сти для геологической и петрофизической интерпретации результатов геофизических исследований, позволяет судить о структурных особенностях породы, степени ее глинистости, а также о наличии и концентрации электронно-проводящей вкрапленности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант 02-05-65079, гранта Минобразования РФ Е 02-8.0-66 и ФЦП «Интеграция», проект Б-055.

ЛИТЕРАТУРА

1. А х а д о в Я.Ю. Диэлектрические свойства бинарных растворов М.: Наука, 1987. 120 с.
2. З а р и н с к и й В.А., Е р м а к о в В.И. Высокочастотный химический анализ. М.: Наука, 1975. 187 с.
3. К а р и н с к и й А.Д., Д а е в Д.С., С в е т о в Б.С., Т а л а л о в А.Д. Определение диэлектрической проницаемости горных пород по частотным зависимостям удельного электрического сопротивления на основе преобразования Гильберта // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 5. С. 76—82.
4. Ч е л и д з е Т.Л., Д е р е в е н к о А.И., К у р и л е н к о О.Д. Электрическая спектроскопия гетерогенных систем. Киев: Наук. думка, 1977. 257 с.
5. S e n P.N., C h e w W.C. The frequency dependant dielectric and conductivity response of sedimentary rocks // J. Microwave Power. 1983. V. 18 (1). P. 95—105.

Московский государственный геологоразведочный университет

Рецензент — А.Д. Каринский

УДК 550.830

А.И. КОБРУНОВ

ДЕТЕРМИНИРОВАННЫЕ МОДЕЛИ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Рассмотрены теория и методы создания технологий комплексной интерпретации геофизических данных и построения интегрированных, гравитационно сбалансированных моделей геологических сред. Изучены три базовых формы постановки задачи восстановления плотностной модели сложнопостроенных объектов: пассивная, активная, геодинамическая. Выведены интегро-дифференциальные представления оптимальных решений и сконструированы их итерационные процессы решения.

Эквивалентность в восстановлении плотностных моделей

В нефтегазовой геологии исключительно информативный поисковый признак — плотностная характеристика разреза. Выявление зон локальных плотностных неоднородностей весьма актуальная, востребованная практикой ГРР задача. Это стимулирует появление значительного числа методов реконструкции по гравиметрическим данным плотностных моделей или некоторых не всегда осознанных их трансформаций. Отсутствие должного анализа эквивалентности, присущей этой задаче, ведет к ошибочным результирующим построениям. Достаточное число подобного рода примеров приведено в [1]. Современный уровень развития вычислительной техники делает достижимыми весьма трудоемкие и «прямолинейные» алгоритмы. В этой связи необходимо напомнить некоторые результаты по эквивалентности при реконструкции плотностных распределений по гравиметрическим данным [9]. Это необходимо, чтобы предостеречь от поспешности в выводах и иллюзий относительно результатов, полученных вне углубленного интегрированного анализа всего комплекса данных.

Будем использовать прямоугольную декартову систему координат XYZ с осью $0Z$, направленной вниз, к массам, и плоскостью $X0Y$, которую обозначим E_0, локально совмещенной с дневной поверхностью, на которой задана вертикальная производная гравитационного потенциала $U_z(x_0, y_0)$, $\{x_0, y_0 \in E_0\}$. Если обозначить V область, целиком лежащую в нижнем полупространстве E_- $(z < 0)$, в которой распределены массы с плотностью $\sigma = \sigma(x, y, z)$, то

$$\frac{U_z(x_0, y_0)}{\gamma} = \iiint_V \frac{\sigma(x, y, z) z \mathrm{d}x\mathrm{d}y\mathrm{d}z}{[(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + z^2]^{3/2}}, \qquad (1)$$

где γ — гравитационная постоянная.

Обобщение этого соотношения на случай поля, заданного фрагментарно либо на некоторой поверхности в E_+ $(z > 0)$ с точки зрения проявления эквивалентности в решении уравнения (1) усугубляет дело.

Следующий результат дает явное аналитическое и простое решение для задачи обращения (1) при области V, совпадающей с E_+:

$$\sigma(x, y, z) = \frac{1}{4\pi^2\gamma} \int\limits_{-\infty}^{+\infty}\int U_z(x_0, y_0) \times$$
$$\times \frac{\partial}{\partial_z} \frac{z}{[(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + z^2]^{3/2}}. \quad (2)$$

Таким образом, вторая вертикальная производная гравитационного потенциала, аналитически продолженная в верхнее полупространство и далее зеркально отображенная в нижнее относительно горизонтальной плоскости E_0, пропорциональна распределению плотности в нижнем полупространстве, создающем заданное гравитационное поле $U_z(x_0, y_0)$. Это и есть распределение плотности, порождающее заданное гравитационное поле. С точки зрения содержательности оно ничем не хуже многообразия других распределений, получаемых как решение обратной задачи «без априорной информации». Его исключительность состоит в том, что это решение имеет ясное аналитическое выражение со столь же ясным физическим смыслом, в отличие от алгоритмически путанных численных решений, в которых бессодержательность спрятана за вычислительным процессом построения решений.

Сужение области — носителя масс — до горизонтальной полосы, ограниченной значениями глубин $\{z_1 > z_2 > 0\}$ не улучшает дела. Переходя от функций к их спектрам, легко получить следующее распределение масс в полосе, соответствующее заданному гравитационному полю:

$$\sigma(\omega, \nu, z) = \left[\frac{U_z(\omega, \nu)e^{-|w|z}|w|}{2\pi\gamma\{e^{-2|w|z_2} - e^{-2|w|z_1}\}}\right], \quad (3)$$

где $\sigma(\omega, \nu, z)$, $U_z(\omega, \nu)$ — фурье-образ функций $\sigma(x, y, z)$ и $U_z(x_0, y_0)$ по переменным x, y; $|w| = (\omega^2 + \nu^2)^{1/2}$.

Нетрудно заметить, что решение (3) по смыслу мало чем отличается от (2). Оно также является гармонической функцией, связанной с процедурами дифференцирования по вертикальной координате, и аналитическим продолжением в верхнее полупространство. Однако присутствие достаточно быстро убывающего знаменателя делает процедуру вычисления некорректной. Это, с одной стороны, накладывает ограничения на глубину залегания ближайших особых точек функции $U_z(x_0, y_0)$ (не менее чем $2z_2 - z_1$), с другой — диктует необходимость включения аппарата регуляризации при практическом вычислении по формулам (3) и приводимым далее, в частности, (4), (5).

Пользуясь спектральным представлением распределений плотности в горизонтальной полосе легко получить гармонические распределения с нулевым на E_0 гравитационным эффектом. Видимо, не стоит пытаться заниматься их геологическим осмыслением уже лишь потому, что процесс этот бесконечен, а гармонические функции в геологическом отношении бессмысленны. Но если столь мощная эквивалентность возникает в «гармоническом», достаточно узком аналитическом классе, то какова же она в более широких пределах.

Нетрудно построить выражение для решения обратной задачи по полю, заданному в E_0 для латерально изменчивого, но не меняющегося по вертикали для каждой точки плоскости E_0 распределения плотности. Такое решение в заданной полосе восстанавливается единственным образом и в спектральной форме имеет вид:

$$\sigma(\omega, \nu, z) = \left[\frac{U_z(\omega, \nu)|w|}{2\pi\gamma\left\{\varepsilon^{-|w|z_2} - e^{-|w|z_1}\right\}}\right]. \quad (4)$$

Нетрудно понять, что это — также связанная со второй вертикальной производной гравитационного потенциала величина. Формула (4) отражает суть вещей. Для того, чтобы вычислить латерально изменчивое распределение плотности в полосе с независящим от вертикальной координаты распределением, нет необходимости решать сверх большие системы уравнений. Этим лишь скрадывается простая и ясная картина истинного смысла получаемого решения.

Приведенные результаты легко обобщаются в виде формулы:

$$\sigma(\omega, \nu, z) = \frac{U_z(\omega, \nu)|K(\omega, \nu, z)|}{2\pi\gamma\int\limits_{z_1}^{z_2}|K(\omega, \nu, z)|e^{-|w|z}\mathrm{d}z}, \quad (5)$$

при использовании которой следует иметь в виду приведенное выше замечание о корректности реконструкции плотностного распределения.

Пассивная и активная модели комплексной интерпретации

В постановке обратных задач комплексной интерпретации по терминологии, введенной В.Н. Страховым, можно выделить их пассивную и активную формы. Пассивная состоит в том, что данные других методов вводятся в процедуры решения обратных задач гравиметрии в уже проинтерпретированной форме. Активная постановка задачи основана на совместном решении нескольких обратных задач для разных методов.

Модель пассивной комплексной интерпретации. Рассмотрим задачу реконструкции структурной плотностной модели. Обобщенная модель среды представляет собой систему из произвольного, но известного числа плотностных границ без самопересечений, описываемых однозначными функциями $\vec{f}(x, y) = \{f_0(x, y), f_1(x, y), \ldots f_N(x, y)\}$, с известными плотностями σ_i слоев между границами. Для простоты примем их постоянными.

Связь с вертикальной производной гравитационного поля определена соотношением:

$$\vec{A}(\vec{f}(s)) = \sum_{i=0}^{N}\iint\limits_{S}\frac{\Delta\sigma_i\,\mathrm{d}x\mathrm{d}y}{\left[\left(x - x_0\right)^2 + \left(y - y_0\right)^2 + f_i^2(x, y)\right]^{1/2}} =$$
$$= \frac{U_z(x_0, y_0)}{\gamma}. \quad (6)$$
$$\Delta\sigma_i = \sigma_{i+1} - \sigma_i.$$

Доказано [6—8], что весь комплекс априорных данных об искомой модели среды может быть выражен в виде критерия оптимальности относительно $\vec{f}(s)$, имеющего вид требования минимума некоторого функционала

$$J(\vec{f}(s)) = \|\vec{F}(\vec{f}(s) - \vec{f}^{0}(s))\|^2_{L_2^{N+1}} \to \min, \quad (7)$$

где $\vec{f}^{0}(x,y) = \{f_0^0(x,y), f_1^0(x,y), \dots f_N^0(x,y)$ — нулевое приближение к искомой модели. Критерий содержит две компоненты: аддитивную (нулевое приближение) — та конкретная модель среды, к которой ищется наилучшее приближение, от которой требуется минимальное удаление; мультипликативную — в виде оператора F, определяющего смысл понятия минимального уклонения. Этот оператор многокомпонентен, имеет вид свертки и включает, в частности, информацию о степени достоверности построения различных компонент нулевого приближения (ранжировки), данные о корреляционной связи между различными компонентами.

Решение задачи (5) и (6) имеет вид:

$$\vec{f}(x,y) = f^{0}(x,y) + \vec{F}\,\vec{F}^{-1}\vec{A}'^{*}(\vec{f}^{n}(s))\,\varphi(s_0). \quad (8)$$

Здесь использовано обозначение:

$$\vec{A}'^{*}(\vec{f}^{n}(s))\,\varphi(s_0) = \iint_{E_0} \varphi(s_0) \times$$

$$\times \frac{f_i(x,y)\,\Delta\sigma_i\,\mathrm{d}\mu(s_0)}{\left[(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + f_i^2(x,y)\right]^{3/2}}.$$

Решение задачи (6)—(8) доставляется итерационным процессом

$$f_i^{n+1}(x,y) = f_i^{n}(x,y) + \alpha_n \vec{K}_i\,\varphi^{n}(s_0), \quad (9)$$

где

$$\varphi^{n}(s_0) = \sum_{i=0}^{N} \iint_{S} \frac{\Delta\sigma_i\,\mathrm{d}x\mathrm{d}y}{\left[(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + \left\{f_i^{n}(x,y)\right\}^2\right]^{1/2}} -$$

$$- \frac{U_z(x_0,y_0)}{\gamma},$$

$$\alpha_n = -\frac{\iint_{E_0} \varphi^{n}(s_0 \vec{A}'(\vec{f}^{n}(s))\vec{K}(f^{n})\,\varphi^{n}(s_0)\,d\mu(s_0)}{\iint_{E_0} \left[\vec{A}'(\vec{f}^{n}(s))\vec{K}(f^{n})\,\varphi^{n}(s_0)\right]^2 d\mu(s_0)};$$

$\vec{K}(\vec{f}^{n}) = \left\{K_1(f_1^{n}), K_2(f_2^{n}), \dots K_N(f_N^{n})\right\}$ определен так, что решение с критерием (7) одновременно есть и решение с критерием:

$$\begin{aligned} &\sup|\vec{G}(\vec{f}(s) - \vec{f}^{0}(s))| \to \min,\\ &s \in S, i \in (0 - N), \qquad (10)\\ &\vec{G}^{-1}\vec{G}^{*-1} = \vec{K}. \end{aligned}$$

Возникает типичная для моделей пассивной комплексной интерпретации ситуация. Весь комплекс дополнительной к гравитационному полю и общим модельным представлениям информации сворачивается в критерий оптимальности (10). Это достаточно емкое представление, поскольку позволяет настроится на любой элемент из класса эквивалентности и, следовательно, построить требуемую модель. Критерий содержит аддитивную (нулевое приближение) и мультипликативную, направленность движения при поиске ближайшего, компоненты. Они настраиваются изначально, как выражения комплекса данных, и в процессе счета неизменны. После получения решения и его анализа эти компоненты могут быть изменены, и счет повторен с вновь построенными, но не меняющимися в процессе поиска оптимального элемента компонентами критерия оптимальности (10). Такова модель пассивной комплексной интерпретации.

Модель активной комплексной интерпретации. В модели активной комплексной интерпретации предполагается совместное, согласованное и взаимодополняющее решение нескольких обратных задач геофизики. Для определенности остановимся на случае двух методов — сейсмо- и гравиразведки, который в нефтегазовой геофизике имеет важное значение. В то же время рассмотрение проведем для некоторой абстрактной пары методов.

Обозначим набор физических параметров, характеризующих среду с точки зрения первого метода $x_1 = \{x^1{}_1, x^2{}_1, \dots, x^{N}{}_1\}$. Набор физических параметров, характеризующих ту же геологическую среду с точки зрения второго метода обозначим $x_2 = \{x^1{}_2, x^2{}_2, \dots, x^{N}{}_2\}$. Пространство всех допустимых параметров обозначаем соответственно X_1 и X_2. Обозначим A_1 и A_2 отображения, ставящие в соответствие набору физических параметров x_1 и x_2 геофизические поля u_1 и u_2 соответственно.

Задачу построения согласованного решения можно определить как выделение пары физических параметров, каждый элемент которой удовлетворяет с заданной точностью своему физическому полю, и среди таких элементов выделенные — ближайшие один к другому в заданном смысле:

$$\begin{aligned} &J(x_1,x_2) \to \min,\\ &A_1(x_1) = u_1,\\ &x_1 \in X_1, u_1 \in U_1, \qquad (11)\\ &A_2(x_2) = u_2,\\ &x_2 \in X_2, u_2 \in U_2. \end{aligned}$$

Для определенности можно положить

$$J(x_1,x_2) = \|\vec{F}(x_1 - x_2)\|x = \sup_{\nu\in V}|\vec{F}(x_1(\nu) - x_2(\nu))|,$$

что полностью соответствует критерию оптимальности в моделях пассивной комплексной интерпретации.

Используя форму записи, принятую при описании итерационного процесса (9) в моделях пассивной комплексной интерпретации, запишем решение (11) в форме:

$$\begin{cases} x_1^{n+1} = x_1^{n} + \alpha_1^{n}\vec{K}_1(x_1^{n}, x_2^{n-1})\,\varphi_1^{n},\\ \varphi_1^{n} = (A_1(x_1^{n}) - u_1),\\ x_1^{0} = x_2^{n-1}; \end{cases} \qquad (12, a)$$

$$\begin{cases} x_2^{n+1} = x_2^n + \alpha_2^n \vec{K}_2(x_2^n, x_1^n)\varphi_2^n, \\ \varphi_2^n = (A_2(x_2^n) - u_2), \\ x_2^0 = x_1^n; \end{cases} \tag{12, б}$$

$$\alpha_i^n = -\frac{\left\langle \varphi_i^n \mid A_i'(x_i^n)\vec{K}_i(x_i^n, x_j^n)\varphi_i^n \right\rangle}{\| A_i'(x_i^n)\vec{K}_i(x_i^n, x_j^n)\varphi_i^n \|^2}. \tag{13}$$

Таким образом, модель активной комплексной интерпретации для двух методов расщепляется на две взаимоувязанные сопряженные схемы пассивной комплексной интерпретации с динамически меняющейся в процессе счета аддитивной компонентой критерия оптимальности. Динамически меняющаяся аддитивная компонента критерия оптимальности в активных схемах является главной характерной чертой в отличие от пассивных схем с неизменной аддитивной частью. После завершения цикла вычислений и анализа полученного результата параметры модели и критерия оптимальности, включая его аддитивную и мультипликативную части, могут быть изменены и весь процесс повторен, но это — уже другой вычислительный цикл.

Принципы геодинамики в моделях комплексной интерпретации

Интегрированная интерпретация комплекса геолого-геофизических данных должна обеспечить согласованность результирующих построений с законами и принципами механики сплошных сред. В масштабе времени в несколько десятков и сотен миллионов лет различия в реологических характеристиках компонент среды, прочностных и усталостных свойствах пород значимы. Наиболее показательна в этом отношении динамика соляного диапиризма [5]. Картину геологического строения можно считать завершенной только тогда, когда помимо согласования со всеми наблюдаемыми физическими полями она количественно проанализирована с механико-реологических позиций, является непротиворечивой, устойчивой в своих геологических масштабах времени, выяснен ее количественный генезис — породившая ее динамика сил и следующая отсюда динамика перемещений. Это весьма обширная и емкая программа действий. Представляется целесообразным на первом этапе рассмотреть соответствующие уравнения баланса масс и сил, объединенные в геодинамические уравнения.

Процесс построения моделей геологической среды может быть рассмотрен как эволюция геодинамической системы, модель которой конструируется на основе геодинамических уравнений, критериев оптимальности, отражающих априорную информацию, и ограничений, порождаемых уравнениями согласования геологических моделей с геофизическими полями. Аттрактор конструируемой динамической системы — суть искомое распределение параметров, с заданной точностью соответствующее физическим полям, геодинамическим уравнениям и критериям оптимальности, обеспечивающим отбор единственного и оптимального распределения.

Базовыми соотношениями, традиционно принимаемыми за основу при моделировании вязко-пластичных деформаций в Земле и ее отдельных сферах, служат уравнения Навье—Стокса, представляющие собой уравнения движения, дополненные законом Коши—Пуассона, как уравнениями состояния, связывающего компоненты тензора напряжений и тензора деформаций. Для моделирования объемных вязких течений и гравитационной неустойчивости пренебрегают инерционными членами, поскольку течения эти медленны [10], а уравнения записывают в форме:

$$\frac{\partial p}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_j}\mu\left(\frac{\partial}{\partial x_j}v_i + \frac{\partial}{\partial x_i}v_j\right) + g\,\sigma\,\delta_{i3}, \tag{14}$$

где σ — плотность; $\vec{v} = \{v_1, v_2, v_3\}$ — вектор скорости в текущих точках $\vec{x} = \{x, y, z\} = \{x_1, x_2, x_3\}$; μ — коэффициент вязкости; p — давление; g — напряженность гравитационного поля. В (14) предполагается суммирование по дважды повторяющимся индексам. Моделирование процесса вязких течений на основе приведенного уравнения сталкивается с принципиальной проблемой исключительной зависимости коэффициента вязкости от ряда факторов, в том числе и от величин касательных напряжений, действующих на объект. Изменение коэффициента вязкости для наиболее распространенных как осадочных, так и магматических пород достигает несколько порядков. Столь же сильная зависимость коэффициента вязкости наблюдается в зависимости от термобарических условий [2]. Определение этих параметров из наблюдаемых скоростей распространения сейсмических продольных и поперечных волн столь же условно. Результаты такого моделирования носят скорее качественный характер.

Считаем выполненным уравнение сохранения массы в движущемся объеме:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} + \operatorname{div}(\sigma\vec{v}) = 0.$$

Что в предположении несжимаемости: $\operatorname{div}\vec{v} = 0$, дает

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} + \vec{v}\cdot\operatorname{grad}\sigma = 0.$$

Допуская наличие положительных или отрицательных источников $f(\vec{x}, t)$ масс, ассоциируемых с процессами седиментации или притока извне (положительные значения) и эрозией, размывом (отрицательные значения), можно обобщить последнее уравнение переноса масс:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} + \vec{v}\cdot\operatorname{grad}\sigma = f. \tag{15}$$

Если скорость неизменна во времени, то:

$$\sigma(t, \vec{x}) = e^{-t\cdot\vec{v}\cdot\operatorname{grad}}\sigma_0(\vec{x}) + \int_0^t e^{-(t-s)\cdot\vec{v}\cdot\operatorname{grad}} f(s)\,\mathrm{d}S \text{ [13].} \tag{16}$$

Следующая цепочка соотношений придает смысл приведенным выражениям:

$$
\begin{gathered}
e^{-\vec{A}t}\sigma(\vec{x}) = \sum_{n=0}^{\infty}\frac{(-t\vec{A})^n}{n!}\sigma(\vec{x}), \\
e^{-t\cdot\vec{v}\cdot\mathrm{grado}}\,\sigma(\vec{x}) = \sigma(\vec{x} - t\cdot v).
\end{gathered}
\tag{17}
$$

Если оператор A зависит от времени, а это означает зависимость от времени скорости v, необходимо произвести замену:

$$
e^{-\vec{A}t}\,\sigma(\vec{x}) \Rightarrow e^{\int_0^t \vec{A}(\tau)d\tau}\,\sigma(\vec{x}).
$$

Первое слагаемое в формуле (16) ответственно за перемещения, сдвиги, течения, не сопровождающиеся изменением суммарной величины массы. Это хорошо видно из (17). Второе слагаемое, наоборот, приводит к балансировке масс, обеспечивает их приток и перераспределение в соответствии со скоростным законом $\vec{v}$, должно контролироваться наблюдаемой величиной гравитационного поля. Таким образом, первая часть (16) — кинематический член, ответственный за динамику нулевого приближения. Вторая часть — динамический член, ответственный за целенаправленную сбалансированность модели по гравитационному полю.

Общим приемом, обеспечивающим нахождение аттрактора эволюционного процесса (16), может служить его разностная аппроксимация по параметру t, приводящая к итерационной схеме:

$$
\begin{gathered}
\sigma^{n+1}(\vec{x}) = \sigma^n(\vec{x}) + \alpha_n\vec{Q}^n(\vec{x},\vec{v},g,\sigma^n), \\
\sigma^0(\vec{x}) = \sigma(0,\vec{x}) = \sigma_0(\vec{x}),
\end{gathered}
\tag{18}
$$

где $\vec{Q}^n$ — эволюционный оператор, вид которого определен из геодинамических принципов — уравнений переноса плотности, традиционных рассмотрений для формирования критерия оптимальности в моделях комплексной интерпретации; α_n — параметр релаксации, выбираемый из требований сходимости [8] итерационно-эволюционного процесса (18) по гравитационному полю. Прием, аналогичный введению эволюционного процесса для построения плотностной модели среды по гравиметрическим данным с последующим переходом к итерационной схеме, приведен в [4]. Однако смысловая нагрузка входящих в него компонент существенно различна.

Основные отличия итерационно-эволюционного процесса (18), возникающего из попытки формализации и введения в активный вычислительный процесс при построении плотностных моделей принципов геодинамики, от процессов соответствующих пассивной и активной моделям комплексной интерпретации, состоят в следующем.

1. Оператор $\vec{Q}^n$, контролирующий динамику подбора и свойства подбираемого элемента, меняется от шага к шагу в итерационном процессе, в отличие от неизменного оператора K в (9) или (12).

2. Выбор вида оператора $\vec{Q}^n$ контролируется как динамическими внутренними свойствами, полученным на предыдущем шаге приближением (есть некоторая аналогия с моделями активной комплексной интерпретации), так и внешними — заданием поля скоростей переноса масс и внешней динамикой масс, контролируемыми априори задаваемой геодинамической обстановкой.

3. Уточнение и корректировка оператора $\vec{Q}^n$, могут быть проведены на основе использования уравнения Навье—Стокса (14) либо его аналогов как уравнений баланса скоростей переноса, распределения плотностей и априорных оценок для давлений и реологических свойств массивов (вязкость).

Заключение

Современные задачи, стоящие перед ГРР на нефть и газ требуют активного вовлечения в процесс построения плотностных моделей геологических сред всего комплекса имеющейся геолого-геофизической информации. Вне этого, учитывая исключительно широкую эквивалентность при построении плотностных моделей по гравиметрическим данным, нельзя рассчитывать на достоверные результаты геологических построений.

Особенности современного этапа развития интерпретационного обеспечения состоят в приоритете содержательных принципов построения моделей геологических сред над собственно вычислительными процедурами, обеспечивающими согласование полей.

Многообразие реально возникающих геологических ситуаций требует введения нескольких типовых моделей комплексной интерпретации, которые в своей совокупности охватывали бы достаточно широкий спектр задач. В рамках традиционной для гравиметрии модели среды — распределение плотности и ее подкласса, системы плотностных границ, — выделяются пассивная и активная формы комплексной интерпретации.

Учет геодинамических принципов формирования изучаемого объекта может быть осуществлен за счет введения в активный вычислительный процесс уравнений переноса масс и уравнений движений вязкой жидкости. Это приводит к соответствующему эволюционно-динамическому процессу, моделирующему процесс вязких течений.

Различные модели комплексной интерпретации приводят к итерационному процессу, моделирующему эволюционный процесс, управляющие параметры которого, прежде всего параметры критерия оптимальности, обеспечивают активное использование априорной информации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Мат. 30-й сессии междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. Москва, 27—31 января 2003 г. Ч. 1. / Под ред. акад. В.Н. Страхова. М.: ОИФЗ РАН, 2003. 150 с.
2. Г з о в с к и й В.М. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 533 с.
3. Гидродинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов / В.И. Дюшин. М.: Научный мир, 2000. 471 с.

4. Д а н и л о в В.Л. Методы установления в прикладных обратных задачах потенциала гравитационной разведки и теории фигуры Земли. М.: Наука, 1996. 245 с.
5. И с м а и л - з а д е А.Т., Н а й м а р к Б.М., Т э л б о т К. Реконструкция истории движения стратифицированной среды: обратная задача гравитационной устойчивости. Проблемы динамики и сейсмичности Земли // Вычислительная сейсмология. В. 31. М., 2000. С. 52—62.
6. К о б р у н о в А.И. Заметки к истории развития методов решения обратной задачи гравиразведки в XX веке // Тр. конф. «Развитие гравиметрии и магнитометрии в XX веке», сент. 1996 г. М., 1997. С. 188—201.
7. К о б р у н о в А.И. К оценке состояния и перспектив гравиметрии в задачах нефтегазовой геологии // Геофизика и математика. Мат. 1 всерос. конф. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 62—76.
8. К о б р у н о в А.И. Теория и методы автоматизированной интерпретации гравиметрических данных для сложнопостроенных сред // Разведочная геофизика: Обзор. М.: Геоинформарк, 1993. 51 с.
9. К о б р у н о в А.И. Экстремальные классы в задачах гравиметрии и их использование для построения плотностных моделей геологических сред. Дисс. ... д-ра физ.-мат. наук. Ивано-Франковск, 1983. 439 с.
10. Н а й м а р к Б.М., И с м а и л - з а д е А.Т., К о р о т к и й А.И., С у е т о в А.П., Ц е п е л е в И.А., Я к о б и В.Р. Моделирование трехмерных вязких течений в верхних слоях мантии. Вопросы геодинамики и сейсмологии // Вычислительная сейсмология. В.30. М., 1998. С. 4—15.
11. Седиментационные бассейны подвижных поясов / В.Н. Данилов, Ю.Б. Силантьев, Л.З. Аминов и др. М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. 272 с.
12. Теория и методы количественной комплексной интерпретации геофизических данных // Актуальные научно-технические проблемы развития геолого-геофизических промысловых и поисково-разведочных работ в Республике Коми / А.И. Кобрунов и др. Ухта, 2001 372 с.
13. Х е н р и Д. Геометрическая теория полулинейных параболических уравнений. М.: Мир, 1985. 376 с.

Ухтинский государственный
технический университет
Рецензент — А.А. Никитин