

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ НА ОСНОВЕ РАСЧЕТА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ И ПОИСКАХ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Предлагается программа трехмерного моделирования геологической среды с расчетом магнитного и гравитационного геофизических полей. Программа работает с файлами форматов GS Binary (одинарной и двойной точности) и Geosoft Grid File. Модель формируется многослойной, без ограничений по размерам, возможна одновременная работа с 10 слоями. Для компенсации искажений в краевых частях области вводится параметр «радиус влияния», который рассчитывается автоматически, при заданном значении допустимой погрешности. В качестве примера приведена модель литосферы Якутской кимберлитовой провинции на площади 1000×1500 км. Сопоставлением модельных и экспериментальных полей выполнено районирование территории с выделением аномальных областей. Продуктивные кимберлиты локализованы в блоках кристаллической коры с повышенной плотностью.

The offered program provides 3D modeling of subsurface geological space with account of magnetic and gravitation geophysical fields. The program works with files of formats GS Binary (with single and double precision) and Geosoft Grid File. The pattern is reshaped as a multilayer one, without limitations on its sizes; there is possible a simultaneous operation with 10 strata. To compensate distorting in selvages of analyzed areas, the «radius of influencing» argument is input, it is counted automatically at a specified value under an admissible error. As an example, the lithosphere model is displayed for the Yakutian kimberlite province with area 1000×1500 km. Comparison of modeled and experimental fields allows to obtain zonal differentiation of the territory, with location of abnormal fields. The diamond-bearing kimberlites occur within blocks of crystalline crust with elevated gravity.

Эффективность прогнозно-поисковых работ на алмазы во многом зависит от выделения глубинных структур, являющихся результатом тектонической активизации кратонов, которой сопутствует кимберлитовый магматизм. Заметная роль в решении этой проблемы принадлежит физико-геологическому моделированию как основе количественной интерпретации геолого-геофизических данных. С этой целью была разработана программа трехмерного комплексного моделирования гравитационного и магнитного полей. В отличие от других аналогичных продуктов в ней были реализованы следующие установки:

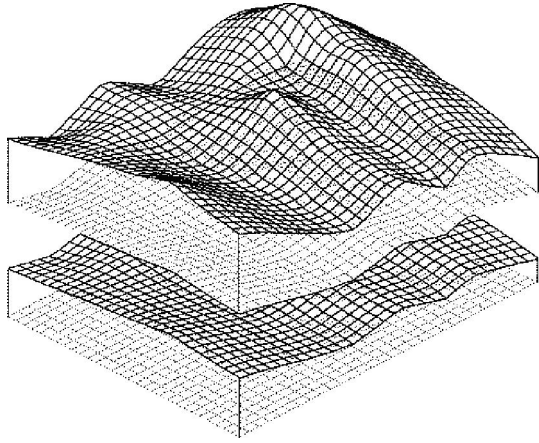
- Нет ограничений по размерам.
- Объемная модель среды формируется многослойной; границы слоев соответствуют региональным стратиграфическим уров-

ням или несогласиям. Каждый слой аппроксимируется набором прямоугольных параллелепипедов. Избыточная плотность каждого тела определяется исходя из физических характеристик литологических разностей.

- Исходная модель (границы слоев и плотности) задается в узлах прямоугольной сети, форматы файлов общепринятые и легко конвертируются в другие.

- Решением прямой задачи от совокупности всех тел вычисляется их гравитационный или магнитный эффект в точках заданной сети.

Тело задается набором пластов, при этом каждый пласт тела определяется положением его верхней и нижней границ и распределением значений плотности (намагниченности) по площади (см. рисунок). Все параметры либо вводятся как данные



Пример тела, состоящего из двух пластов

в узлах некоторой сети, либо задаются постоянными значениями, при этом все сети должны иметь одинаковое количество отсчетов и одинаковые пределы простираения по обеим осям.

Далее, каждый пласт тела разбивается на прямоугольные параллелепипеды следующим образом: в узле (i, j) сети S строится параллелепипед P_{ij} с гранями h_z, h_x, h_y (где h_x, h_y – шаги соответственно по осям x и y ; h_z – модуль разности значений поверхностей в узле (i, j) сети S). Считая, что параллелепипед однороден по плотности, находим, что его плотность (намагниченность) p_{ij} равна значению распределения плотности (намагниченности) в узле (i, j) . Получаем пласт, разбитый на $n_x n_y$ параллелепипедов.

Гравитационное действие однородного параллелепипеда P_{ij} в точке (x, y, z) можно рассчитать по формуле*

$$G_{ij}(x, y, z) = G p_{ij} \iiint_{P_{ij}} \frac{(\zeta - z) d\xi d\eta d\zeta}{r^3},$$

где $r = ((\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2)^{1/2}$; G – гравитационная постоянная; p_{ij} – плотность.

Зная $G_{ij}(x, y, z)$ для всех i, j , можно найти гравитационное действие всего пласта в точке (x, y, z) :

$$G_T(x, y, z) = \sum_{i=1}^{n_x} \sum_{j=1}^{n_y} G_{ij}(x, y, z).$$

Магнитное действие однородного параллелепипеда P_{ij} в точке (x, y, z) можно рассчитать по формуле

$$M_{ij}(x, y, z) = m_{ij} \iiint_{P_{ij}} \left[-\frac{1}{r^3} + \frac{3(z - \zeta)^2}{r^5} \right] d\xi d\eta d\zeta,$$

где m_{ij} – намагниченность.

Зная $M_{ij}(x, y, z)$ для всех i, j , можно найти магнитное действие всего пласта в точке (x, y, z) :

$$M_T(x, y, z) = \sum_{i=1}^{n_x} \sum_{j=1}^{n_y} M_{ij}(x, y, z).$$

Если рассчитывать гравитационное поле в той же сети, в которой задано тело, то при расчетах результат на краях рассматриваемой области заведомо неправилен, поэтому вводится понятие «радиус влияния». При использовании радиуса влияния расчет гравитационного действия в каждой точке проводится не по всей площади, а по некоторому, заданному пользователем, окну. Это позволяет улучшить результат и значительно уменьшить время расчетов.

Программа позволяет автоматически рассчитать радиус влияния, при этом пользователем задается допустимая погрешность ε в процентах. Расчет радиуса ведется следующим образом: 1) задается минимальный радиус $r = \max(h_x, h_y)$; 2) строится система прямоугольных параллелепипедов: в точке $(0, 0, 0)$ – параллелепипед P_i с гранями p_z, p_x, p_y (где p_z – разница между максимальным значением верхней поверхности и минимальным значением нижней поверхности; $p_x = ri$; $p_y = ri$; $i = 0 \dots \infty$); 3) для каждого параллелепипеда плотность (намагниченность) p берется равной максимальному значению плотности (намагниченности) по всему пласту; 4) далее начинается процесс вычисления значений гравитационного (магнитного) действия $G_i(0, 0, z)$ (z – коор-

* Серкерев С.А. Теория гравитационного и магнитного потенциалов. М.: Недра, 1990. 100 с.

дината плоскости расчета) для каждого параллелепипеда P_i . Процесс расчета заканчивается на $i = n$, когда разница между $G_{n+1}(0,0,z)$ и $G_n(0,0,z)$ будет меньше ε процентов, радиусу влияния присваивается значение $R = rn$.

Рассмотрим численную реализацию программы.

- Программа позволяет производить расчеты как для отдельных пластов, так и для некоторого набора пластов.

- Расчет производится в плоскости, при этом пользователь задает точку расчета – координату z и параметры сети, в узлах которой будет рассчитываться поле.

- Довольно часто требуется найти значения поля силы тяжести от слоя, ограниченного плоскостями или имеющего постоянное распределение плотности (намагниченности), но ограниченного не плоскими поверхностями, поэтому в программе реализована возможность задавать поверхности и распределять плотности (намагниченности) в качестве постоянных значений (чтобы не создавать искусственно файл с постоянными значениями).

- Программа работает с файлами форматов GS Binary (одинарной и двойной точности) и Geosoft Grid File (второй версии, без сжатия, форматы long, float, short). Данные форматы поддерживают программы Golden Software Surfer 7 и Geosoft Oasis Montaj (при необходимости их достаточно легко конвертировать в другие форматы). Программа позволяет работать одновременно с 10 слоями, размер гридов (данные, заданные в регулярной сети) не ограничен.

- Программа позволяет просматривать отдельные горизонтальные профили гридов и рассчитывать их линейную комбинацию. В программу встроен модуль моделирования данных, что дает возможность достаточно быстро создавать тела определенной формы. Модуль позволяет экспортировать данные в виде грида.

В качестве примера рассматривается задача, в которой, на основе априорных сведений, формируется геологическая модель, а по ней рассчитываются геофизические по-

ля. Анализ и сопоставление модельных полей с экспериментальными позволяют выполнить районирование территории, выделить аномальные области, не отвечающие имеющимся представлениям. Возьмем Восточную часть Сибирской платформы – Якутскую кимберлитовую провинцию, размеры ее – 1000×1500 км.

Чтобы по гравитационному полю определить особенности строения кристаллической коры, нужно исключить из наблюдаемого поля гравитационное влияние осадочного чехла и поверхности мантии. Влияние верхнемантийного слоя оценивается до глубины 60 км. Рельеф кровли мантии берется по данным глубинных сейсмозондирований по сети 10×10 км*. Глубина его залегания изменяется от 58 до 36 км. В прогибах мантии поднимается выше 38 км, на поднятиях опускается глубже 42 км. Плотность определяется через скорость продольных волн. Она выше в пределах антеклиз ($3,3$ г/см³) и уменьшается в прогибах ($3,26$ г/см³). Средняя плотность земной коры принимается равной $2,84$ г/см³. Все расчеты ведутся относительно этой плотности. Гравитационное поле, рассчитанное от верхнего слоя мантии, составляет в поднятиях 80-100 мГл, в фанерозойских впадинах – 100-200 мГл. Изменение границы Мохо на 1 км вызывает аномалию в поле силы тяжести интенсивностью 10 мГл.

Рельеф современной земной поверхности изменяется по территории: в пределах антеклиз он приподнят на 300-400 м, в синеклизах опущен до 200 м, в молодых складчатых областях поднимается до 1000 м. Рельеф подошвы осадочного чехла построен по данным сейсморазведки МОГТ и бурения. На антеклизах мощность осадков составляет 2-3 км, в прогибах – 5-10 км. Плотность осадков по измерениям образцов следующая: на антеклизах – $2,60-2,65$ г/см³, в синеклизах – $2,30-2,50$ г/см³. Гравитационный эффект платформенного чехла со-

* Манаков А.В. Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. Воронеж: Изд-во Воронежского гос. ун-та, 1999. 57 с.

ставляет на антеклизах до -36 мГл, в прогибах от -80 до -180 мГл. Изменение мощности осадков на 1 км вызывает аномалии разной интенсивности с учетом разреза, обычно 5-15 мГл. Исключив из наблюдаемого поля (аномалии Буге) модельное, получим остаточные аномалии поля силы тяжести от кристаллической коры. Мы видим, что по сравнению с исходным полем в центральной части территории, где расположены проявления кимберлитов, кристаллическая кора характеризуется повышенной плотностью. На остальной территории выделяются высокоплотные и разуплотненные участки, которые, вероятно, обусловлены разным составом фундамента.

Выводы

1. Составлена программа и апробирована в производственных условиях методика трехмерного физико-геологического моделирования крупных регионов.

2. Предложена физико-геологическая модель Якутской кимберлитовой провинции, которая характеризует морфологию, физические параметры осадочного чехла, кристаллической коры, верхней мантии и соответствующие им геофизические поля.

3. Установлено, что продуктивные кимберлиты локализуются в блоках кристаллической коры, характеризующихся повышенной плотностью.