

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ

УДК 550.831.3

*Ю.В. АНТОНОВ, К.Ю. СИЛКИН, К.С. ЧЕРНИКОВ*

**ПРИРОДА АНОМАЛИЙ ВЕРТИКАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ  
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА**

При проведении съемки вертикального градиента силы тяжести в юго-восточной части Воронежского кристаллического массива обнаружены линейные отрицательные аномалии градиента. К ним приурочены месторождения и рудопроявления сульфидов никеля. Предполагается, что источниками линейных отрицательных аномалий градиента могут служить разуплотненные разломные зоны, уходящие корнями в мантию, а также собственные колебания Земли.

Нами рассмотрены результаты интерпретации съемок силы тяжести и ее вертикального градиента в юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Названная территория к настоящему времени покрыта наблюдениями вертикального градиента силы тяжести масштаба 1 : 1 000 000 (рис. 1). Карта локальных аномалий силы тяжести (рис. 2) выполнена в том же масштабе с использованием карт масштабов 1 : 50 000 и 1 : 200 000. Поскольку карты силы тяжести и вертикального градиента относятся к мелкомасштабным, то выводы касаются только регионального строения изученной площади.

В практике гравиметрических исследований бытует мнение, что аномалии градиентов силы тяжести отражают влияние в основном верхней части геологического разреза [15]. Этому, видимо, способствовало то, что вариометрические измерения, начиная со времен создания вариометра Этвешем, проводились только в сугубо практических целях на локальных объектах, потому что из-за слабой производительности вариометров в отличие от гравиметров производные не могли измеряться на обширных территориях. Кроме того, поскольку градиенты силы тяжести — функция плотности, а сила тяжести — функция массы, считалось, что на больших глубинах не может быть значительных перепадов плотности, поэтому вариометрия мало пригодна для изучения больших глубин. Но в результате первых региональных измерений [1—8] установлены региональные аномалии вертикального градиента, а на больших глубинах отмечается значительная дифференциация избыточных плотностей. Следовательно, вариометрию можно исполь-

зовать для изучения глубинного строения земной коры.

Геологическая эффективность вариометрических наблюдений при изучении глубинного строения земной коры сравнима с таковой при использовании аномалий силы тяжести. Причем геологическая эффективность резко возрастает при совместном измерении силы тяжести и ее вертикального градиента. Авторы развили также идеи исследований по вертикальному градиенту силы тяжести [1, 2] при практическом использовании для глубинного изучения земной коры.

Воронежский массив представляет собой погребенный выступ архейских и протерозойских сложнослоистых метаморфизованных и магматических пород, образующих фундамент антеклизы. С поверхности ВКМ перекрыт платформенным чехлом палеозойских и более молодых отложений, мощность которых изменяется в сводовой части от 0 до 200—300 м, а на крыльях от 300 до 800 м и более. В связи с этим изучение его структурно-петрологических особенностей базируется на геофизических данных. Важное место в комплексе геофизических методов занимают гравиметрические измерения силы тяжести и ее вертикального градиента, которые проведены на всей территории региона.

Анализ карты вертикального градиента силы тяжести (рис. 1) показал, что его значения варьируют в очень широких пределах — от 2824 до 3439Е. Опираясь на известные в гравиметрии предельные формулы оценки избыточной плотности аномальных объектов, следует отметить, что этому диапазону изменения градиента должно отвечать изменение плотности в геологическом разрезе в преде-

лах  $\pm 0,5$  г/см<sup>3</sup>. Подобные избыточные плотности на территории ВКМ в верхней части кристаллического фундамента наблюдаются только над железистыми кварцитами, частично над ультраосновными массивами, а также над карстовыми участками в зонах развития карбонатных отложений. Плановое положение железистых кварцитов и ультрабазитов по магнитным аномалиям определяется достаточно точно, поэтому положительные аномалии вертикального градиента идентифицируются однозначно. Но подобные интенсивные аномалии вертикального градиента зафиксированы и вне зон развития пород железисто-кремнистой формации.

По результатам количественной интерпретации вертикального градиента установлено, что источники таких аномалий находятся на глубинах 15–25 км. Следовательно, на указанных глубинах избыточные плотности изменяются в тех же пределах, что и на поверхности кристаллического фундамента. Правда, на поверхности фундамента избыточные плотности измерены экспериментально, а вот о плотностях на глубинах 15–25 км можем высказывать только предположения. Тем не менее сходная ситуация отмечалась и в других регионах [9]. Допущено, что разуплотнения в земной коре образуются за счет выноса вещества при магматических процессах [9].

Анализ карты локальных аномалий силы тяжести (рис. 2) показал, что по интенсивности поля силы тяжести на рассматриваемой территории отчетливо выделяется зона положительных значений, пересекающая Хоперский мегаблок ВКМ. Зона имеет северо-западное простираение и интенсивность аномалий до 25 мГал. Такое направление свойственно протерозойским структурам на всей территории ВКМ. На первичной карте это направление в юго-восточной части ВКМ проявляется достаточно слабо. Зону уместно связать с протерозойской эпохой складчатости. В зоне выявлено несколько локальных максимумов, имеющих четкое меридиональное простираение. В юго-западной части рис. 2 отмечается аналогичная зона положительных аномалий, которая простирается далеко на северо-запад по территории КМА.

Карта вертикального градиента силы тяжести по морфологии существенно отличается от карты силы тяжести, что не удивительно. Как показано в [3], измеренные и вычисленные значения производных существенно отличаются. Прежде всего отсутствует доминирующее северо-западное простираение изолиний аномалий. На карте выделяются положительные аномалии вертикального градиента

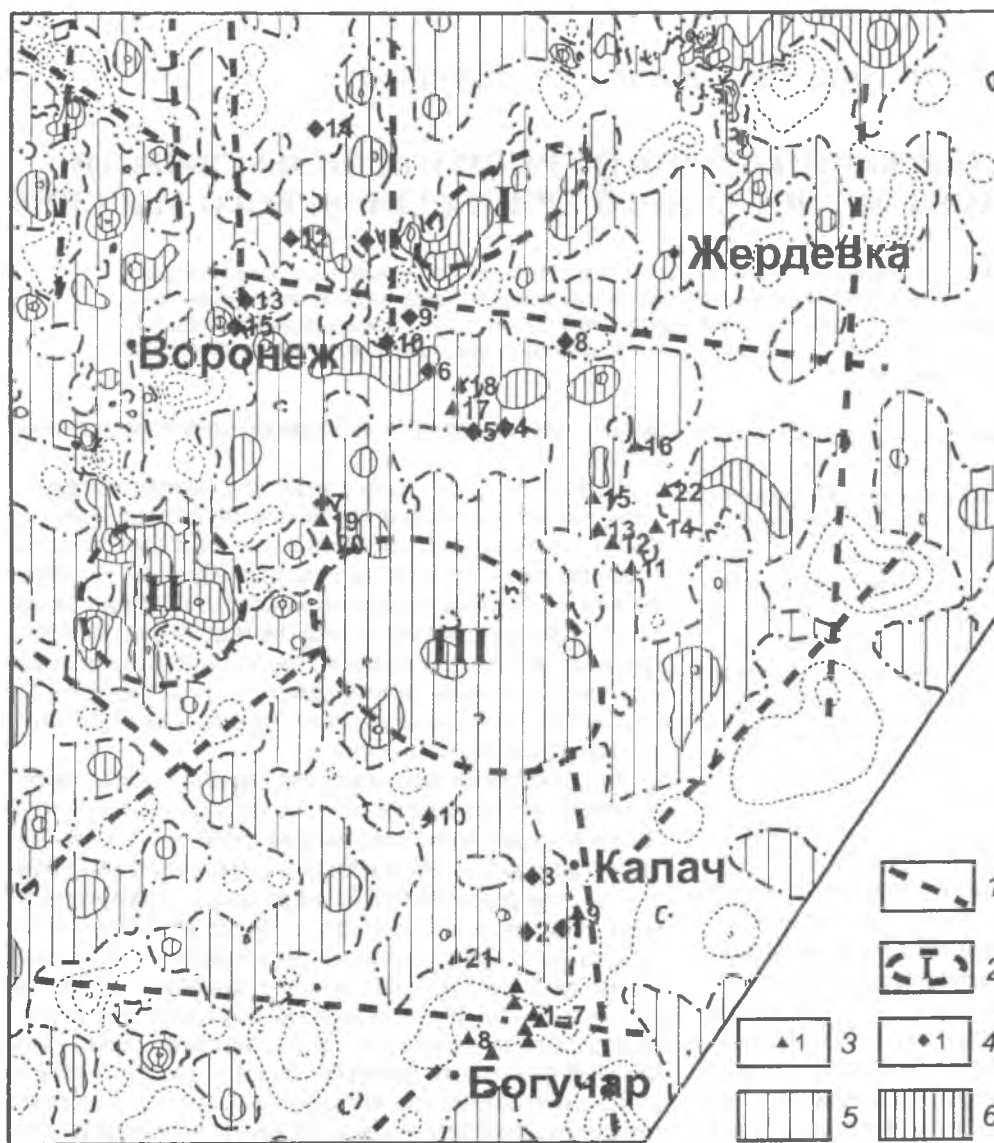


Рис. 1. Карта вертикального градиента силы тяжести юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (положительные значения даны сплошной изолинией, отрицательные – пунктирной): 1 – линейные зоны пониженных значений вертикального градиента силы тяжести; 2 – изометричные зоны повышенных значений вертикального градиента (предполагаемые рестины): I – Токаревский; II – Лискинский; III – Таловский; 3 – месторождения и рудопроявления никеля: 1 – Подколodновское; 2 – Бычковское; 3 – Мартовское; 4 – Михайловское; 5 – Северо-Бычковское; 6 – Пионерское; 7 – Юбилейное; 8 – Артюховское; 9 – Ширяевское; 10 – Петровское; 11 – Елкинское; 12 – Шишовское; 13 – Абрамовское; 14 – Елань-Коленовское; 15 – Вязовское; 16 – Листопадское; 17 – Садовское; 18 – Восточно-Садовское; 19 – Песковатское; 20 – Астатовское; 21 – Нижне-Мамонское; 22 – Новотроицкое; 4 – повышенные концентрации (геохимические аномалии) радиоактивных и редкоземельных элементов; 5 – значения градиента  $> 50$  Е; 6 – значения градиента  $> 100$  Е

изометричной формы. Одна из таких положительных аномалий градиента ранее уже анализировались в [10]. Например, Лискинской положительной аномалии градиента (рис. 1, II) соответствует отрицательная локальная аномалия силы тяжести. В срезе кристаллического фундамента этой аномалии отвечает Лискинский гранитный массив. Интенсивность аномалии силы тяжести невелика ( $< 10$  мГал), хотя мощность массива составляет 6–8 км. Если аномалия градиента положительна, то под гранитами необходимо расположить массы повышенной плотности. Поскольку гранитный массив имеет горизонтальное залегание (размеры по горизонтали намного превышают размеры по вертикали), то массив создает аномалию градиента, практически равную нулю. В итоге измеренные значения градиента соответствуют расположенным ниже гранитов, по-видимому, реститам [10]. Таловская аномалия градиента (рис. 1, III) в отличие от Лискинской совпадает с положительной аномалией силы тяжести, а Токаревской аномалии (рис. 1, I) соответствует знакопеременное поле силы тяжести.

Меньше распространены отрицательные аномалии, которые четко выражены линейно. Преобладают линейные аномалии северо-восточного и северо-западного простираний, что связывают соответственно с архейской и протерозойской фазами складчатости [13]. В поле вертикального градиента намечается еще ряд линейных отрицательных аномалий, которые можно отождествить с геологическими структурами. Аномалии ориентированы меридионально и по ширине более узкие, чем аномалии северо-западного и северо-восточного простираний. Такие аномалии распространены преимущественно в восточной части ВКМ, наиболее отчетливо наблюдаются в районе городов Липецка и Новохоперска. В этой зоне по данным бурения довольно широко развиты пластовые лавы девонских базальтов, поэтому подобные зоны, вероятно, связаны с палеозойской активизацией. Кроме того, хотелось бы отметить особенность расположения отрицательных зон в районе г. Липецка: они параллельны одна другой и сближены. Это напоминает ситуацию с гравимагнитными аномалиями островных дуг.

Практически на всей площади съемки выделяется зона отрицательных значений вертикального градиента широтного простирания (широта г. Воронежа), совпадающая с региональным Гомельско-Сара-

товским разломом фанерозойской активизации. Такое совпадение еще один аргумент в пользу того, что зоны отрицательных значений надо отождествлять с зонами выноса материала с глубин на поверхность. Действительно, в этой зоне по данным бурения довольно широко развиты пластовые лавы девонских базальтов. Широтный разлом в силу этого факта относят к девонской активизации [13]. Попутно заметим, что в наблюдаемом поле силы тяжести этот разлом также находит свое отражение.

Таким образом, можно считать, что линейные отрицательные аномалии градиента связаны с разуплотнением за счет выноса масс на поверхность при магматических процессах как на ранних, так и современном этапах развития Земли. Вынесенные

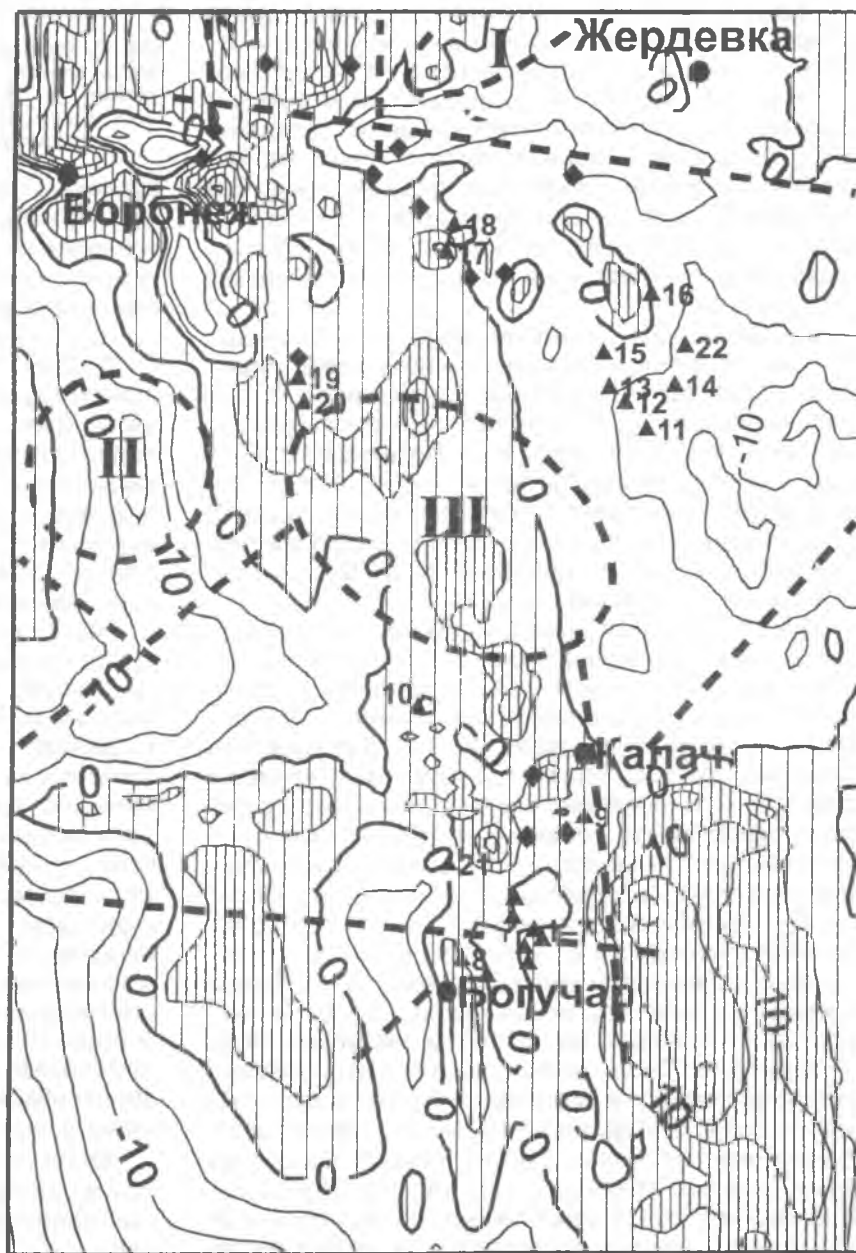


Рис. 2. Карта локальных аномалий силы тяжести юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (сечение изоаномал силы тяжести равно 5 мГал), усл. обознач. см. рис. 1

массы из недр Земли в областях развития вулканической деятельности образуют многокилометровые по высоте горные системы. В 1783 г. в Исландии из трещины Лаки длиной около 30 км излилось более  $10 \text{ км}^3$  базальтов, покрывших площадь около  $500 \text{ км}^2$ . При катастрофическом извержении андезитового вулкана Кракатау (Индонезия) в 1883 г. в атмосферу было выброшено около  $18 \text{ км}^3$  твердых частиц. Все вулканы Курило-Камчатской островодужной системы извергают в среднем  $0,09 \text{ км}^3/\text{год}$  или  $43,5 \text{ км}^3$  на 1 км длины дуги в 1 млн. лет [14]. Вещество, вынесенное с ближайших глубин, не могло быть перемещено за сотни километров от вулканов. Несомненно, на глубине, под вулканической постройкой, должен образовываться дефицит масс, который и создаст отрицательную аномалию.

Кстати, косвенным доказательством этому может служить размещение месторождений и рудопоявлений полезных ископаемых, связанных с зонами магматизма. Обратим внимание на положение месторождений и рудопоявлений медно-никелевых руд на карте вертикального градиента (рис. 1). Все они располагаются в зонах отрицательных аномалий градиента. Подобная картина наблюдается для ореолов рассеяния редкоземельных и радиоактивных элементов: обычно они сосредоточены в зонах пониженных значений градиента (рис. 1).

Однако только выносом масс из мантийных глубин в верхние горизонты земной коры объяснить отрицательные аномалии градиента очень трудно. Например, в [9] приведены ориентировочные данные о возможном разуплотнении. Однако даже такие значения не могут полностью объяснить амплитуду отрицательных аномалий градиента. На наш взгляд, существенную долю в образовании отрицательных аномалий градиента вносят собственные колебания Земли.

Представим зону разуплотнения в виде вертикального пласта с пониженной избыточной плотностью, который начинается практически с поверхности Земли и продолжается до границы Мохоравичича и, возможно, глубже (рис. 3). Для простоты допустим, что такой пласт без внутренних границ и плотностных неоднородностей, которые скорее всего существуют. Тогда максимальная амплитуда аномалии вертикального градиента над таким пластом определяется предельной формулой  $V_{\Sigma} = 419\sigma$ , где  $V_{\Sigma}$  — значения градиента в Е,  $\sigma$  — значение избыточной плотности в  $\text{г}/\text{см}^3$ . Если принять, что избыточная плотность равна  $0,3 \text{ г}/\text{см}^3$ , то амплитуда аномалии градиента не превысит 120 Е. В ряде мест на ВКМ аномалии градиента достигают 200 Е.

Кстати, на факт существования очень больших амплитуд аномалий вертикального градиента отмечен не только авторами [1—7], но и другими исследователями на более ранней стадии измерений вертикального градиента [11, 18, 19]. Например, В.К. Балавадзе [11], никак не мог объяснить значительные отклонения измеренных значений вертикального градиента от нормального значения. Требовалось допустить значительное разуплотнение в осадочном чехле, которого по всем геолого-геофи-

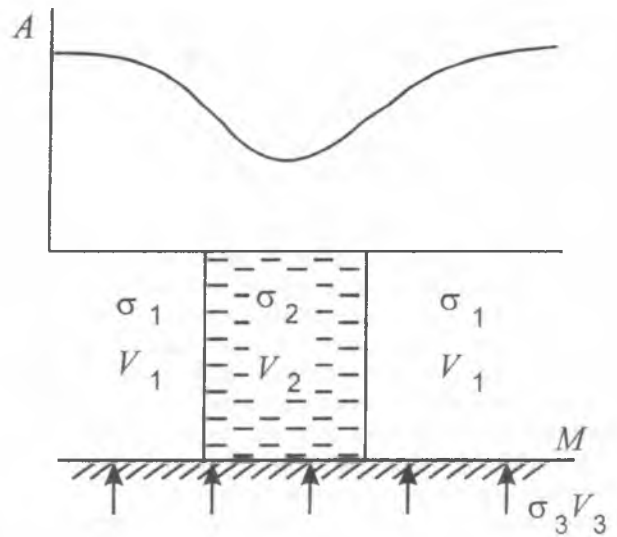


Рис. 3. Модель разуплотнения в земной коре:  $M$  — поверхность Мохоравичича; плотность:  $\rho_1$  — земной коры;  $\rho_2$  — разломной зоны;  $\rho_3$  — мантии;  $\rho_3 > \rho_1 > \rho_2$ , скорости плоской волны:  $V_1$  — в земной коре;  $V_2$  — в разломной зоне;  $V_3$  — в мантии,  $V_3 > V_1 > V_2$ ;  $A$  — амплитуда плоской волны на поверхности Земли

зическим данным не должно быть. В [11] изменения вертикального градиента связываются только с осадочным чехлом и не допускается, что аномалии вертикального градиента можно соотнести с глубинным строением региона.

Необходимо отметить еще один факт. Когда С. Тиссен [19] проводил пробные съемки вертикального градиента, то он установил, что некоторая часть точек наблюдений градиента как бы выпадает из общего характера изменения поля. Причем такие точки имели как положительные, так отрицательные значения. С. Тиссен этот факт подчеркнул особо, но, видимо, из-за трудоемкости измерений вертикального градиента в то время повторных наблюдений не сделал. По крайней мере С. Тиссен в [19] об этом не пишет. Мы также столкнулись с аналогичным явлением при выполнении градиентной съемки на Воронежском массиве. Повторные наблюдения в таких точках не всегда подтверждают измеренные значения. Если высокие значения подтверждались при повторных измерениях, то вокруг точек, которые «выскакивали», производили 3—4 дополнительных наблюдения, чтобы удостовериться в существовании больших аномальных значений градиента. Там, где реально существуют и воспроизводятся контрольными измерениями повышенные значения градиента, обычно точкам наблюдения соответствуют железистые кварциты, основные и ультраосновные интрузии карстовые образования в зонах развития каменноугольных и девонских отложений карбонатов или другие объекты, которые характеризуются аномальными избыточными значениями плотности.

Земля постоянно генерирует собственные колебания, которые усиливаются после землетрясений (колебания впервые были обнаружены после Камчатского землетрясения в 1952 г. [16]). Существует бесконечное число форм собственных колебаний. Различают два их основных типа: сфероидальные и крутильные. Гравиметры в силу специфики реги-

страции фиксируют только сфероидальные колебания, среди которых главенствующую роль играют радиальные колебания, т. е. колебания, при которых частицы перемещаются только вдоль радиуса Земли. Периоды колебаний варьируют от 0 до 5 час.

Допустим, на границу Мохо падает волна собственных колебаний Земли с некоторой амплитудой. В первом приближении ее можно рассматривать как плоскую волну (рис. 3). Собственные колебания Земли, которые регистрирует гравиметр, являются сферическими (включая сюда радиальные). Но принципиально это ничего не меняет. Использование дифракции по Френелю [17] по сравнению с дифракцией по Фраунгоферу [17] лишь усложняет расчеты. Учитывая неопределенность акустических свойств земной коры, использование в оценках плоской волны вполне оправдано. На дневной поверхности над зоной разуплотнения в результате дифракции произойдет уменьшение амплитуды проходящей волны.

Ширина зон разуплотнения составляет несколько десятков километров (чаще 10–30 км). При длине падающей волны 50–100 км, перепаде скоростей до 400 м/с и скачке плотности на границе Мохо до 0,3–0,5 г/см<sup>3</sup> по грубым оценкам уменьшение амплитуды может составить 15–20%. Но такая оценка слишком упрощена. Ведь плоская волна состоит из суммы волн с длиной от 0 до нескольких десятков тысяч километров, поэтому надо искать

некоторую интегральную оценку. Кроме того, акустическая среда реальной зоны разуплотнения неоднородна, в ней может идти перекачка энергии низких частот в высокие и наоборот. Причем, как указано в [12], гравиметр является нелинейной системой, в которой происходит также переход энергии высоких частот в энергию низких.

Таким образом, если принять, что наблюдаемые аномалии вертикального градиента силы тяжести состоят из аномалий, создаваемых перепадом плотностей, и аномалий, возникающих за счет собственных колебаний Земли, тогда значительно легче объяснить наблюдаемые аномалии вертикального градиента. Очевидно, в этом случае не нужно видеть какой-то недостаток метода вертикального градиента. Измеренные значения вертикального градиента вне зависимости от природы их происхождения дают нам ценную геологическую информацию. По нашему мнению, если разделить измеренные значения градиента на соответствующие их генезису части, а это сделать в принципе можно, то получим весьма существенную информацию по активности разломных зон. Кроме того, это даст возможность более полного комплексного анализа грави- и сейсмометрии.

Таким образом, можно констатировать, что региональная съемка вертикального градиента дает весьма существенную дополнительную информацию при изучении глубинного строения земной коры, тектоническом и минерагеническом районировании.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Ю.В. Плотностные неоднородности в земной коре // Геофизика. 2005. № 1. С. 62–68.
2. Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И., Слюсарев С.В. Изостатическое равновесие в верхней части земной коры // Геофизика. 2003. № 6. С. 23–28.
3. Антонов Ю.В. Измеренные и вычисленные значения силы тяжести и ее производных // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 3. С. 53–57.
4. Антонов Ю.В., Слюсарев С.В. Неприливные изменения вертикального градиента силы тяжести // Прикладная геофизика. 1993. В.128. С. 120–126.
5. Антонов Ю.В., Слюсарев С.В., Чирков В.Н. Неприливные вариации вертикального градиента силы тяжести // Геофизика. 1997. № 1. С. 41–45.
6. Антонов Ю.В., Котов В.Н., Слюсарев С.В. Опыт градиентной съемки силы тяжести при поисках сульфидного оруденения на Воронежском массиве // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 5. С. 102–107.
7. Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И., Слюсарев С.В. Новые возможности гравиметрии в изучении геологического строения земной коры // Геофизика. 1999. № 3. С. 47–52.
8. Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И., Слюсарев С.В. Карта вертикального градиента силы тяжести юго-восточной части ВКМ // Вестник Воронежского университета. Сер. геология. 1999. В. 8. С. 162–167.
9. Антонов Ю.В., Зубченко Е.А., Слюсарев С.В. Природа аномалий вертикального градиента силы тяжести над горными сооружениями Южного Тянь-Шаня // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 7. С. 102–106.
10. Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И., Слюсарев С.В. Лискинская аномалия вертикального градиента силы тяжести // Вестник Воронежского университета. Сер. геология. 2001. № 11. С. 204–209.
11. Балавадзе Б.К. К методике определения вертикального градиента силы тяжести // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1955. № 1. С. 45–56.
12. Веселов К.Е. Гравиметрическая съемка. М.: Недра. 1986. 312 с.
13. Крицков И.И. Локальный прогноз сульфидного никелевого оруденения в пределах юго — восточной части ВКМ. Отчет. Фонды Воронежской ГГЭ. Воронеж, 1991. 329 с.
14. Мороз Ю.Ф., Гонтова Я.И. Глубинное строение Южной Камчатки по геофизическим данным // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск Камчатский. 2001. С. 58–74.
15. Справочник геофизика. М.: Недра, 1968. 512 с.
16. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
17. Яворский Б.М., Детлаф А.А. Справочник по физике. М.: Наука, 1964. 847 с.
18. F a i k l e w i s z Z. Gravity Vertical Measurements for the Detection of Small and Antropogenic form // Geophysics. 1976. V. 41. N 5. P. 1016–1030.
19. Thyssen - Bornemisza S., Stalklew W. Observation of the Vertical Gradient of Gravity in the Fild // Geophysics. 1956. V. 21. N 3. P. 771–781.

Воронежский государственный университет  
Рецензент — Ю.И. Блох