

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ

УДК 550.83

Ю.В. АНТОНОВ, В.И. КЛЮЧНИКОВ

РАЗБРАКОВКА АЭРОМАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ
ПРИ ПОИСКАХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК

Рассмотрены вопросы разбраковки аэромагнитных аномалий в районах распространения кимберлитовых трубок. Комплексное применение наземных съемок магнитного поля и вертикального градиента силы тяжести в совокупности с использованием при обработке аэромагнитных данных метода обратных вероятностей повышает геологическую надежность обнаружения кимберлитовых трубок. Приведены примеры сочетания гравитационного и магнитного полей над кимберлитовыми трубками и палеодолинами древних рек.

С тех пор, как были открыты алмазосодержащие кимберлитовые трубки, начались регулярные геофизические исследования по обнаружению трубок. Оказалось, что практически все трубки отмечаются положительными небольшой интенсивности аномалиями магнитного поля. Что же касается других методов, то здесь возникли трудности, связанные прежде всего с причинами технического и методического характеров, а также с петрофизическими особенностями трубок относительно вмещающих горных пород. На первом этапе не хватало точности аппаратуры. Например, кимберлитовые трубки создают аномалии силы тяжести очень малой интенсивности, которые серийными гравиметрами выделить нельзя, поскольку погрешность наблюдений соизмерима с амплитудой аномалий. Что же касается сейсморазведки, то она практически на стадии поисков не применима, так как до сих пор не разработаны основы рудной сейсморазведки, несмотря на многочисленные попытки в этой области. Электроразведка также оказалась бессильной при поисках кимберлитовых трубок из-за изменчивости удельного электрического сопротивления в очень широких пределах как самих кимберлитовых трубок, так и вмещающих пород.

В последнее время в связи с появлением высокоточных гравиметров, позволяющих измерять вертикальный градиент силы тяжести, удалось показать, что кимберлитовые трубки достаточно уверенно выделяются в поле вертикального градиента как в Якутской алмазонасной провинции (ЯАП), так и в Архангельской (ААП) [1, 2]. Использование еще одного геофизического метода при анализе магнитных аномалий повышает надежность выявления аномалий трубчатого типа. Но поскольку метод вертикального градиента силы тяжести бо-

лее трудоемкий, то этот метод должен применяться для проверки отдельных магнитных аномалий. На первом этапе необходимо провести тщательный анализ аэромагнитных аномалий, поскольку в геологическом разрезе помимо кимберлитовых трубок имеется много объектов, которые создают магнитные аномалии, похожие на аномалии от кимберлитовых трубок. Такие объекты находятся как в кристаллическом фундаменте, так и в перекрывающей фундамент толще осадочных пород.

Помехи от намагниченных объектов в фундаменте двоякого характера. Первые представляют собой помехи от геологических образований крупных размеров с высокой намагниченностью, создающих интенсивные, сильно градиентные магнитные аномалии, на фоне которых аномалии малой амплитуды трудно обнаружить. В этом случае локальные аномалии на фоне интенсивных аномалий более или менее уверенно выделяются с помощью трансформаций. Установленные с их помощью локальные аномалии имеют ту же геологическую нагрузку и анализируются вместе с остальными локальными аномалиями.

Второй тип помех может быть схож с аномалиями трубчатого типа, и, как показал опыт работ в пределах ААП, такие аномалии создают четвертичные отложения, залегающие в виде сплошного покрова переменной мощности на эродированной поверхности пород верхнего венда и палеозоя, в которых находятся валунно-галечниковые отложения ледникового генезиса. Образования четвертичной системы в средне-, верхнечетвертичном и современном звеньях представлены комплексом ледниковых, морских, озерных, флювиогляциальных и современных аллювиальных отложений. Их литолого-генетические особенности предопределе-

ны рельефом и составом подстилающих пород, неоднократными оледенениями и морскими трансгрессиями, охватившими территорию в различной степени. В широких пределах изменяются мощности четвертичных отложений: от нескольких метров на водоразделах до 200 м и более в палеодолинах древней речной сети. Анализируя магнитные характеристики отложений различного литологического состава, полученные по капаметрии керн заверочных скважин, а также по лабораторным измерениям на образцах, следует отметить тот факт, что 75% всех встреченных повышенных значений магнитной восприимчивости (в 1,5 раза выше среднего, т. е. более $60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) приурочены к первым 30 м разреза. Изменяясь от первых единиц до нескольких сотен единиц (редко), средняя величина магнитной восприимчивости четвертичных осадков колеблется в пределах $40 - 45 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. На рис. 1 представлен типичный стратиграфический разрез с результатами измерений магнитной восприимчивости. Здесь четко прослеживается увеличение магнитной восприимчивости именно четвертичных отложений. Непредсказуемо ведет себя магнитная восприимчивость валунно-галечниковых отложений, которая зависит от вещественного состава валунов и гальки, а также от их процентного содержания в рыхлых отложениях. Намагниченность валунно-галечниковых отложений сопоставима с намагниченностью кимберлитовых трубок, поэтому нередко такие аномалии принимают за аномалии от трубок [5].

После завершения аэромагнитной съемки проводится визуальная отбраковка локальных аэромагнитных аномалий. На рис. 2 представлен фрагмент аэромагнитной карты ΔT , где четко прослеживается линейная магнитная аномалия, связанная с палеодолиной древней реки. Такие аномалии на первом этапе сразу же отбраковываются путем сопоставления магнитной карты с гидрографической сетью. Кроме того, в силу определенных гидрографических ситуаций могут образовываться изометрические углубления, в которых могут скапливаться валунно-галечниковые образования, а также тяжелые минералы, которые, как правило, отмечаются повышенной магнитной восприимчивостью. Таким образом, при сравнении речной сети с магнитной картой отбраковываются не все магнитные аномалии, связанные с палеоруслулами.

Наилучшим способом первичной отбраковки служит метод обратных вероятностей [5]. Полезным сигналом при использовании метода обратных вероятностей служат локальные аномалии магнитного поля над уже известными кимберлитовыми трубками. Данный метод, как показывает опыт, уже на этом этапе позволяет отбраковать почти 90% магнитных аномалий, которые не связаны с кимберлитовыми трубками.

На втором этапе проводятся наземные магнитные съемки непосредственно по выделенным перспективным аэромагнитным аномалиям методом обратных вероятностей. Однако отбраковка методом вероятностей, как показала практика, не является гарантией стопроцентной надежности. Как известно, в силу эквивалентности приповерхностные образова-

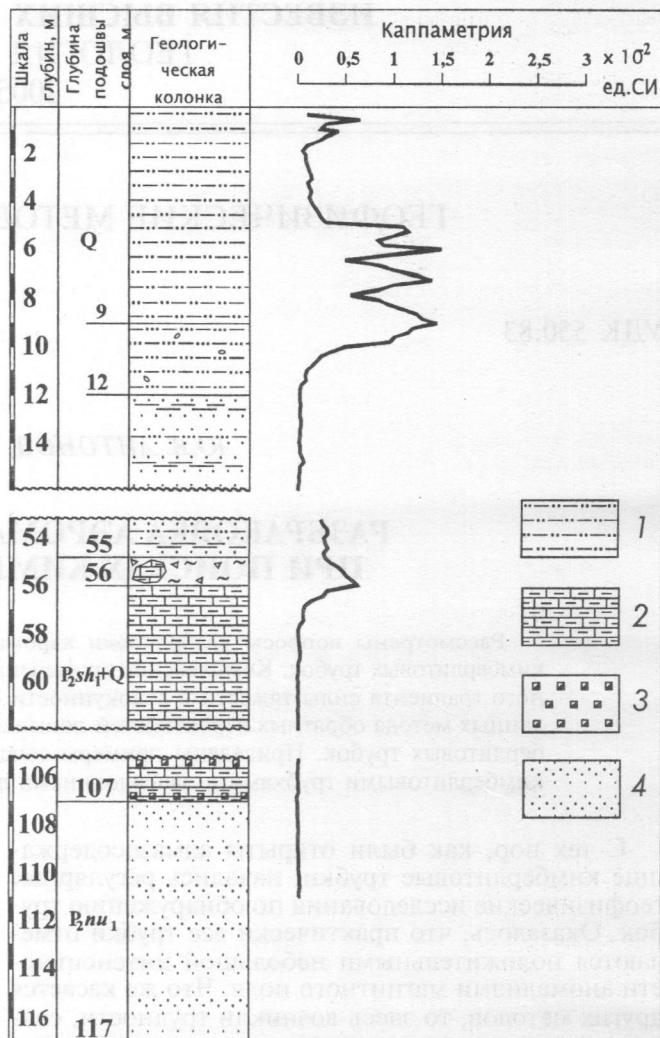


Рис. 1. Распределение магнитной восприимчивости по скважинам: 1 — ледниково-озерные отложения с валунно-галечниковыми скоплениями; 2 — мергели пашийской свиты пермского возраста; 3 — зоны огипсования; 4 — отложения переслаивающихся песков и песчаников

ния могут создать аномалии, очень похожие на аномалии трубочного типа. Поэтому над указанными аномалиями требуется провести измерения вертикального градиента.

Необходимость использования измерений вертикального градиента перед измерениями силы тя-

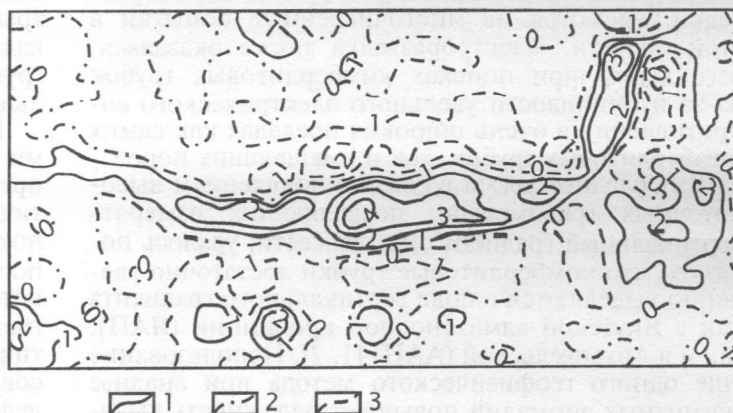


Рис. 2. Типичная линейная аномалия магнитного поля над палеорусллом (в нТл): 1-3 — значения магнитного поля: 1 — положительные; 2 — нулевые; 3 — отрицательные

жести диктуется следующими соображениями. Например, для простоты рассмотрим аномалии Δg и V_{zz} для шара. Амплитуда Δg зависит от плотности и радиуса, т. е. от массы шара, а амплитуда V_{zz} — только от плотности. Так, если увеличивать радиус шара, не меняя плотности, то амплитуда Δg будет расти, а амплитуда V_{zz} остается постоянной и равной $560 \cdot \sigma \cdot 10^{-9} \text{ с}^{-2}$. Итак, вертикальный градиент менее чувствителен к размерам аномальных тел, а амплитуда аномалии определяется в основном избыточной плотностью. В то же время (например, с шаром) амплитуда аномалии Δg будет достаточно большой, если даже избыточная плотность мала, но размеры шара большие. Это обстоятельство нельзя считать недостатком или достоинством Δg и V_{zz} . Например, мелкие локальные тела с большой избыточной плотностью могут находить четкое выражение в аномалии V_{zz} , имея аномалию Δg , по амплитуде сравнимую с погрешностью наблюдений (указанное уже проверено практикой). Но крупные тела с малой избыточной плотностью могут быть обнаружены только по аномалиям Δg . Таким образом, совместное использование Δg и V_{zz} всегда полезно.

Выбор метода вертикального градиента силы тяжести, как основного инструмента исследований, диктовался тем, что градиентометрические измерения уже частично опробовались над кимберлитовыми алмазоносными трубками в ААП и ЯАП [1, 2]. Кроме того, измерение вертикального градиента имеет ряд преимуществ перед съемкой силы тяжести. При съемке градиента измеряется абсолютная величина, поэтому нет необходимости в разбивке опорной сети. Кроме того, снижены требования к высотной привязке в отличие от измерений силы тяжести. Привязка по высоте может быть осуществлена по картам масштаба 1:50 000 и крупнее.

Измерение вертикального градиента проводилось по двум взаимноортогональным профилям, проходящим через эпицентры магнитных аномалий. Шаг съемки 20 м со сгущением в эпицентре аномалии до 10 м. Вертикальный градиент измерялся с помощью гравиметров путем измерения силы тяжести на двух высотах с разницей высот 0,75 м. При измерениях использовались высокоточные гравиметры, погрешность измерений которых $\leq 0,005$ мГал. Реальная погрешность измерений вертикального градиента силы тяжести составляет $(\pm 10-15)$ Е.

Фактически с помощью гравиметра измеряем не сам градиент, а приращение силы тяжести на двух высотах и делим его на разность высот. Отвечают ли полученные таким образом значения вертикального градиента истинным V_{zz} ?

Обычно расстояние $h \approx 0,7-1$ м, поэтому для всех плотностных неоднородностей, залегающих глубже 10–30 м, равенство между измеренными и теоретическими значениями будет выполняться.

В зависимости от поставленных задач точность измерений вертикального градиента определяется необходимой кратностью наблюдений из формулы:

$$\varepsilon_{\alpha} = \frac{\sqrt{2\varepsilon_z}}{\Delta h \sqrt{n}}, \quad (1)$$

где ε_{α} — среднеквадратическая погрешность измерения вертикального градиента силы тяжести; ε_z — среднеквадратическая погрешность единичного измерения силы тяжести; n — количество приращений силы тяжести между верхним и нижним замерами; Δh — расстояние между площадками измерения силы тяжести.

При линейном смещении нуля-пункта обработка ведется путем последовательного вычисления простых приращений:

$$\frac{(a_i + a_{i+2})}{2} - b_{i+1}; \frac{(b_{i+1} + b_{i+3})}{2} - a_{i+2}, \quad (2)$$

где a и b — отсчеты гравиметра соответственно на верхней и нижней площадках подставки; i — общая нумерация для наблюдений как внизу, так и вверху в последовательности, в которой проводились измерения.

Как известно, любые инструментальные наблюдения содержат в себе погрешности наблюдений, чтобы уменьшить влияние погрешностей, лучше проводить предварительное осреднение по трем точкам:

$$(a_{i-2} + a_i + a_{i+2})/3 \text{ и } (b_{i-2} + b_i + b_{i+2})/3. \quad (3)$$

В этом случае наилучшая сходимость получается не только в цикле измерений, но и по контрольным наблюдениям.

Точность наблюдений можно оценить в первом случае по формуле (1). Наблюдения силы тяжести наверху или внизу подставки содержат в себе ошибку ε_z . Тогда при вычислении приращения силы тяжести между повысотными измерениями погрешность увеличится до $\varepsilon_z = \sqrt{2}$. Дальнейшее суммирование приращений силы тяжести по всему циклу измерений позволяет уменьшить ошибку в \sqrt{n} раз.

Если проводить предварительное сглаживание, то в сглаженных значениях случайная погрешность уменьшится в \sqrt{m} раз, а при вычислении разностей составит $\varepsilon_z = \sqrt{2/m}$. Но при сглаживании уменьшится количество приращений на две единицы, если сглаживание ведется по трем точкам. Следовательно, общая погрешность будет оцениваться по формуле:

$$\varepsilon_{\alpha} = \frac{2_z \sqrt{2}}{\sqrt{m(n-2)}}, \quad (4)$$

где m — количество точек в интервале сглаживания.

Количественная интерпретация проводилась при решении обратной задачи гравиметрии на основе эквивалентного подбора [3]. Метод решения как для силы тяжести, так и для ее вертикального градиента абсолютно одинаков, за исключением того, что коэффициенты матрицы при неизвестных плотностях в элементарных ячейках рассчитываются по разным функциям. И еще необходимо отметить, что решение обратной задачи для

вертикального градиента менее устойчиво, чем для силы тяжести, что является вполне логичным, но в тоже время для градиента изменение пределов эквивалентности несколько меньше.

Решение обратной задачи базируется на идеях, отраженных в [6], но с той лишь разницей, что система уравнений составляется для наблюдений на криволинейной поверхности.

С этой целью в нижнем полупространстве выделим предполагаемую область, где сосредоточены аномальные массы, и область аппроксимируем элементарными ячейками (например, квадратами). После этого каждой элементарной ячейке присвоим неизвестную плотность. Притяжение в любой произвольной точке на поверхности, очевидно, будет равно сумме притяжений от всех элементарных ячеек. Притяжение каждой элементарной ячейки можно определить, как притяжение ячейки с единичной плотностью, умноженное на истинную избыточную плотность. Следовательно, для каждой точки наблюдения значение силы тяжести в этой точке можем представить в виде суммы притяжений элементарных ячеек.

В этом случае решается обратная задача, которую удобно ставить в виде системы линейных уравнений:

$$Ax = g, \quad (5)$$

где A — матрица размера $n \times m$; n — количество точек наблюдения; m — количество элементарных ячеек, аппроксимирующих нижнее полупространство; x — искомый вектор плотностей; g — наблюдаемое поле, причем должно выполняться условие $n \geq m$.

Используем метод регуляризации [6]. В качестве начального приближения взят вектор x_0 , который рассчитывали следующим образом. Значение начальной плотности элементарной ячейки с центром в точке x_i по оси OX принималось равным

$$x_0 = [g(x_i) / g(\max)] \sigma, \quad (6)$$

где $g(x_i)$ — значение аномалий силы тяжести в точке x_i ; $g(\max)$ — максимальное значение аномалии силы тяжести на исследуемом профиле; σ — предполагаемая максимальная избыточная плотность аномальных объектов.

Решение ищется в виде среднеквадратичного приближения, что эквивалентно поиску элемента x из условия:

$$\|Ax - g\|^2 = \min. \quad (7)$$

Эта исходная задача неустойчива и некорректна. Поэтому ее заменяем другой, близкой к ней, которая сводится к минимизации сглаживающего параметрического функционала типа [6]:

$$f(x) = \|Ax - g\|^2 + \alpha \|x - x_0\|^2, \quad (8)$$

где x — искомый вектор плотностей; x_0 — начальное приближение; α — параметр регуляризации, который больше нуля и определяется погрешностью наблюдения. С помощью минимизации (8) находим устойчивое среднеквадратичное приближение к исходной линейной системе (5).

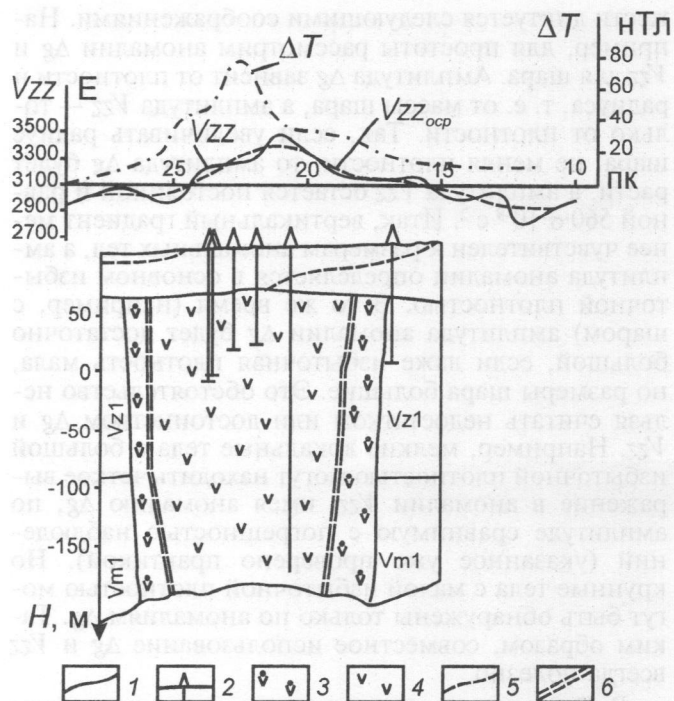


Рис. 3. Распределение магнитного поля и вертикального градиента силы тяжести над кимберлитовой трубкой; отложения венда: Vzl — золотичские слои; Vml — мельские слои; 1 — геологические границы; 2 — скважины; 3 — кимберлитовые туфы и туфобрекчии (первая фаза внедрения); 4 — кимберлитовые автолитовые брекчии (вторая фаза); 5 — предполагаемые границы раздела слоистости в четвертичных отложениях; 6 — предполагаемые границы между первой и второй фазами внедрения

Решение обратной задачи проводилось при различных значениях параметра регуляризации. Затем из всех полученных решений выбиралось одно, которое соответствовало не только критериям решения некорректных задач, но и содержательной геологической ситуации.

Результаты геологической интерпретации измерений вертикального градиента силы тяжести представлены на рис. 3, 4. Для сравнения на этих рисунках даны измерения магнитного поля и вертикального градиента силы тяжести над кимберлитовой трубкой и пелеоруслом реки с результатами геологической интерпретации.

Кимберлитовая трубка (рис. 3) отмечается четкой аномалией вертикального градиента силы тяжести амплитудой более 200 E (погрешность наблюдений 15 E). Магнитная наземная аномалия над трубкой имеет амплитуду около 80 нТл. Максимум магнитной аномалии смещен относительно центра тяжести кимберлитовой трубки, что скорее всего обусловлено неоднородностью вещественного состава трубки. Угол магнитного наклоения для севера практически равен 90°, а трубка имеет вертикальное падение, что подтверждено бурением. Вещественный состав трубки неоднороден, так как трубка образована в несколько фаз внедрения. Локальные изменения вертикального градиента на фоне основной аномалии не совпадают с локальными изменениями магнитного поля и, по-видимому, связаны с плотностными неоднородностями четвертичных отложений, хотя не исключен вариант связи с плотностными неоднородностями трубки.

Магнитная наземная аномалия над палеоруслом обладает несколько вытянутой формой (рис. 4). Кстати, большинство кимберлитовых трубок также эллипсовидной формы, и магнитные аномалии над ними немного вытянуты. Измерения вертикального градиента, показанные на рис. 4, выполнены вкрест простирания магнитной аномалии. На фоне интенсивных значений вертикального градиента отмечается относительное понижение значений градиента порядка 200 Е. Указанное понижение значений вертикального градиента можно объяснить наличием палеодолины, которая выполнена речными отложениями пониженной плотности. Таким образом, отрицательное значение аномалии вертикального градиента указывает на отсутствие кимберлитовой трубки. Непосредственно в эпицентре самой магнитной аномалии отмечаются резкие и очень узкие локальные аномалии вертикального градиента положительного знака. У подобных аномалий явно выражены минимумы по бокам, что свидетельствует о неглубоком залегании нижней кромки аномального объекта. Можно предположить, что такие узколокализованные аномалии вертикального градиента могут вызвать скопления руслового галечника. Кстати, приведенное распределение магнитной восприимчивости на рис. 1 получено именно на такой аномалии после бурения скважины.

На рис. 4 ниже графиков магнитного поля и вертикального градиента приведен геолого-геофизический разрез, полученный на основе решения обратной задачи для вертикального градиента силы

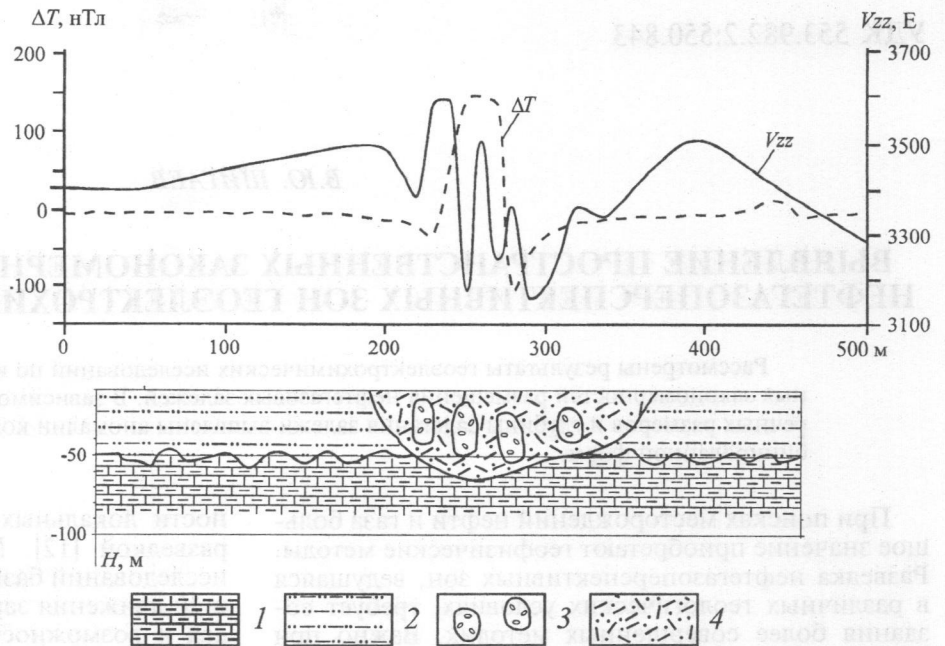


Рис. 4. Распределение магнитного поля и вертикального градиента силы тяжести над речной палеодолиной: 1 — пермские карбонатные отложения; 2 — озерно-ледниковые образования; 3 — валунно-галечниковые скопления; 4 — русловые отложения

тяжести методом эквивалентного подбора [4]. Все максимумы и минимумы изоплотностей, выявленные в результате решения обратной задачи, расположены не глубже 50 м, что соответствует мощности четвертичных отложений. Следовательно, рассматриваемая магнитная аномалия практически однозначно объясняется вещественным составом четвертичных отложений.

Таким образом, предложенная методика обработки аэромагнитных измерений и использование метода вертикального градиента силы тяжести в комплексе с наземной магниторазведкой позволяют с большой долей вероятности решать задачу разбраковки аэромагнитных аномалий, перспективных на обнаружение кимберлитовых трубок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И., Муравина О.М., Слюсарев С.В. Результаты изучения вертикального градиента силы тяжести на Мирненском кимберлитовом поле (Саха-Якутия) // Вестн. ВГУ. Сер. геолог. 1998. № 5. С. 180–185.
2. Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И., Слюсарев С.В. Возможности гравиметрии при поисках кимберлитовых трубок на примере Архангельской алмазодобывающей провинции // Научный вестник Национальной горной академии Украины. 2001. № 4. С. 73–74.
3. Антонов Ю.В., Муравина О.М., Слюсарев С.В. Эквивалентный подбор распределения избыточных масс по аномалиям силы тяжести на криволинейной поверхности // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 11. С. 100–106.
4. Ключников В.И., Слюсарев А.Н. Характер и величина намагниченности четвертичных отложений Зимнеберезного района Архангельской алмазодобывающей провинции // Вестн. ВГУ. Сер. геолог. 2001. № 11. С. 257–261.
5. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М.: Недра, 1986. 342 с.
6. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978. 227 с.
7. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1986. 287 с.

Воронежский государственный университет
 ЗАО «Архангельские алмазы»
 Рецензент — А.А. Никитин