических трасс. Известия АН СССР, Физика земли, 10.
- Van Riel P., Berkhout A.J., 1985, Resolution in seismic trace inversion by parameter estimation. Geophysics, 50, 1440-1445.
- Кондратьев И.К., Лисицын П.А., Киссин Ю.М., 2005, Детальность и точность решений в задаче сейсмической волновой инверсии. Геофизика, 3.
- Левянт В.Б. и др., 2006, Методические рекомендации по использованию данных сейсморазведки (2D, 3D) для подсчета запасов нефти и газа. ЦГЭ, М.
- 5. Гогоненков Г.Н., Федосова А.И., 2007, Оценка эффективности акустической инверсии. Геофизика, 4, 137-148.
- 6. Ампилов Ю.П., Барков А.Ю., Шаров С.А., Яковлев И.В., Богданова О.Е., 2009, Сопоставление альтернативных методов прогноза фильтрационно-емкостных свойств в межскважинном пространстве по данным сейсморазведки. Технологии сейсморазведки, 1.
- 7. Avseth, P., T. Mukerji, and G. Mavko, 2005, Quantitative seismic interpretation: Applying rock physics tools to reduce interpretation risk: Cambridge Univ. Press.
- Tarantola, A., 1987, Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation: Elsevier Scientific Publ. Co., Inc..
- Oldenburg, D. W., T. Scheuer, and S. Levy, 1983, Recovery of the acoustic impedance from reflection seismograms: Geophysics, 48, 1318-1337
- 10. Levy, S. and Fullagar, P. K., 1981, Reconstruction of a sparse spike train from a portion of its spectrum and application to high-resolution deconvolution: Geophysics, 46
- Ma, X.-Q., 2002, Simultaneous inversion of prestack seismic data for rock properties using simulated annealing: Geophysics, 67, 1877–1885
- Mosegaard K. and Vestergaard P.D., 1991, A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information: Geophysical Prospecting, 39, 599-611
- 13. Hampson, D., Schuelke, J.S., and Quirein, J.A., 2001, Use of multiattribute transforms to predict log properties from seismic data: Geophysics, 66, 220-231
- Xiangjun Z., 2006, Rock parameter inversion using well and depth domain seismic data by SRM Neural Netwrks: Ann. Mtg. Abstracts, Society of Exploration Geophysicists, 2122-2125

- Mallick, S., 1995, Model-based inversion of amplitude-variations with offset data using a genetic algorithm: Geophysics, 60
- Mallick, S., 1999, Some practical aspects of prestack waveform inversion using a genetic algorithm: An example from the east Texas Woodbine gas sand: Geophysics, 64, 326-336.
- Duijndam, A. J.W., 1988a, Bayesian estimation in seismic inversion, part I: Principles: Geophysical Prospecting, 36, 878-898
- Duijndam, A. J.W., 1988b, Bayesian estimation in seismic inversion, part II: Uncertainty analysis: Geophysical Prospecting, 36, 899-918
- Sacchi, M. D. and Ulrych, T. J., 1995, High-resolution velocity gathers and offset space reconstruction: Geophysics, 60, no. 04, 1169-1177
- 20. Press, W.H., Teukolsky, S.A., Flannery, B.P., Vetterling, W.T., 1988, Numerical recipes in C, Cambridge University Press.
- Кащеев Д.Е., Кирнос Д.Г. Использование имитационного аннилинга для инверсии данных сейсморазведки, журнал ЕАГО «Геофизика», спец. вып. «Технологии сейсморазведки-1», 2002
- 22. Doyen, P. M., 2007, Seismic reservoir characterization: An earth modelling perspective: EAGE Publications.
- Козлов Е.А., 2006, Модели среды в разведочной сейсмологии. Тверь: Издательство ГЕРС, 480 с.
- 24. Lindseth, R., 1979, Synthetic sonic logs a process for stratigraphic interpretation. Geophysics, 44, 3-26.
- Lancaster, S. and Whitcombe, D., 2000, Fast track "coloured" inversion. Expanded abstracts, 70th SEG Annual Meeting, Calgary, 1572-1575.
- Walden, A.T. and Hosken, J.W.J., 1985, An investigation of the spectral properties of primary reflection coefficients. Geophysical Prospecting, 33, 400-435.
- 27. Приезжев И.И., 2010, Информационные технологии комплексной интерпретации геофизических данных для геологического моделирования. Док. дисс.
- Бляс Э.А., 2005, Линеаризованный подход к определению импедансов продольных и поперечных воли по сейсмограммам отраженных Р-воли (AVOинверсия). Технологии сейсморазведки, 1.
- Cook D.A., Schneider W.A., 1983, Generalized linear inversion of reflection seismic data. Geophysics, 48, 665-676.
- Hampson D.P., Russel B.H., 2005, Simultaneous inversion of pre-stack seismic data. Ann. Mtg. Society of Exploration Geophysicists. Abstracts, SI 1.2., 1633-1637.

- 31. Hampson D., 1991, AVO inversion, theory and practice: The Leading Edge, 10, 39-42
- Kondratiev I., Kiselev Y., Mikhaltsev A., Polovov A., 1992, Fast and effective method of waveform inversion: Abstracts of paper 54th EAEG meeting, Paris, 748-749.
- Russell, B. and Hampson, D., 1991, A comparison of poststack seismic inversion methods: Ann. Mtg. Abstracts, Society of Exploration Geophysicists, 876-878.
- 34. Connolly, P., 1999, Elastic impedance: The Leading Edge, 18, 438–452.
- 35. Whitcombe, D., 2002, Elastic impedance normalization: Geophysics 67, 60-62
- Whitecombe D. N., 2002, Extended elastic impedance for fluid lithology prediction: Geophysics, 67, 63-67
- Arsalan S, Yadav A, 2009, Application of extended elastic impedance: A case study from Krishna-Godavari Basin, India: The Leading Edge, 28, 1204-1209.
- Yi N., Kui, Z., 2004 The elastic impedance inversion method and its application in SLG Gas field: Ann. Mtg. Abstracts, Society of Exploration Geophysicists
- Simmons J.L., Backus M.M., 1996, Waveform ~ based AVO-inversion and AVO prediction-error. Geophysics, 61, 1575-1588.
- Kennet B.L.N., Kerry N.J., 1979, Seismic waves in a stratified half space: Geoghys. J.R. astr. Soc., 57.
- Buland, A., and H. Omre, 2003, Bayesian linearized AVO inversion: Geophysics, 68, 185-198
- 42. Dubrule, O., 2003, Geostatistics for seismic data integration in earth models: SEG.
- 43. Кондратьев И.К., Каменев С.П., Бондаренко М.Т., 1996, Динамическая интерпретация данных сейсморазведки при решении задач нефтегазовой геологии. Геофизика, 5-6.
- Маловичко Л.Р., 2009, Исследование обратной задачи АVO для пачки слоев. Геофизика, 5.
- 45. Кондратьев И.К., Аршинова Т.В., Киселев Ю.А., 1987 Оценка параметров тонкослоистых геологических разрезов на основе решения обратной динамической задачи сейсморазведки. Прикладная геофизика, вып. 117.
- Jurado F., Richard V., Cuer M., 1992. Lare-based oriented full wave inversion. Paper, presented at 54th EAEG meeting, Paris.
- 47. Левянт В.Б., Керусов И.Н., Екименко В.А. и др., 2003. Точность прогнозировения структурных построений и параметров продуктивных пластов по данным 3D в условиях карбонатного разреза. Геофизика, специальный выпуск «Технология сейсморазведки – II».

- 48. Кондратьев И.К., Рыжков В.И., Бондаренко М.Т., Лапина Е.В., 2010, Эффективность прогнозирования коллекторов способами динамической интерпретации в Восточной Сибири. Технологии сейсморазведки, 4.
- Kondratiev I., Kiselev Y., Krilov D., 1993, The dependence between resolving power and accuracy of the seismic waveform inversion. Abstracts of papers 55th EAEG meeting, Stavanger.
- Aki K., Richards P.G., 2002, Quantitative seismology, 2nd Edition, Freeman W.H. and Company.
- Mahob P.N., Castagna J.P., Young R.A., 1999, AVO inversion of a Gulf of Mexico bright spot – A case study. Geophysics, 64, №5.

Учебное пособие



Кондратьев И.К., Рыжков В.И., Киссин Ю.М., Шубин А.В.

СПОСОБЫ РЕАЛИЗАЦИИ И ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ

Издание печатается в авторской редакции

Подписано в печать 15.12.2011. Формат 60×84/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура «Таймс». Усл. п.л. Тираж 100 экз. Заказ № 551

> Издательский центр РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина Ленинский просп., 65 Тел./Факс: 8(499)233-95-44