

## Изучение и разработка коллекторов

# Понимание процедуры стохастической инверсии: часть 1 (Understanding stochastic inversion: part 1)

Ashley Francis ([ashley.francis@sorvioldvnm.co.uk](mailto:ashley.francis@sorvioldvnm.co.uk)), исполнительный директор британской консультационной службы по геологической среде и ресурсам (UK consultancy Earthworks Environment & Resources), представляет первую из двух частей учебного пособия по теории детерминистической и стохастической инверсии с некоторым сравнением преимуществ и недостатков этих двух методов. Вторая часть будет опубликована в декабрьском номере журнала *First Break*.

## Введение

Средства инверсии сейсмических данных (сейсмической инверсии), предназначенные для оценки волнового сопротивления (импеданса), использовались геофизиками в течение более чем 20 лет. Большинство доступных методов основано на сверточной модели отражательной способности с оцененным волновым пакетом, сравнении результата моделирования с наблюдаемой сейсмотрассой и затем на обновлении модели отражательной способности (собственно инверсии), чтобы минимизировать разность между моделируемыми и наблюдаемыми трассами. Будь то линейная инверсия, разреженное сжатие, или алгоритм модельной "закалки", все алгоритмы работают с этим основным принципом минимизации. Методы, основанные на минимизации, обычно называются 'детерминистическими'. Результат работы процедуры детерминистической инверсии – это относительно гладкая (или блочная) оценка волнового сопротивления.

Из-за её гладкости детерминистическая инверсия вообще не используется для ограничения параметров в моделях коллектора, которые используются для объемных вычислений, оценки гидравлической связи или для моделирования потока флюида в коллекторе. Стохастическая инверсия сейсмических данных выдает набор различных разнородных представлений карты импеданса, которые согласуются с кубом сейсмических данных. Взятый полностью, набор возможных моделей волнового сопротивления или реализаций фиксирует неопределенность или неоднозначность, связанную с процессом сейсмической инверсии. Стохастическая сейсмическая инверсия является дополнением к детерминистической инверсии. Детерминистическая сейсмическая инверсия – это осреднение всех возможных неуникальных реализаций стохастической инверсии.

Хотя принципы стохастической сейсмической инверсии были предложены более чем 12 лет назад, коммерческое внедрение и приложение этого метода началось только в прошлые пять лет или около этого. Для многих геофизиков,

понимание и способность принимать обоснованное решение о возможной выгоде этой новой методики трудно. Возникло множество неправильных представлений относительно стохастической сейсмической инверсии, особенно связанных с разрешающей способностью метода. Широко используемая, но неправильная формулировка заключается в том, что стохастические методы могут '... давать существенное увеличение разрешающей способности, хорошо фиксируя детали разреза вне сейсмической полосы частот'. Цель этой учебного пособия – дать читателю понятную теоретическую основу детерминистической и стохастической инверсии и помочь геофизику в принятии обоснованного решения относительно приложения стохастической сейсмической инверсии к его или её конкретной задаче описания свойств коллектора.

Чтобы понять процедуру стохастической сейсмической инверсии, мы должны будем понять некоторые ограничения традиционной сейсмической инверсии (часто называемой 'детерминистической' инверсией), получить сведения о некоторых геостатистических понятиях, и также рассмотреть общую задачу оценки параметров в пространстве, в котором не было произведено прямых измерений.

Данное учебное пособие описывает сейсмическую инверсию только в смысле оценки модели волнового сопротивления геологического разреза. 'Волновое сопротивление' будет пониматься в общем смысле как любое свойство горных пород, оцененное по данным наземной сейсморазведки. Это понятие может включать в себя акустическое или упругое волновое сопротивление, расширенное упругое волновое сопротивление, или любую другую более сложную схему инверсии данных до суммирования для оценки  $V_p$ ,  $V_s$  и плотности. Стохастическая инверсия может быть применена к любой из этих задач. Цель этого учебного пособия состоит в том, чтобы описать только общие ограничения детерминистической инверсии и возможные преимущества стохастической инверсии, а не рассматривать специфические задачи инверсии данных до суммирования и после суммирования.

## Изучение и разработка коллекторов

### Детерминистическая и наилучшая оценка

Традиционная сейсмическая инверсия часто упоминается как детерминистическая инверсия. Лучшим названием было бы инверсия наилучшей оценки. Термин «детерминистическая» должен относиться к модели, по которой определяются прогнозные значения параметров, напрямую прямо через функциональную (физическую) зависимость. В качестве примеров привести закон Дарси для потока жидкости или законы движения Ньютона.

Термин «наилучшая оценка» относится к модели, которая требуется для минимизации погрешности прогноза. Известными примерами являются линейная регрессия и геостатистические процедуры, типа метода Kriging. Обычная сейсмическая инверсия минимизирует разность между результатом свертки волнового пакета с моделью отражательной способности и реальной сейсмотрассой.

### Целевая функция

Математическая задача алгоритма инверсии состоит в том, чтобы минимизировать (или максимизировать) 'целевую функцию'. Целевая функция будет всегда включать количественную меру невязки между результатами измерений и данными, предсказанными с помощью инвертированной модели.

Наиболее широко используемая мера невязки данных – это норма L2 или разность наименьших квадратов [сумма квадратов разностей данных,  $\sum(d_{\text{obs}} - d_{\text{calc}})^2$ ]. Инверсия по методу наименьших квадратов – математически выгодный и устойчивый способ; однако она может быть слишком чувствительной к выбросам значений в данных. Другие меры невязок иногда также используются для достижения большей степени подавления шума и / или уменьшения степени нелинейности задачи. Одним примером является норма L1, которая представляет собой просто сумму абсолютных разностей данных  $\sum|d_{\text{obs}} - d_{\text{calc}}|$ .

Наряду с невязкой данных, дополнительные ограничения могут также быть включены в целевую функцию. Самые обычные из них – ограничения на гладкость/грубость и априорные ограничения модели. Все такие ограничения используются, чтобы понизить неоднозначность задачи инверсии, учесть дополнительную (априорную) информацию, которая не содержится в данных, которые будут инвертированы.

Сейсмическая инверсия в общем случае понимается геофизиками как неоднозначная процедура: существует большое количество альтернативных моделей, которые имели бы приемлемый результат сравнения свертки и исходной сейсмотрассы. Обычно факт неоднозначности сейсмической инверсии не сильно учитывается, потому что сейсмотрасса имеет ограниченную полосу частот. Для данного алгоритма инверсии (с указанной целевой функцией и моделью параметризации)

сейсмическая инверсия является однозначной в пределах сейсмической полосы частот.

### Ограничения детерминистической инверсии

Детерминистическая сейсмическая инверсия страдает от множества ограничений. Они возникают из-за ограниченной полосы частот сейсмических данных.

Если мы рассмотрим сверточную модель для сейсмотрассы:

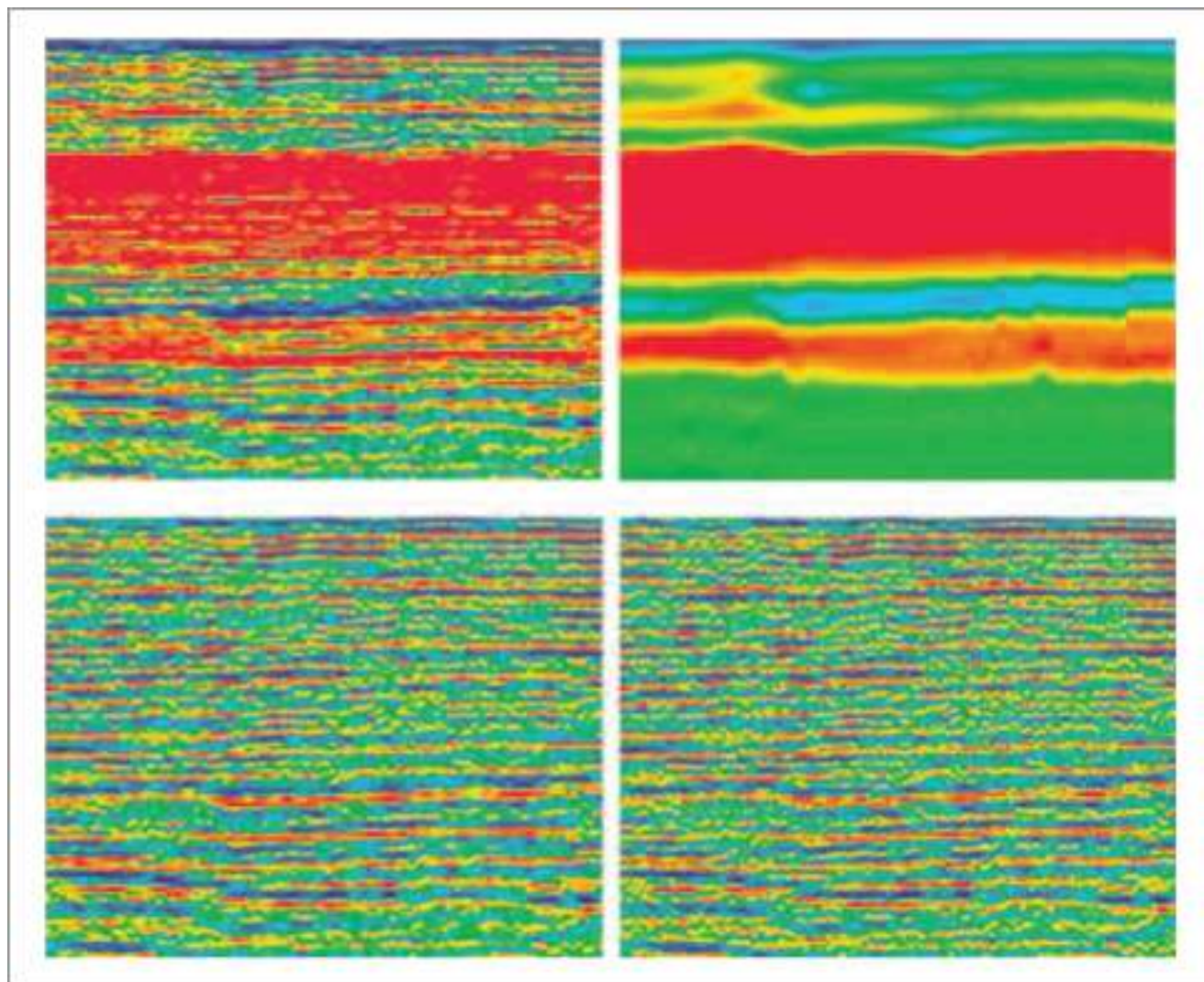
$$x(t) = r(t) * w(t)$$

где  $x(t)$  - наблюдаемая сейсмотрасса,  $r(t)$  - истинная отражательная способность, и  $w(t)$  - волновой пакет, тогда цель сейсмической инверсии состоит в том, чтобы найти обратный оператор  $v(t)$ , который при свертке с волновым пакетом  $w(t)$  дает функцию Дирака (коэффициент отражения). К сожалению, так как волновой пакет имеет ограниченную полосу частот, не может существовать оператор для преобразования волнового пакета в функцию Дирака с белым амплитудным спектром и бесконечной полосой частот (Oldenburg и другие, 1983). Вместо этого, свертка нашего обратного оператора с волновым пакетом – это функция осреднения с ограниченной полосой частот, которая имеет свою ширину. При этом частоты ниже сейсмической полосы и частоты выше сейсмической полосы теряются. Это означает, что детерминистическая сейсмическая инверсия ограничена при оценке разреженного ряда отражательной способности, который соответствует осредненному блочному профилю волнового сопротивления. Это ограничение является общим и применяется ко всем схемам детерминистической инверсии: мы не можем получить оценки на частотах, которые не присутствуют в сейсмическом сигнале.

Идеализированная функция осреднения будет представлять собой деконволюцию сжатия волнового пакета с его обратным оператором. Выход этой процедуры будет иметь сильные центральные пики и относительно слабые амплитудные симметричные боковые лепестки. В разреженной сжимающей инверсии, вместо сжимающей деконволюции используется итерационная процедура для размещения импульсов, представляющих коэффициенты отражения. Это эквивалентно подавлению боковых лепестков выхода процедуры сжимающей деконволюции. Однако, для устойчивости разреженной сжимающей инверсии мы должны принять, что сейсмические данные имеют ограниченный объем информации как следствие ограниченности полосы частот, и стараться не размещать импульсы слишком близко друг к другу, таким образом нарушая ограничения разрешающей способности функции осреднения.

В детерминистической инверсии оценка параметров – это компромиссное решение между

## Изучение и разработка коллекторов



**Рис. 1. Детерминистическая инверсия CSSI: результат инверсии (сверху слева); результат низкочастотной фильтрации (сверху справа); результат высокочастотной фильтрации (снизу слева); и относительные значения волнового сопротивления (снизу справа).**

разрешающей способностью и точностью. Мы обычно включаем параметр, который позволяет найти компромисс между этими двумя требованиями. Например, в разреженной сжимающей инверсии число допустимых импульсов (разреженность моделируемой отражательной способности) дает возможность принять это компромиссное решение. Установка достаточного, но небольшого количества импульсов дает решение с мощными интервалами, имеющими относительно точные средние значения волнового сопротивления. Увеличение количества импульсов приведет к решению с более высокой разрешающей способностью, но также и большей неопределенностью в оцененных волновых сопротивлениях. Правильный выбор критериев разреженности приводит к блочной модели среднего волнового сопротивления между разреженными коэффициентами отражения, которые мы можем описать как локально гладкие.

Дальнейшее ограничение – это присутствие шума в сеймотрассе и в оцененном волновом

пакете. Шум будет более существенным на высоких и низких частотах близко к пределам полосы частот, где сейсмический сигнал более слаб. Попытка выделения слишком большого количества коэффициентов отражения в высокочастотном конце спектра сейсмических волн приведет к моделированию шума как отражательной способности, что выражается в большей неопределенности в оцененных волновых сопротивлениях. Это называется «чрезмерной подгонкой» данных.

Ограничение полосы частот также важно, когда мы рассматриваем низкие частоты. Потерянные низкие частоты содержат критическую информацию относительно абсолютных величин волнового сопротивления. Это означает, что невозможно восстанавливать абсолютные значения волнового сопротивления по одной сеймотрассе. Вместо этого, инверсия одной трассы может восстанавливать только относительные изменения в волновом сопротивлении. Для преобразования оценки



## Изучение и разработка коллекторов

относительного изменения в волновом сопротивлении к абсолютному волновому сопротивлению, к процессу инверсии должна быть присоединена дополнительная низкочастотная информация. Это обычно принимает форму гладкой трехмерной интерполяции значений волнового сопротивления по данным ГИС, ограниченных стратиграфически выделенными сейсмическими горизонтами.

После инверсии гладкая низкочастотная модель внедряется в процесс сейсмической инверсии. Артефакты низкочастотной модели переходят в артефакты в детерминистической инверсии. Мы можем полагать, что внедренный низкочастотный компонент модели является глобально гладким вследствие недостаточной пространственной дискретизации между скважинами.

На рис. 1 показан пример ограниченной разреженной сжимающей детерминистической инверсии (CSSI) и ограничений, описанных выше. Результат детерминистической инверсии (сверху слева) подвергается низкочастотной фильтрации для получения низкочастотной модели (сверху справа). Положения скважин, используемых в интерполяции, могут быть легко обнаружены наряду с эффектами 'ореола' вокруг скважин, которые приведут к артефактам в итоговой инверсии.

На рисунке 1 также представлено сравнение двух панелей в нижней части. Левая панель – результат итоговой инверсии после высокочастотной фильтрации, которая была сделана для устранения низкочастотной модели. Это есть результат работы алгоритма инверсии CSSI после инверсии сейсмических данных, но до внедрения низкочастотной модели. Нижняя правая панель – это результат вычисления относительного значения волнового сопротивления, полученного путем интегрирования исходного нуль-фазового сейсмического сигнала. Результат работы CSSI почти не отличается от относительных значений волнового сопротивления, и единственное различие является следствием суммирования трех соседних трасс для увеличения отношения сигнал/шум до инверсии CSSI. Это говорит о том, что в этом случае детерминистическая инверсия дает значения, более или менее равные результату простого вычисления относительных значений волнового сопротивления. Это происходит, потому что геологическая слоистость в этом месте очень маломощная с несколькими разрешимыми интервалами. Любой детерминистический алгоритм инверсии, вероятно, не будет полностью соответствовать в этой геологической среде.

Основываясь на этих наблюдениях, мы можем ожидать, что детерминистическая сейсмическая инверсия выполняется лучше всего когда:

(a) геологическая система состоит из

относительно мощных слоев (то есть с небольшим изменением волнового сопротивления по вертикали в пределах каждого слоя);

(b) стратиграфическая слоистость является конформной, с небольшим изменением мощности по горизонтали; и

(c) изменение волнового сопротивления по горизонтали в пределах слоя стационарно, то есть в изменениях волнового сопротивления отсутствует значительный тренд.

Критерий (a) гарантирует, что локальное сглаживание, связанное с отсутствием высоких частот не важно, так как доступна достаточная полоса сейсмических частот, чтобы разрешить слои, и поэтому наша средняя выходная оценка для слоев является хорошим представлением волнового сопротивления для каждого слоя. Геология, которая соответствует критериям (b) и (c), позволяет сделать самую достоверную оценку низкочастотной модели, и следовательно сделать достоверные оценки абсолютного волнового сопротивления при инверсии.

### Прогноз значений в местах, где измерения отсутствуют

Цель любой процедуры оценки состоит в том, чтобы предсказать значение признака в местах, где измерения отсутствуют. Все процедуры оценки набирают точность путем осреднения или сглаживания. Представим себе учебный класс, в котором находятся некоторые студенты, а некоторые из них опоздали, будучи задержанными в другом месте как группа, поэтому их места пусты. Если мы хотим оценить рост каждого студента отсутствия, то наша наилучшая оценка должна основываться на прогнозе среднего роста студентов, которые в настоящий момент присутствуют в учебном классе.

Наш прогноз роста каждого студента в этом случае был бы тем же самым для каждого пустого

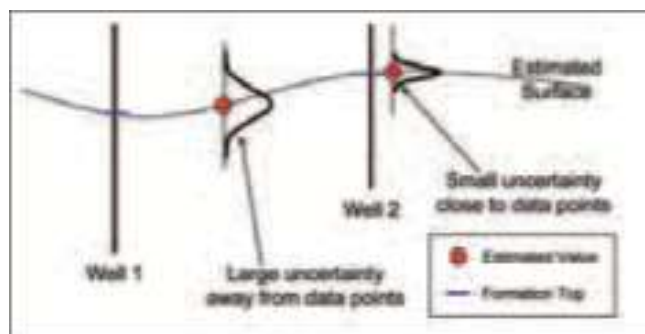


Рис. 2. Диаграмма, на которой показана оценка значений в местах без измерений на поверхности. Неопределенность вдалеке от опорной скважины велика, а вблизи контрольной скважины неопределенность будет намного меньшей.

## Изучение и разработка коллекторов

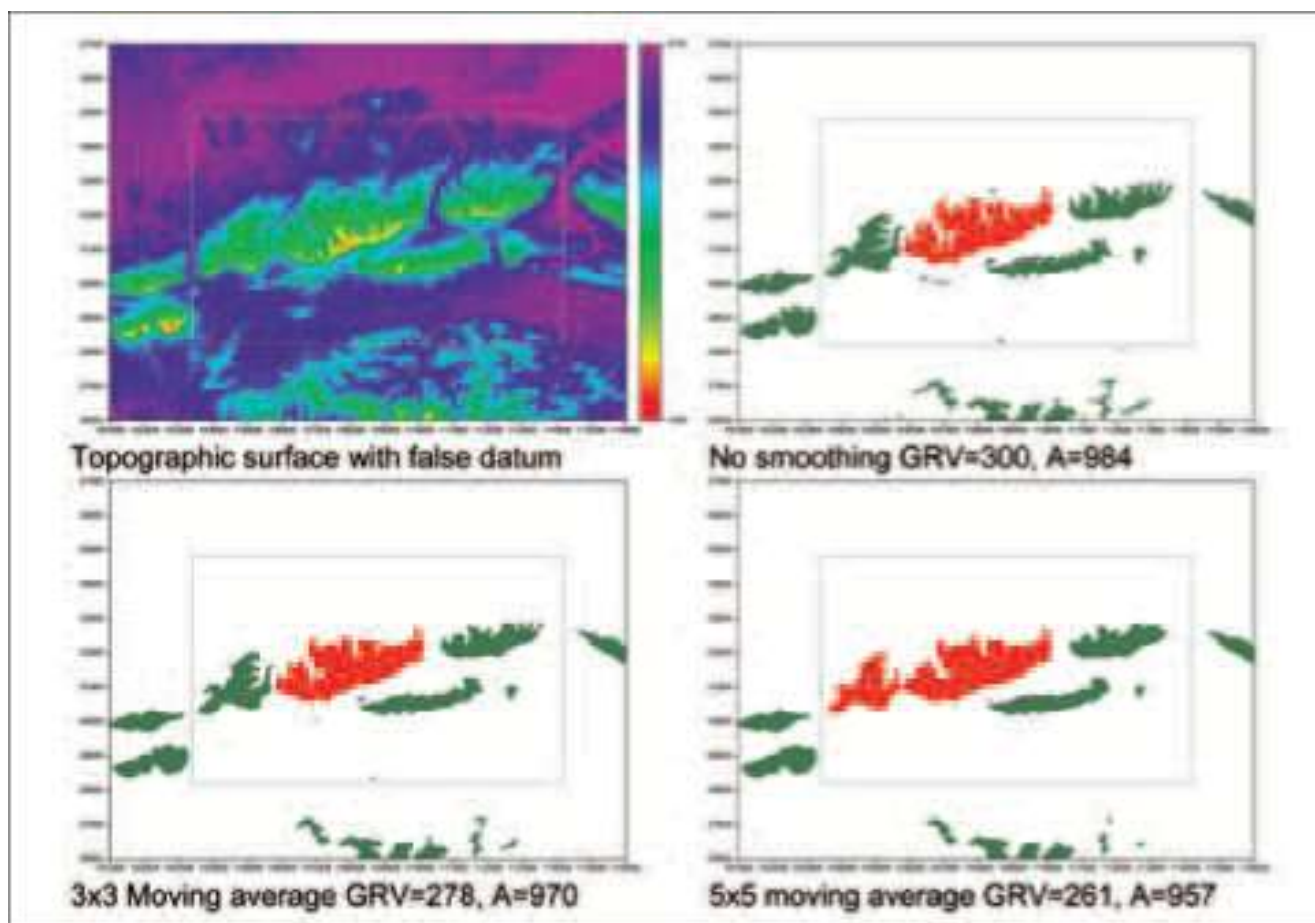


Рис. 3. (сверху слева) Истинная топографическая поверхность по спутниковым данным; (сверху права), усечение истинной топографической поверхности поверхностью псевдо углеводородного контакта; (внизу слева) усечение топографической поверхности после сглаживания фильтром скользящего среднего с размером 3 x 3; и (внизу справа) сглаживания фильтром скользящего среднего с размером 5 x 5.

места и был бы равен среднему значению роста. Если мы посмотрим на сетку распределения мест, где студенты уже присутствуют, то мы будем наблюдать истинные значения, а в пустых местах мы будем наблюдать наши прогнозные значения. Прогнозные значения будут очень гладкими – фактически они не имеют количественной изменчивости вообще. Это – то, что мы имеем в виду, когда мы описываем оценку я сглаживания до среднего значения. Использование среднего значения в качестве основы прогноза в таком виде имеет важное преимущество: квадрат разности между нашим прогнозом и ростом отсутствующих студентов будет минимальным – что соответствует так называемому критерию наименьших квадратов.

Теперь представим, что для каждого места, представляющего отсутствующего студента мы хотим использовать наш прогноз, чтобы определить, выше ли отсутствующий студент некоторого порога. Если бы выбранный порог был равен или меньше чем предсказанное (среднее) значение, то все отсутствующие студенты, в соответствии с нашими предсказаниями, были бы выше чем порог. Если бы порог был больше чем среднее значение, то мы не предсказали бы ни

одного из отсутствующих студентов, у которого рост превышает порог. Этот тип порога или предела является интегральным для объемной оценки. Ясно, что наш гладкий прогноз не подходит под этот тип прогноза и приводит либо к завышенной, либо завышенной оценке числа отсутствующих студентов, которые соответствуют нашему пороговому критерию.

Однако для отсутствующих студентов мы можем сформулировать вероятность того, что каждый студент более высок, чем некий предел. Используя данные роста студентов, которые в настоящее время присутствуют в классе, мы вычисляем количество тех студентов, рост которых превышает заданный предел. Деление этого количества на общее количество присутствующих студентов дает вероятность того, что любой из отсутствующих студентов выше данного предела.

### Пространственная оценка

Мы можем проиллюстрировать использование принципа построения карт для предсказания значений признака в месте, где измерения отсутствовали, с помощью только что описанного примера учебного класса. Каждый студент,

## Изучение и разработка коллекторов

который в настоящее время находится в учебном классе представляет собой известное значение данных (аналог скважины), а пустые места представляют узлы сетки, в которых мы делаем прогнозы. Ключевое отличие при построении карты заключается в том, что мы знаем что, существует специальная пространственная зависимость между точками данных, тогда как значения роста студентов пространственно не связаны – студенты могли находиться там, где они захотели и наилучшая оценка в пустых местах (места, в которых отсутствуют измерения) будет все же равна среднему значению роста. Рост студентов – это пространственно независимые значения.

При построении карт свойств земных недр мы можем использовать специальную пространственную зависимость между точками данных. Эту специальную пространственную зависимость называют пространственной непрерывностью или пространственной корреляцией. Если мы оцениваем значение в месте, в котором не было сделано измерение, используя взвешенную линейную комбинацию известных точек, тогда мы можем дать больше веса точкам, которые расположены ближе к (более сильно коррелируются с) местам, в которых измерения не были сделаны, и дать меньше веса к точкам, которые расположены дальше от (менее сильно коррелируются с) мест, в которых измерения не были сделаны. Эта схема позволяет выяснить относительный вклад определенных точек в оценку. Однако, так как используется взвешенная линейная комбинация, этот процесс является по существу осреднением или сглаживанием. В примере учебного класса, по причине того, что известные данные (значения роста студентов) пространственно независимы, мы комбинируем их во взвешенную линейную комбинацию (называемую средним числом), где каждой значению дается одинаковый вес.

В геостатистике функцию, которая описывает эту специальную пространственную зависимость между точками, называют вариограммой. Вариограмма (или её эквивалент, ковариация) похожа на автокорреляционную функцию в анализе временных рядов. Вариограмма может быть анизотропной, представляя собой различный пространственный режим корреляции данных в различных направлениях. Вследствие геологической слоистости, горизонтальная вариограмма волнового сопротивления обычно представляет собой пространственную корреляцию по намного большим расстояниям, чем в вертикальном направлении.

Процедуру получения наилучшей оценки, используемую в геостатистике называют Kriging. Алгоритм оценки Kriging рассчитывает соответствующие веса для оценки на основе вариограммы, и таким образом дает оценку, которая является наименьшими квадратами относительно пространственной функции

корреляции (обычно вариограммы). Метод Kriging имеет преимущество: в дополнение к наилучшей оценке, он также выдает неопределенность, которую мы должны приписать к полученной оценке в любом месте без измерений. Ясно, что неопределенность в нашей процедуре оценки будет малой величиной, когда мы приближаемся к измеренному значению, и будет дальше возрастать по мере того, как мы делаем оценку по точкам с измерениями. Эта неопределенность обычно принимает форму гауссового распределения ошибки (см. рис. 2).

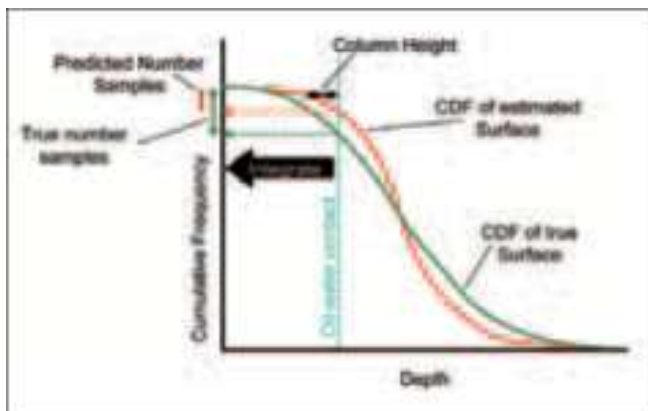
### Побочные эффекты сглаженной оценки

Поскольку все методы оценки этого типа являются сглаживающими, мы должны знать о последствиях сглаживания в двумерных или трехмерных задачах оценки. Представим себе сглаживание двумерной топографической поверхности превышений над уровнем моря, полученных на основе спутниковых измерений (см. рис. 3). Беря реально измеренную поверхность и накладывая на неё ложную основу и мнимую поверхность углеводородного контакта, мы можем получить истинный общий объем горной породы (GRV) и площадь структуры, определяемой нашей мнимой поверхностью углеводородного контакта. В этом примере показан истинный куб объемом  $300 \text{ м}^3$  и истинная площадь  $9.84 \text{ км}^2$ . Также показана область основного накопления, и её горизонтальное сочленение, значения которого превышают предел, залитое оранжевым цветом в правой верхней части рисунка 3. Заметьте, что центральная структура не связана с более малой структурой на востоке.

В нижней части рисунка 3 показан эффект сглаживания первоначальной структуры с помощью фильтра расчета среднего значения, скользящего в окне небольшой длины. На рисунке внизу слева изображена топографическая поверхность (с верхней правой части), которая была сглажена с помощью скользящего среднего с размером окна  $3 \times 3$  перед усечением значений в области мнимого углеводородного контакта. Внизу справа находится результат осреднения с помощью фильтра скользящего среднего с размером  $5 \times 5$ . В обоих случаях GRV и площадь накопления недооценены, причем погрешность в оценках растет по мере увеличения степени сглаживания. В случае осреднения фильтром  $3 \times 3$  значение GRV уменьшается более чем на 7 % к  $278 \text{ м}^3$ . Фильтр с размером  $5 \times 5$  снижает оценку GRV к  $261 \text{ м}^3$ , то есть на 13 %. Этот эффект изменения объема хорошо известен в геостатистике и он относится к результату детерминистической инверсии. Кроме этого, сглаживание также изменяет связи предсказанной поверхности. На изображении, полученном после применения фильтра  $5 \times 5$ , основная структура предсказана ошибочно таким образом, что она получилась связанной с восточной структурой.



## Изучение и разработка коллекторов



**Рис. 4. Сравнение CDF истинной поверхности (зеленый цвет) и оцененной или сглаженной поверхности (оранжевый цвет) и иллюстрация механизма смещения значения объема, являющегося результатом усечения и интегрирования распределения.**

Сглаживание, используемое здесь, можно представить как аналог построения карт, при котором мы заполняем узлы сетки без значений, результатами сглаживания, или как сокращение полосы частот первоначального изображения. Из этого примера мы можем сделать два вывода о сглаживании: (а) сглаживание делает наши оценки более связанными, чем они действительно есть, и (б) сглаживание изменяет результат объемных и площадных расчетов.

Важно заметить, что скользящее среднее (или любая аналогичная процедура пересчета значений) не приводит к смещению глубин, а только к изменению объема, площади и к изменению связи. Причину этого можно лучше понять путем сравнения интегральной функции распределения (CDF) для истинной поверхности и предсказанной поверхности.

На рисунке 4 показаны интегральные функции распределения (CDF) для истинных и предсказанных (или в этом случае, сглаженных) значений данных. Заметьте что, прогнозные значения были сглажены ближе к среднему значению для более точного прогноза, при этом положительные погрешности при малых значениях и отрицательные погрешности при больших значениях сбалансированы и, в среднем, взаимно уничтожают друг друга. Мы поэтому описываем данную процедуру оценки как оценку без смещения (изменения).

Однако, когда мы делаем попытку объемного вычисления, основанного на предсказанной (оцененной) поверхности, мы усекаем CDF и интегрируем только один конец распределения, таким образом погрешности больше взаимно не уничтожаются. Для поверхности глубины, используемой для оценки GRV, углеводородный контакт находится в нижней части CDF и в процессе вычисления объема мы интегрируем к более мелким глубинам. Ясно, что количество значений глубины, предсказанных меньшими, чем

глубина контакта, будет недооценено, а также что, по причине того, что они сглажены в процессе оценки и поэтому расположены ближе к среднему значению, их средний вклад в высоту будет также снижаться. Эта комбинация приводит к недооценке GRV на основании гладкой оценки.

Заметьте, что в случае GRV предельное значение обычно расположено в нижней части CDF и интегрирование происходит налево. Если интегрирование было сделано направо (например, переменная - волновое сопротивление), мы зависим оценку объема. Четыре возможных соглашения по выбору граничного значения и связанное с ними изменение прогноза объема показаны на рисунке 5.

Обеспечение связи между ячейками увеличивается путем сглаживания, потому что гладкая оценка, менее вероятно, будет иметь резкие изменения между ячейками, таким образом поверхность становится более непрерывной и поэтому более связанной.

### Геостатистическое моделирование

Обе из этих задач широко поняты в геостатистике, а решение проблем, о которых писалось ранее – это цель методов геостатистического моделирования. Чтобы сделать сглаживание, мы должны ввести некоторое дополнительное изменение в наши оценки которое исправляет значения CDF. Невозможно сделать это единственным образом так, как в примере классной комнаты, поэтому мы вводим это как вероятность, используя стохастический метод. Отсутствующая информация, которая заставляет нас сглаживать оценку является неопределенностью в оценке. Неопределенность возникает по причине ограниченной полосы частот наших измерений (например, сейсмические данные) и недостаточной частоты дискретизации (например, пространство между скважинами).

Недостающая изменчивость моделируется с помощью метода Монте-Карло, основанного на генераторе случайных чисел. Однако, просто добавляющий хаотический шум к нашим гладким оценкам, исправил бы оценку объема только глобально. В задачах нахождения свойств резервуара мы также должны рассмотреть обеспечение связи, поскольку это определяет, имеем ли мы единственные или множественные отделы резервуара, содержащие углеводороды. Поэтому недостающая изменчивость должна быть прибавлена систематически, в соответствии с пространственной функцией корреляции данных. Наконец мы должны отметить, что мы не можем только прибавить случайную компоненту к нашей гладкой оценке, даже если бы она была пространственно ограниченной, потому что в этом случае мы можем создать поверхность, которая больше не проходит (поверхность условна к) через наши измеренные точки данных, типа скважин.

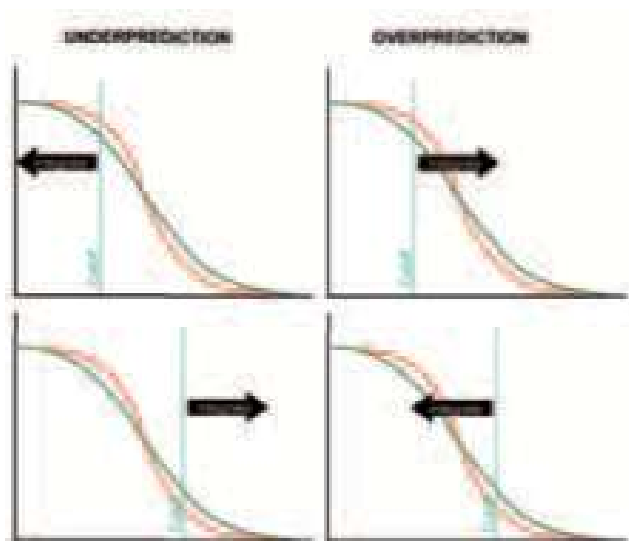
Поэтому правильное геостатистическое

## Изучение и разработка коллекторов

моделирование (а) должно быть условным к нашим измеренным точкам данных; (b) должно воспроизводить гистограмму данных, и (c) должно учитывать функцию пространственной корреляции, типа вариограммы.

Поскольку геостатистическое моделирование не является единственным, существует множество возможных поверхностей (или в трехмерной сейсмической инверсии, томов волнового сопротивления), которые могут соответствовать этим критериям. Чтобы оценить неопределенность и правильно оценить объем, мы должны смотреть на множество моделируемых поверхностей или кубов. Каждое возможное моделирование называется *реализацией*. Простой способ понять процесс моделирования состоит в том, чтобы рассмотреть бросок шестигранной кости, у которой грани пронумерованы от одного до шести. *Ожидаемое значение* исхода бросания кости равно 3.5, так как это среднее число всех возможных исходов. Если мы точно знаем распределение всех возможных исходов, то это значение также было бы нашей *наилучшей оценкой* или прогнозом значения в области пространства без измерений (бросок кости), так как оно минимизирует погрешность прогноза. Однако, номера один - шесть представляют собой все возможные реализации броска кости. Заметьте, что наша гладкая поверхность наилучшей оценки – это фактически среднее число всех возможных реализаций, которые мы смогли создать для процесса. Наилучшая оценка никогда не может быть реализацией, поскольку она не соответствует двум нашим критериям правильной реализации: она не воспроизводит гистограмму данных и не учитывает функцию пространственной корреляции.

Имея набор реализаций, наилучшую оценку



**Рис. 5. Четыре возможных соглашения по выбору граничного значения для различных типов измерений. Варианты слева приведут к заниженной оценке, а варианты справа к завышенной оценке объема.**

объема можно получить путем выполнения наших объемных расчетов для каждой реализации для получения набора оценок объема. Среднее значение оценок объема – это наша наилучшая оценка истинного объема. Заметьте, что среднее набора реализаций будет таким же, как и наша наилучшая оценка при сглаживании, поэтому осреднение реализаций и последующее вычисление объема не является правильным и даст ту же самую смещенную оценку объема, как в случае с гладкой поверхностью.

Дальнейшее приложение набора реализаций заключается в оценке вероятности возникновения критериев, типа превышения порога волнового сопротивления. В примере студентов в учебном классе вероятность может быть оценена прямым способом по гистограмме уже измеренных значений роста. Для задачи сейсмической инверсии, неопределенность, связанная с оценкой волнового сопротивления без скважинных данных, будет уменьшена после введения ограничений на сейсмическую трассу. Однако трудно оценить неопределенность напрямую, не проходя процесс моделирования. Если мы используем стохастическую сейсмическую инверсию, чтобы создать набор возможных реализаций волнового сопротивления, то для каждой точки мы можем считать число реализаций, которые согласуются с нашими пороговыми критериями. Если порог волнового сопротивления превышен для 70 из 100 реализаций, и порог, вероятно, указывает на наличие песка, то наша оценка вероятности присутствия песка в этой выборке была бы 0.70 или 70 %. Проверяя все точки трехмерного куба, можно построить куб вероятностей для данного критерия волнового сопротивления.

Поскольку стохастическая инверсия реализаций волнового сопротивления воспроизводит пространственный режим, описанный моделью пространственной корреляции, реализации могут также использоваться для оценки связанных вероятностей и их кубов. Например, каждая реализация может быть привязана к местоположению скважины и точки, связанные с этим местом могут быть выделены алгоритмом нахождения связи. Тогда количество точек, связанных со скважиной, дает оценку объема резервуара, который находится в прямой связи со скважиной. Повторяя вычисления для каждой реализации, можно найти неопределенность в этой связанной оценке объема и показать, как CDF согласуется с соответствующим сейсмическим кубом связанной вероятности.

Чтобы получения достоверной статистики для оценки объема, кубов вероятности и вероятности связи, мы должны создать достаточное количество реализаций волнового сопротивления. Вопрос о том, сколько реализаций 'достаточно', рассматривался в контексте геостатистического преобразования глубины (Samson и др., 1996).



## Изучение и разработка коллекторов

Общим критерием для того, чтобы судить о том, достаточно ли реализаций было создано, является проверка итогового объемного значения CDF: гладкая функция будет приемлемой, тогда как CDF с разрывами или промежутками говорит о необходимости расчета большего количества реализаций. Samson и др. отмечают, что для их примера геостатистического преобразования глубины, 100 реализаций было вероятно недостаточно, но тесты с 250 и 500 реализациями показывали небольшое различие в оцененном значении CDF и GRV. Таким образом, количество в 250 реализаций авторы считали адекватным для выявления неопределенности при расчете объема.

### Последовательное гауссово моделирование

Существует множество различных алгоритмов, которые могут использоваться для создания геостатистических реализаций, удовлетворяя наши три условных критерия к измеренным выборкам, гистограмме, и пространственной корреляции. Некоторые алгоритмы, типа спектральных (частотная область) методов, являются очень быстрыми. Эти методы обычно включают некоторую форму безусловного пространственного механизма моделирования, и алгоритм Kriging, для применения условий к измеренным скважинным данным.

Самый легкий для объяснения алгоритм геостатистического моделирования – это последовательное гауссово моделирование или SGS. SGS изящно комбинирует моделирование и Kriging (применение условий к скважинным данным). Основной рецепт метода заключается в следующем:

- (a) Случайный выбор узла сетки без измеренного значения, в котором значение еще не моделировалось
- (b) Оценка значения и гауссовой неопределенности в точке без измеренного значения с помощью алгоритма Kriging с использованием точек с измеренными данными (например, скважины)
- (c) Выбор случайного числа из распределения, определенного оценкой и неопределенностью, полученной на шаге (b), и присвоение этого моделируемого значения к узлу сетки
- (d) Включение смоделированного значения в набор исправленных данных, как если бы это была точка с реальными данными
- (e) Повторение шагов (a) - (d), до заполнения всех узлов, в которых отсутствовали значения, смоделированными значениями.

В зависимости от конкретной реализации, возможно некоторое отклонение от этой основной процедуры. Также есть математические требования, чтобы измеренные данные имели гауссово распределение. Если это не выполняется, то потребуется предварительно подготовить

данные путем их преобразования к гауссовому распределению. Это может быть сделано с помощью прямых методов, типа *преобразования нормальных меток*, подобного способу, с помощью которого данные с логарифмическим распределением могут быть преобразованы к гауссовому распределению через логнормальное преобразование. SGS и преобразование нормальных меток – это стандартные процедуры в программных пакетах для моделирования коллекторских свойств, и они используются для создания реализаций полей проницаемости и пористости.

### SGS для сейсмической инверсии

Метод SGS прост в применении к задачам, типа трехмерного моделирования пористости в пределах модели резервуара. Однако, выполнить стохастическую сейсмическую инверсию для создания реализации волнового сопротивления – это более трудная задача моделирования. Это происходит по причине того, что в сейсмической инверсии мы должны включить дополнительное ограничение в процесс геостатистического моделирования: амплитуды сейсмической волны, представленные на сейсмотрассе.

Включение дополнительных ограничений в геостатистическое моделирование (или Kriging) используя методы, типа cokriging или внешнего дрейфа обычно является прямым и явным. Например, в случае преобразования глубины, геофизиками широко применялась комбинация значений глубин по скважинным данным и данных по сейсмическому горизонту (возможно полученных через скоростную модель) посредством геостатистического метода, типа совместного cokriging или Kriging с внешним дрейфом (или их модельными эквивалентами) (Galli и Meunier, 1987; Scola и Ruffo, 1992). Подобные приложения с использованием данных горизонта, основанные на сейсмических атрибутах и скважинных данных, таких как пористость, были также успешными и популярными (Doyen, 1998).

К сожалению, форма сейсмического ограничения для стохастической сейсмической инверсии менее легка в применении, чем только что упомянутые преобразование глубины или использование сейсмических атрибутов. Существует два замечания. Во-первых, сейсмотрасса представляет собой результат свертки ряда отражательной способности с волновым пакетом и поэтому нелинейно связана с трехмерными реализациями волнового сопротивления, которые мы стремимся создать. Поскольку это – свертка, мы не можем включить сейсмическую информацию в каждый дискрет: чтобы сделать моделируемые значения волнового сопротивления подходящими к сейсмическим данным, мы должны одновременно рассмотреть целую трассу. Во-вторых, для успешных приложений нужны дополнительные ограничения,

## Изучение и разработка коллекторов

описанные ранее как вторичные ограничения, типа пропикированной поверхности временной структуры по данным трехмерной съемки, которые сообщают геостатистической процедуре о горизонтальных изменениях в среднем значении поверхности, обычно называемые трендами. Сейсмотрасса не может сделать этого, потому что она не содержит низкочастотную информацию, таким образом сейсмические ограничения в стохастической инверсии существуют только в пределах сейсмической полосы частот и стохастическая инверсия ограничена только скважинными данными в низкочастотном и высокочастотном диапазоне.

Авторы Haas и Dubrule опубликовали их стохастический алгоритм сейсмической инверсии SGS в журнале *First Break* в 1994. Из-за трудности моделирования волнового сопротивления и подготовки сейсмотрассы, стохастическая сейсмическая инверсия с использованием SGS включает две модификации по сравнению с рецептом поточечного моделирования, описанного выше. Чтобы ограничения сейсмотрассы, мы должны моделировать задачу расчета всей трассы одновременно, таким образом метод, описанный Haas и Dubrule выбирает случайное положение трассы и затем использует скважинные данные для моделирования профиля волнового сопротивления для выбранной трассы. Трасса волнового сопротивления преобразуется в отражательную способность, затем сворачивается с волновым пакетом и сравнивается с фактической сейсмотрассой в той же самой позиции.

Поскольку моделирование, сделанное таким образом не ограничено сеймотрассой, моделируемая трасса, возможно, вообще не будет подобной фактической трассе. Если дело обстоит так, тогда мы отклоняем такой результат и выполняем моделирование другой трассы в той же самой позиции. Мы продолжаем моделировать трассы, пока мы не создадим (случайно) моделируемую трассу, для которой результат её свертки хорошо соответствует реальной сеймотрассе в данной позиции. Когда такая трасса найдена, мы принимаем и вставляем полученный итоговый профиль волнового сопротивления в наш набор данных, как если бы это был действительный профиль. Обычная практика для подхода принятия/отклонения состоит в моделировании большого количества (возможно несколько сотен) возможных профилей, их свертке, их сравнении сеймотрассой и выборе наилучшей трассы по определенному критерию, например когда мера соответствия превышает некоторое минимальное значение, например пороговое значение коэффициента корреляции. Типичный выбор минимального корреляционного коэффициента делается на основании наблюдаемой корреляции между данными скважин и сейсморазведки. Принятая трасса после этого принимается как исправленные данные наряду с

измеренными данными (скважины), подобно тому, как это делается в шаге (d) рецепта SGS, данного выше.

В процессе моделирования в следующей случайно выбранной позиции трассы после этого учитываются наши действительные (скважины) и смоделированные профили волнового сопротивления. Процедура повторяется до тех пор, пока все позиции трасс не будут пройдены, чтобы получить трехмерную реализацию волнового сопротивления, согласующуюся со значениями волнового сопротивления по скважинным данным, гистограммой, функцией пространственной корреляции и, посредством прямой свертки, с наблюдаемым сейсмическим кубом.

Метод SGS является явным при описании, математически строгим и изящным в отличие от стратегии принятия/отклонения. Однако, подход SGS относительно медлен. Все методы SGS вообще медленны, потому что они требуют процедуру Kriging для каждой токи без измерения и для каждой реализации. Другие геостатистические алгоритмы, предназначенные для создания стохастических реализаций, в вычислительном отношении более эффективны, требуя только одного прохода Kriging в точке без измерений независимо от количества создаваемых реализаций. Требование принятия/отклонения для соответствия сеймотрассе – это дополнительный фактор, который ещё больше замедляет алгоритм. Поскольку стохастическая сейсмическая инверсия выполняется для больших объемов трехмерных сейсмических данных и для множества реализаций, вычислительная эффективность – это важный момент при выборе алгоритма. По этой причине, современные методы часто используют комбинацию SGS и 1D Цепи Маркова Монте-Карло, (MCMC) для ускорения локального моделирования трассы. Существует также и прямой метод для стохастической сейсмической инверсии, который не требует стадии принятия/отклонения и использует единственный проход Kriging и результат инверсии для всех реализаций. Стохастическое пространственное моделирование основано на спектральном (частотная область) методе, который является одним из самых быстрых доступных геостатистических методов моделирования.

Наконец мы должны заметить, что стохастическая сейсмическая инверсия может быть выполнена при любой заданной частоте дискретизации выходных данных. Это замечание не подразумевает что стохастический метод, имеет более высокую разрешающую способность, так как разрешающая способность определяется частотным составом и полосой частот подготовленных сейсмических данных. Скорее стохастическая сейсмическая инверсия может моделировать волновое сопротивление в широком диапазоне частот и поэтому правильно представлять неопределенность в сейсмической

## Изучение и разработка коллекторов

инверсии. Однако, стохастическая сейсмическая инверсия будет извлекать больше деталей из сейсмического поля для заданной полосы частот и пропускной способности, потому что её результат локально не сглаживается как в случае детерминистической инверсии, и это изменяет баланс между разрешающей способностью и точностью в низких и высоких частотах в концах спектра сейсмических волн, где отношение сигнал/шум небольшое.

### Ссылки на литературу

Doyen, P.M. [1988] Porosity from seismic data: a geostatistical approach. *Geophysics*, 53, 10, 1263-1275. Galli, A. and Menuier, G. [1987], Study of a gas reservoir using the external drift method. In Matheron, G. and Armstrong, M. (Eds) *Geostatistical Case Studies*. Reidel Publishing Company.

Gunning, J. and Glinsky, M.E. [2004] Delivery: an open-source model-based Bayesian seismic inversion program. *Computers and Geosciences*, 30, 6, 619-636. Haas, A. and Dubrule, O. [1994] Geostatistical inversion - a sequential method of stochastic reservoir modelling constrained by seismic data. *First Break*, 12, 11, 561-569. Levey, R.A., Hardage, R.A., Edson, R., and Pedleton, V. [1994] *3D seismic and well log data set: Fluvial Reservoir Systems, Stratton Field, South Texas*. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Austin, USA. Oldenburg, D.W., Scheuer, T., and Levy, S. [1983] Recovery of the acoustic impedance from reflection seismograms. *Geophysics*, 48, 10, 1318-1337.

Samson, P., Dubrule, O. and Euler, N., 1996, Quantifying the impact of structural uncertainties on gross-rock volume estimates. SPE 35535

Scola, V. and Ruffo, P., 1992, An application of geostatistical simulation to probability estimation of prospect geometry. Abstract B031 in proceedings of 54<sup>th</sup> EAEG, Paris.