

Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

Данная тема предполагает изучить следующие вопросы: Интерпретация аномалий, прямые задачи, модели геологических объектов, упрощения распределения физических свойств, упрощение формы, модели полей, модели помех.

§ 1. Интерпретация аномалий и прямые задачи

Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий представляет собой упорядоченную совокупность аналитических и синтетических процедур извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений при заданном объеме априорной информации с целью решения поставленной геологической задачи.

Поясним данное определение. В результате проведенных съемок геофизики получают материалы, в которых в скрытом виде содержится огромная геологическая информация, однако сами по себе карты и графики аномалий геологической информацией не являются. Извлечение этой информации с целью решения некоторой геологической задачи - основное содержание интерпретации. Вместе с тем, не имея никакой дополнительной информации, только из данных съемок можно в лучшем случае получить лишь формальные распределения физических свойств, объясняющие аномальные поля. Таких формальных распределений на самом деле бесконечно много, поэтому для выполнения содержательной интерпретации необходима вся имеющаяся по изучаемому объекту геолого-геофизическая информация. Эту информацию принято называть априорной от латинского выражения *a priori*, что значит "заранее", "независимо от опыта".

В соответствии с данным определением в процессе интерпретации выполняют два типа процедур. Аналитические процедуры представляют собой преобразование одного числового массива в другой. Они обычно формализуются и выполняются автоматически на компьютерах. Синтетические процедуры связаны с обращением к неформализованной априорной информации, поэтому выполняются человеком-интерпретатором. Естественно, при этом также могут использоваться возможности компьютеров: базы данных, банки знаний, геофизические информационные системы (ГИС) и т.п., но ведущая роль в синтезе остается за человеком.

Различают три фазы синтеза. Начальный синтез позволяет сформулировать основные подходы к интерпретации и выбрать процедуры анализа. Промежуточный синтез заключается в соотнесении результатов анализа с априорной информацией и внесении корректив в аналитические процедуры. Наконец, итоговый синтез дает возможность выразить результаты интерпретации в содержательной геологической форме и дать окончательное решение поставленной задачи.



Рис. 1. Обобщенная схема интерпретационного процесса: АП - аналитическая процедура, ПС – промежуточный синтез

В целом интерпретационный процесс можно представить в виде схемы, показанной на рис. 1. Данная схема изображает последовательное выполнение процедур, но фактически после каждой из синтетических процедур возможно возвращение на любой из предыдущих этапов

вплоть до нового начального синтеза. Другими словами, при решении большинства задач интерпретационный процесс не является жестко заданным, а творчески видоизменяется человеком-интерпретатором в процессе выполнения. Для этого, очевидно, интерпретатор должен быть знающей и творческой личностью, владеющей всеми средствами извлечения геологической информации из данных наблюдений.

Важнейшим в интерпретации является принцип модельности. В соответствии с ним интерпретация неизбежно проводится в рамках определенных модельных представлений. В общем понимании модель - это совокупность принятых интерпретатором упрощений, допущений и т.п. Эти упрощения могут относиться к изучаемому объекту, и тогда говорят о модели объекта. Упрощения могут относиться к характеристикам интерпретируемых элементов полей, и определяют модели полей. Соответственные упрощения приводят также к моделям помех, осложняющих интерпретируемые поля.

Рассмотрим вначале основные типы упрощений при составлении моделей изучаемых объектов.

Модели геологических объектов

Упрощения размерности. Реальные геологические объекты и создаваемые ими гравитационные и магнитные аномалии – трехмерны. Общеупотребительным обозначением такой размерности является 3D: от английского слова *dimension* (размерность).

Однако в интерпретации применяются модели и других размерностей, более того, стихийно сложилась некая система терминов, вообще выходящих за пределы научной обоснованности. Тем не менее, эти «жаргонные» формулировки широко бытуют в специальной литературе, и надо знать, что под ними подразумевают.

Многие геологические образования имеют существенную вытянутость в некотором горизонтальном направлении. К ним можно отнести дайки, зоны разломов, флексуры и т.д. Линейная вытянутость характерна для ряда рудных и нефтяных месторождений. Для таких объектов при условии неизменности их физических свойств по простиранию характерно слабое изменение аномального поля по простиранию вблизи эпицентра. Если длина объекта более чем в 5 раз превышает его мощность, то можно считать, что вблизи эпицентра он практически не создает компоненты аномального поля, направленной вдоль простирания. Такую аномалию и такой объект принято называть двумерными (2D). В этом случае, упрощая задачу и фактически пренебрегая влиянием удаленных масс, считают, что аномалия создается бесконечным цилиндром сложного сечения. Двумерные аномалии можно интерпретировать по одному профилю, ориентированному вкрест простирания объекта.

Сравнительная простота и удобство интерпретации аномалий на профиле являются причинами использования моделей, размерность которых считается как бы промежуточной между 2D и 3D. Если относительная вытянутость объекта не столь велика, то иногда вводят модели с так называемой размерностью 2,5D. Они также представляют собой горизонтальные цилиндры, но ограниченные по простиранию вертикальными плоскостями, перпендикулярными линии простирания. Аномальное поле 2,5-мерных моделей обычно анализируется на профиле, проведенном вкрест простирания над центром модели.

Еще более приближенными к реальным являются модели так называемой размерности $2\frac{3}{4}D$ – это те же 2,5 мерные тела, но анализируемые по полю на профиле, проходящем над центром модели под углом к линии простирания. Строго говоря, и 2,5D и $2\frac{3}{4}D$ модели – это всего лишь частные случаи трехмерных тел.

Описанные упрощения размерности относятся к горизонтальным цилиндрам, и в двумерном случае считается, что их физические свойства зависят от двух координат: x и z . Строго говоря, такие модели следует называть xz -2D. Дело в том, что существуют и применяются на практике и xy -2D модели. Это – вертикальные цилиндры сложного сечения, у которых в некоем горизонтальном слое физические свойства зависят только от координат x и y . Такие модели применяют при решении множества задач, особенно, задач комплексной интерпретации, где они вообще в настоящее время преобладают.

Еще большее упрощение свойственно одномерным моделям. Здесь необходимо подчеркнуть, что модели z-1D, то есть горизонтально-слоистые среды, в гравиразведке и магниторазведке не имеют самостоятельного значения, как, например, в сейсморазведке и в задачах интерпретации результатов электрических зондирований. Дело в том, что такие среды в гравиразведке создают постоянные поля и не могут реально интерпретироваться. Зато x-1D модели, то есть среды, у которых в некоем горизонтальном слое физические свойства зависят только от координат x , весьма популярны при интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Например, отечественная геофизика во многом сложилась при изучении руд Курской Магнитной Аномалии (КМА), и здесь одномерные модели длительное время были основными при проведении интерпретации, поскольку для них она выполняется однозначно.

В последнее время все шире начинают использоваться модели с размерностью 4D. Эти физико-геологические интерпретационные модели учитывают изменение источников и создаваемых ими полей во времени и применяются при изучении данных, полученных в сериях повторных съемок.

Упрощения распределения физических свойств. Геологические объекты неоднородны, но при интерпретации приходится прибегать к упрощениям распределения их свойств. Чаще всего отдельные геологические образования полагают однородными как по плотности, так и по магнитным свойствам: магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности. Если же такое допущение чересчур грубо, распределение физических свойств описывают каким-либо простым законом, например, полиномиальным. В частности, при истолковании гравитационных аномалий на платформах часто считают плотность пород изменяющейся с глубиной по линейному или параболическому закону. Например, плотность σ , изменяющуюся линейно с глубиной h , можно описать формулой: $\sigma(h) = p_1 + p_2 h$. Числа p_1 и p_2 , входящие в данную формулу, называются параметрами распределения физических свойств. Количество параметров может быть различным. Если плотность считается параболически изменяющейся с глубиной, она описывается тремя параметрами в соответствии со следующей формулой: $\sigma(h) = p_1 + p_2 h + p_3 h^2$.



Если к предположению однородности модели добавить предположение об однородности вмещающей среды, то можно от исходной модели перейти к эквивалентной, когда в среде с нулевыми плотностью либо намагниченностью, располагается объект с однородной избыточной (эффективной) плотностью или намагниченностью. Эквивалентной называется такая модель, чье аномальное поле совпадает с полем исходной модели или отличается от нее на константу. Для ее получения из плотности (вектора намагниченности) объекта вычитают плотность (вектор намагниченности) вмещающей среды. Понятно, что избыточная плотность может в результате оказаться и положительной и отрицательной. Когда вмещающая среда является горизонтально-слоистой, подобные вычитания производят в каждом из слоев независимо, что иногда приводит к интересным эффектам. На рис. 2 показан однородный шар,

располагающийся в двуслойной среде. После вычитания плотностей каждого из слоев интерпретационная модель оказывается расположенной в среде с нулевой плотностью, зато сама становится неоднородной: верхняя ее часть отличается положительной избыточной плотностью, а нижняя – отрицательной. Другими словами, возникает модель вертикального гравитационного диполя.

Упрощения формы. При интерпретации сложные по форме геологические объекты по мере возможности аппроксимируют более простыми. Если нельзя представить объект одним телом простой формы, то его представляют состоящим из нескольких простых тел. Естественно, возникает вопрос о том, как оценивать простоту или сложность формы. Это можно сделать, определив число геометрических параметров объекта – чисел, которыми характеризуются его местоположение и форма. Например, форма и местоположение шара описываются четырьмя параметрами: тремя координатами центра и радиусом. Надо отметить, что один и тот же объект можно описать разными способами и различным числом параметров, поэтому мерой сложности его формы должно служить количество параметров при наиболее экономном его описании.

Совокупность принятых упрощений и образует интерпретационную модель. Вначале упрощения формируются в терминах физики и геологии, в результате чего возникает физико-геологическая интерпретационная модель (ФГИМ). Далее упрощения переформируются в физико-математических терминах, и возникает физико-математическая интерпретационная модель (ФМИМ). Это дает возможность последующего выполнения аналитических процедур. Например, модель крутопадающего пласта – это ФГИМ, но для выполнения аналитических процедур она становится параллелограммом с горизонтальными верхней и нижней кромками, и это уже ФМИМ.

Поскольку модель является упрощением природного объекта, процесс ее создания обычно называют аппроксимацией от латинского слова *approximo* (приближаюсь). При этом следует иметь в виду, что в процессе интерпретации ведутся две различные аппроксимации. Первая из них – аппроксимация объекта моделью, а вторая – аппроксимация наблюдаемого аномального поля полем модели. Соотношения между ними ведут к подразделению моделей на адекватные, эквивалентные и смешанные. Адекватной называется такая модель, в которой достигается аппроксимация распределения физических свойств в изучаемом объеме геологической среды с высокой точностью, к тому же ее поле достаточно близко к наблюдаемому, что в совокупности обеспечивает решение целевой задачи интерпретации. Эквивалентная модель заведомо не обеспечивает аппроксимации распределения физических свойств в среде, но обязательно обеспечивает требуемую степень близости ее поля к наблюдаемому. Смешанная модель обеспечивает требуемую степень близости полей и аппроксимацию распределения физических свойств в части объема геологической среды, позволяющую решить целевую задачу интерпретации. В целом построение и использование моделей часто называют моделированием.

Модели полей

Перейдем теперь к основным типам упрощений в моделях аномальных полей. Как известно, гравиметры измеряют компоненту гравитационного поля, нормальную к уровню (эквипотенциальной) поверхности в точке наблюдения. Поскольку направление нормали в разных точках Земли различно, гравиметры измеряют в них совершенно разные по отношению к декартовым координатам компоненты. Вместе с тем, если наблюдения проводятся на ограниченной площади, где направления нормалей практически одинаковы, то, упрощая задачу, считают, что измеренная гравитационная аномалия – это аномалия вертикальной составляющей гравитационного поля W_z . Если же решаются региональные или глобальные

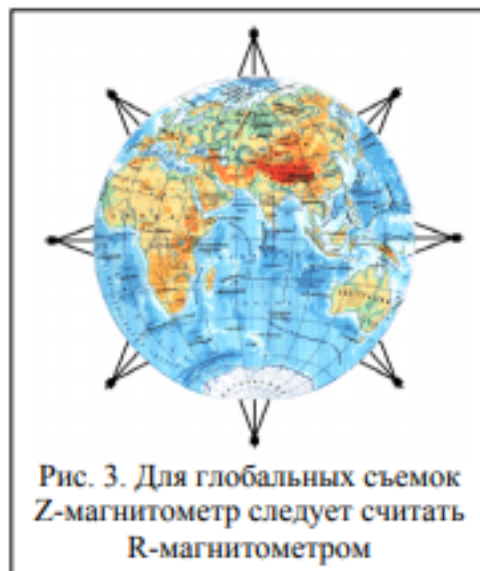


Рис. 3. Для глобальных съемок Z-магнитометр следует считать R-магнитометром

задачи, где из-за сферичности Земли такое упрощение недопустимо, полагают, что измерена радиальная компонента W_R , но и это в свою очередь является упрощением. Приведенные соображения справедливы и для компонент магнитного поля, измеряемых с помощью оптико-механических и других магнитометров, снабженных уровнями. Так называемый Z-магнитометр, применяемый для региональных и глобальных съемок, правильнее было бы называть R-магнитометром, в чем легко убедиться с помощью иллюстрации на рис. 3.

Для модульных протонных и квантовых магнитометров применяют упрощение, называемое гармоническим приближением для ΔT . Как известно, в районе съемок с нормальными компонентами магнитного поля X_0 , Y_0 , Z_0 аномалия ΔT описывается следующим образом:

$$\Delta T = \sqrt{(X_0 + X)^2 + (Y_0 + Y)^2 + (Z_0 + Z)^2} - \sqrt{X_0^2 + Y_0^2 + Z_0^2}, \quad (1.1)$$

где X , Y и Z - аномалии соответствующих компонент. Аномалия ΔT не удовлетворяет уравнению Лапласа, то есть не является гармонической функцией. Тем не менее, если $\Delta T \ll T_0$, при анализе аномалий приближенно считают, что ΔT ведет себя как компонента аномального вектора, направленная вдоль вектора нормального поля. Поскольку любая компонента аномального вектора является гармонической функцией, такое допущение и называется гармоническим приближением для ΔT . Проекцию одного вектора на другой легко определить через их скалярное произведение, поэтому аналогом (1.1) в гармоническом приближении будет являться следующее более простое соотношение:

$$\Delta T \approx \frac{X_0 X + Y_0 Y + Z_0 Z}{\sqrt{X_0^2 + Y_0^2 + Z_0^2}}. \quad (1.2)$$

Различия в аномалиях, рассчитанных по формулам (1.1) и (1.2), составляют примерно 1%. Поэтому обычно считается, что при точности магнитных съемок около 10 нТл, гармоническое приближение можно применять для анализа аномалий ΔT , не превышающих 1000 нТл. В настоящее время точность съемок значительно возросла, а порог чувствительности аэромагнитометров достиг величин порядка 10^{-3} нТл. Отсюда следует, что применимость гармонического приближения при вычислениях ΔT сейчас вообще перестает быть практически допустимой. Однако, для анализа формы графиков ΔT в процессе интерпретации и для некоторых преобразований аномалий эта модель поля до сих пор является важнейшей.

Наконец, при перечислении допущений, лежащих в основе модели поля, нельзя не упомянуть о тех упрощениях, которые определяют вид соответствующих редукций силы тяжести: плоскопараллельный промежуточный слой, нормальный вертикальный градиент и т.п. Эти упрощения подробно рассматриваются в курсе гравиразведки. В ряде разделов интерпретации применяются специфические модели полей, которые впоследствии будут рассматриваться по мере их изложения.

Модели помех

Наблюдаемые значения аномальных геофизических полей осложнены помехами, среди которых обычно преобладают помехи геологического происхождения и аппаратурно-методические помехи.

Аппаратурно-методические помехи в гравиразведке и магниторазведке обычно считаются случайными, некоррелированными и нормально распределенными, поэтому их оценивают в процессе съемок, вычисляя среднеквадратическую погрешность аномальных значений. Эта важнейшая величина входит в состав априорной информации. Необходимо отметить, что помехи данного происхождения принципиально не могут быть снижены до нуля, поскольку к ним следует относить также погрешности округления.

Гораздо сложнее обстоит дело с помехами геологического происхождения. К ним, как правило, относят влияния тех приповерхностных геологических образований, которые не включаются в интерпретационную модель объектов. Ясно, что в разных геологических условиях данные помехи могут быть различными, тем не менее, их свойства следует учитывать

и, по возможности, адекватно, иначе проводимую интерпретацию нельзя считать оптимальной. Однако существуют и достаточно общие модели помех или шумов, на борьбу с которыми ориентируется интерпретатор.

Классической в этом смысле можно считать модель так называемого белого шума. В математической статистике принято различать белые шумы в разных смыслах. Белый шум в широком смысле – это квадратично интегрируемая последовательность некоррелированных случайных величин с нулевыми средними. Если в этом определении добавить еще требование гауссовости (распределения по нормальному закону), то такой шум называют белым шумом в узком смысле, либо белым гауссовским шумом, или же просто белым шумом. В течение длительного времени гравиразведчики и магниторазведчики полагали, что именно такая модель наиболее адекватно отражает встречающиеся на практике ситуации. Соответственно, большинство методов интерпретации фактически были ориентированы на борьбу именно с белым шумом.

Даже представители так называемого статистического направления в интерпретации, которые специально занимались исследованием проблемы оптимизации учета помех, полагали, что ковариационная функция помех обычно является быстро затухающей, то есть имеет весьма малый радиус автокорреляции. Из-за этого в качестве базовой модели шума для решения практических задач они обычно выбирали разновидность стационарного марковского процесса с ковариационной функцией в виде затухающей экспоненты.

Тем временем накопление экспериментальной информации привело к необходимости расширения класса моделей помех, осложняющих геофизические поля. Спектральный анализ помех показал, что они на практике чаще отличаются как раз довольно значительными радиусами автокорреляции, и это побудило к введению моделей фрактальных помех, учитывающих подобные данные.

Наиболее естественной среди моделей помех, обладающих фрактальными (другими словами, самоподобными или автомодельными) свойствами, в настоящее время считается фрактальный гауссовский шум, а он строится на базе случайного процесса, называемого фрактальным броуновским движением. Непрерывный гауссовский процесс $B_{\hat{H}}$ с нулевым средним и ковариационной функцией

$$A(s, t) = \frac{1}{2} \left\{ |s|^{2\hat{H}} + |t|^{2\hat{H}} - |t - s|^{2\hat{H}} \right\} \quad (1.3)$$

называется стандартным фрактальным броуновским движением с показателем Хёрста $0 < \hat{H} \leq 1$. Заметим, что фамилию этого британского ученого (H.E. Hurst) на русском языке воспроизводят также иногда, как Харст. Впервые эти процессы еще в 1940 г. рассмотрел А.Н. Колмогоров, исходя именно из вида ковариационной функции (1.3), причем сам он называл их спиралями Винера. Термин «фрактальное броуновское движение» был введен в 1968 г. в работе Б. Мандельброта и Дж. Ван Несса, которые подошли к данной модели совершенно иным путем.

Последовательность разностей

$$\beta_n = B_{\hat{H}}(n) - B_{\hat{H}}(n-1), \quad n \geq 1, \quad (1.4)$$

и называют фрактальным гауссовским шумом с параметром Хёрста $\hat{H}$, $0 < \hat{H} \leq 1$. Из (1.3) следует, что ковариационная функция $\rho_{\hat{H}}(n)$ имеет следующий вид:

$$\rho_{\hat{H}}(n) = \text{Cov}(\beta_k, \beta_{k+n}) = \frac{1}{2} \left\{ |n+1|^{2\hat{H}} - 2|n|^{2\hat{H}} + |n-1|^{2\hat{H}} \right\}, \quad (1.5)$$

и при $n \rightarrow \infty$

$$\rho_{\hat{H}}(n) \sim \hat{H}(2\hat{H}-1)|n|^{2\hat{H}-2}. \quad (1.6)$$

Данная модель помехи оказывается весьма гибкой. В частном случае при $\hat{H}=1/2$ ковариация $\rho_H(n)=0$ для $n \neq 0$, и β_n образует гауссовскую последовательность

независимых случайных величин, то есть «белый шум», на борьбу с которым и направлена преимущественно классическая теория интерпретации. Если же $\hat{H} \neq 1/2$ ковариация убывает с ростом n достаточно медленно. При этом если $0 < \hat{H} < 1/2$, то ковариация отрицательна ($\rho_H(n) < 0$, $n > 0$),

при этом $\sum_{n=0}^{\infty} |\rho_H(n)| < \infty$. Отрицательность ковариации означает, что вслед за положительными значениями β_n (отрицательными) следует ожидать их отрицательные (положительные) значения – такой шум иногда называют розовым. Если же $1/2 < \hat{H} < 1$, то ковариация положительна $\rho_H(n) > 0$, $n \geq 0$, при этом $\sum_{n=0}^{\infty} \rho_H(n) = \infty$. Положительность ковариации соответственно означает, что вслед за положительными значениями β_n (отрицательными) следует также ожидать их положительные (отрицательные) значения – такой шум часто называют черным. Графики ковариационных функций шумов этих типов, вычисленные по формуле (3) при $\hat{H}=0,25$ и при $\hat{H}=0,75$, показаны на рис. 4.

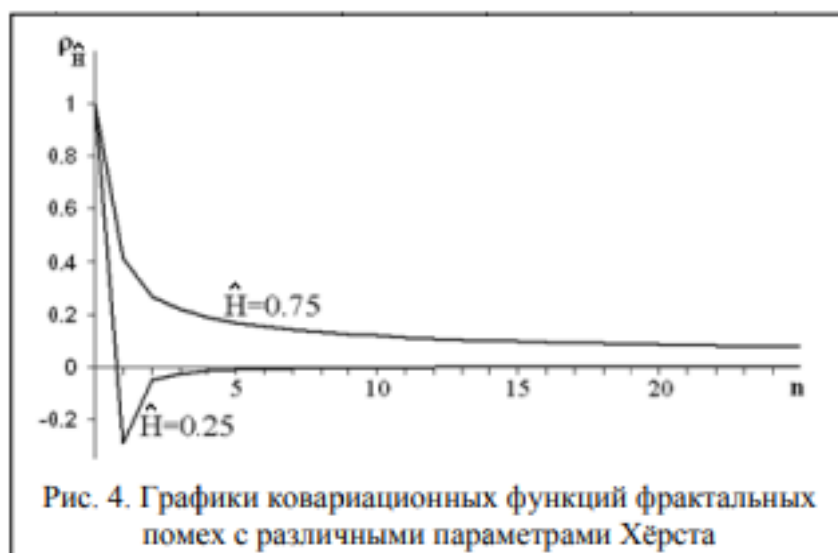


Рис. 4. Графики ковариационных функций фрактальных помех с различными параметрами Хёрста

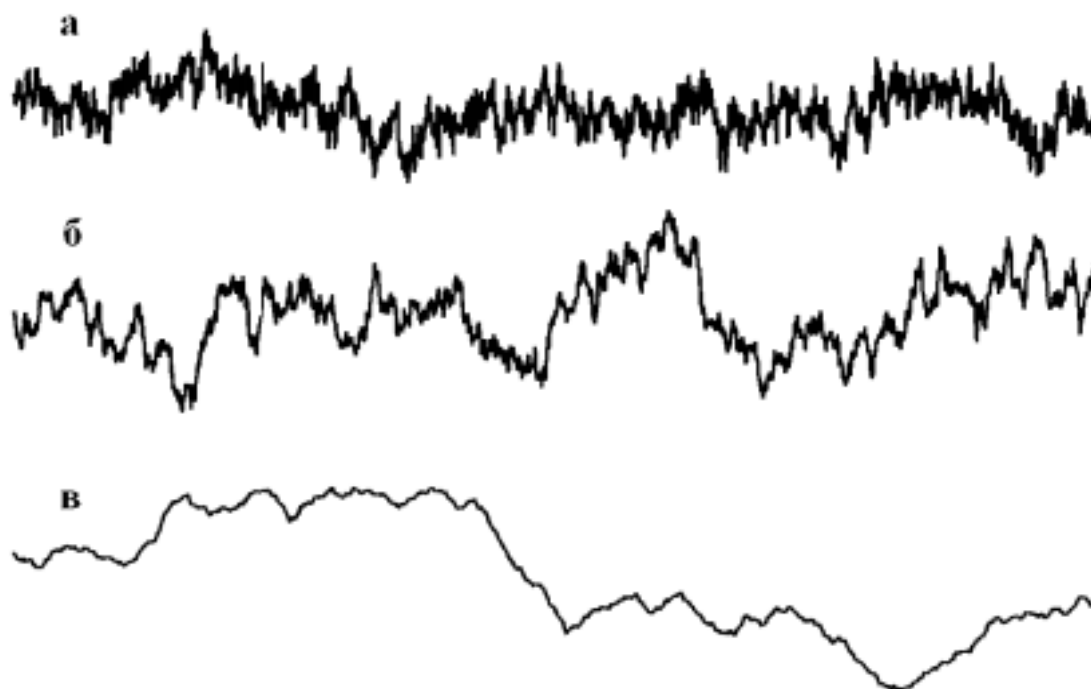


Рис. 5. Фрактальные броуновские движения с различными параметрами Хёрста (по J.B.Gao и др.): а – $\hat{H}=0,25$; б – $\hat{H}=0,50$; в – $\hat{H}=0,75$

Дополнительная литература

Знаменский В. В. Полевая геофизика. М., Недра, 1980

Миронов В. С. Курс гравиразведки. Л., «Недра», 1972