

Выводы

Таким образом, для восьми площадей, для которых были подробные описания сейсмических объектов, включая амплитуду, выполнен анализ результатов региональных геофизических работ на нефть и газ с целью изучения возможности прогнозирования по данным гравиразведки возможных сейсмических объектов.

Изучались связи между характеристиками гравиметрических аномалий и параметрами структур и приподнятых участков, выделяемых сейсморазведкой. Изучение связей проводилось как внутри групп (связи $S_g=f(A_g)$, $S_s=f(A_s)$), так и между группами для объектов, достаточно хорошо совпадающих в плане (связи $A_s=f(A_g)$, $S_s=f(S_g)$). Для внутригрупповых связей получены невысокие значения коэффициентов детерминации, менее 0.5.

При межгрупповых сравнениях установлено, что наибольшую достоверность имеет связь, описывающая зависимость площади сейсмического объекта от площади гравитационной аномалии.

Полученные результаты имеют значение как для оценки информативности и прогностической способности современной высокоточной гравиразведки при поисках и разведке сейсмических структур и приподнятых участков, имеющих небольшие площади (до 12 км²) и амплитуды (до 25 м), так и в дальнейшем при автоматическом выделении аномалий по гравиметрическим трансформантам.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бычков С.Г., Неганов В.М., Новоселицкий В.М. Программные принципы региональных геофизических работ, реализуемые на северо-востоке Урало-Поволжья // Приоритетные направления геологоразведочных работ на территории Приволжского и Южного Федеральных округов в 2004-2010 гг.: материалы науч.-практ. регион. конф. / СО ЕАГО. – Саратов, 2003. – С. 89-90.
2. Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике. Справочник геофизика / под ред. В.И. Дмитриева. – 2-е изд., перераб. и доп. – Москва: Недра, 1990. – 498 с.
3. Геник И.В. Прогнозирование результатов региональных гравиметрических работ на нефть и газ с использованием статистических методов // Геофизика. – 2017. – № 5. – С. 38-43.
4. Неганов В.М. Сейсмогеологическая интерпретация геофизических материалов Среднего Приуралья и перспективы дальнейших исследований на нефть и газ. – Пермь: Перм. гос. ун-т, 2010. – 247 с., табл., цв. ил.
5. Проворов В.М., Соснин Н.Е., Неганов В.М. Приоритетные направления дальнейшего освоения природных ресурсов нефти и газа в северных и западных районах Урало-Поволжья на ближайшую и дальнюю перспективу // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2005. – № 3-4. – С. 15-21.

УДК 550.83.016

DOI: 10.7242/echo.2019.1.13

ВЛИЯНИЕ СФЕРИЧНОСТИ ЗЕМЛИ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

А.С. Долгаль

Горный институт УрО РАН, г. Пермь,

Аннотация: Кратко рассмотрена проблема учета сферообразной формы Земли при обработке и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок. На примере материалов крупномасштабной аэромагнитной съемки, выполненной в центральной части Норильского рудного района, показаны нелинейные искажения сигнала, обусловленные криволинейностью земной поверхности. В качестве оценки снизу влияния сферичности предлагается использовать разность радиальной и вертикальной производных гравитационного потенциала. Представлены результаты 2.5D и 3D моделирования погрешностей, связанных с использованием «плоской» модели Земли при решении

прямой задачи гравиразведки для больших территорий. Сделан вывод о целесообразности применения «сферической» модели Земли для повышения достоверности результатов региональных геофизических работ.

Ключевые слова: гравиразведка; аэромагнитная съемка; аномалия; обработка; интерпретация; модель Земли; оценка.

При решении различных практических задач в качестве моделей Земли рассматриваются плоскость, шар, эллипсоид вращения, квазигеоид, геоид. Применение модели «плоской Земли» при обработке данных гравиметрической съемки в нашей стране является требованием действующей «Инструкции...» [8]. Погрешности при вычислении аномалий силы тяжести в редукции Буге, возникающие за счет этого, существенно превышают точность современных гравиметрических съемок и детально рассмотрены, например, в монографии [4].

По сравнению с гравиразведкой, в магниторазведке гораздо слабее проработаны вопросы, касающиеся учета влияния рельефа земной поверхности, сложенного интенсивно намагниченными горными породами, в частности – платобазальтами, образовавшимися при линейных излияниях лавы в периоды тектоно-магматической активации платформ. Характерной особенностью платобазальтов является сложный характер аномального магнитного поля ΔT , обусловленный их высокими магнитными свойствами ($J_{эф} = 3-5$ А/м и более) и резко расчлененным рельефом местности, практически полностью исключаящий «возможность интерпретации аномалий, связанных с более крупными и глубинными объектами» [11].

Моделирование магнитных аномалий-помех «рельефной природы» осуществляется путем решения прямой задачи магниторазведки для цифровой модели местности (ЦММ) при априорно заданной намагниченности верхней части геологического разреза, как правило, зависящей от координат: $J_{эф} = J_{эф}(x, y)$. Полученные таким образом значения магнитного поля являются поправками за влияние рельефа δT_p (топографическими поправками) [1,5]. Физический смысл топографической редукции в гравиразведке и магниторазведке одинаков – приближенное определение аномального эффекта от приповерхностного слоя горных пород с целью его последующего исключения из наблюдаемых значений поля [12]. При вычислении поправок за влияние магнитного рельефа δT_p традиционно используется модель «плоской Земли», геометрические параметры которой характеризует прямоугольная система координат $\sum xyz$, а нижней границей ЦММ является горизонтальная плоскость. Более точным приближением к форме нашей планеты является шар с радиусом $r = 6371$ км – «сферическая» модель Земли.

Рассмотрим использование модели «сферической Земли» при расчете топографических поправок δT_p на примере материалов аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000 (АМС-25) нового поколения, выполненной НФ ВСЕГЕИ в 2012-2013 гг. в центральной части Норильского рудного района на площади 10 000 кв. км. Среднеквадратическая погрешность аэромагнитной съемки для поля с горизонтальным градиентом менее 50 нТл/км составила ± 0.89 нТл при точности определения координат ± 1.55 м. Экспериментально был определен размер области S учитываемого влияния рельефа («палетки»), имеющей форму круга с радиусом $R = 20$ км. Разность высот Δz «плоской» и «сферической» моделей в произвольно выбранной точке с координатами (x, y) в проекции Гаусса-Крюгера определяется по формуле $\Delta z = r - \sqrt{r^2 - x^2 - y^2}$ и на внешней границе области S составляет ~ 31.4 м.

В таблице 1 приведены сведения о поправках δT_p , полученных при различном расположении центров нижних оснований аппроксимирующих дневной рельеф

прямоугольных призм: 1) на уровне $z = 0$ ("плоская" Земля), 2) на поверхности сферического сегмента высотой ~ 31.4 м ("сферическая" Земля); а также характеристики рельефа и магнитного поля площади исследований.

Таблица 1

Статистические характеристики высот рельефа H , аномального магнитного поля ΔT и топографических поправок δT_p центральной части Норильского района

Параметр	Диапазон изменения	Среднее значение	Среднее квадр. отклонение
Высотные отметки рельефа земной поверхности $H, м$	[-21, 1181]	306.6	± 271.9
Аномальное магнитное поле $\Delta T, нТл$	[-1501, 2132]	115.8	± 269.6
Топографические поправки δT_p ("плоская" Земля), нТл	[-873, 1582]	3.0	± 201.0
Топографические поправки δT_p ("сферическая" Земля), нТл	[-1060, 1513]	-4.9	± 195.1
Разность поправок δT_p для двух моделей Земли, нТл	[-252, 251]	2.6	± 29.7

По мнению В.Н. Страхова, переход к «сферической Земле» с использованием соответствующих аналитических соотношений в системе сферических координат $\sum r\varphi\lambda$ следует проводить для территорий, обладающих линейными размерами более 100 км [14]. Однако есть и другие мнения, в частности, приводятся результаты вычислительных экспериментов, свидетельствующие о том, «что для среднемасштабных плотностных моделей небольшой глубины (порядка десятков километров) поправка в значения поля за «сферичность» Земли не превышает 1%» [9].

Ошибочность этого утверждения можно пояснить на простом примере, в котором в качестве источников поля используются два шара диаметром 20 км, обладающие эффективной плотностью 0.2 г/см^3 . Известно, что шары могут быть заменены эквивалентными точечными массами, расположенными под профилем гравиметрических измерений AD длиной 300 км, проходящим по осевому меридиану и включающим в себя 151 точку расчета поля [7]. Рассмотрим три модели:

1) модель № 1 (исходная, система $\sum r\varphi\lambda$): расстояния (дуги) $AB = BC = CD = 100$ км, глубины до центров шаров (по нормали к земной поверхности), $BB^* = CC^* = 20$ км. Как очевидно, линия A^*D^* находится на внутренней эквипотенциальной поверхности (сфере с радиусом 6351 км). Расстояния (дуги) на эквипотенциальной поверхности A^*D^* : $A^*B^* = B^*C^* = C^*D^* \cong 99.686$ км (рис. 1а).

2) модель № 2 (картографическая проекция Гаусса-Крюгера [13], система $\sum xyz$), полученная путем разворачивания в плоскость двух соосных цилиндров с радиусами $R_1 = 6371$ км и $R_2 = 6351$ км. В этом случае почти все линейные размеры этой модели будут полностью совпадать с вышеуказанными значениями для модели №1, исключение составляют субвертикальные линии $BB^* \cong 20.003$ и $CC^* \cong 20.010$ км (рис 1б).

3) модель № 3 (ε -эквивалентная по полю модели №1, система Σxyz), полученная предложенным в работе [9] способом: построением проекции Гаусса-Крюгера для точек A, B, C, D: $AB = BC = CD = 100$ км и последующим опусканием из них перпендикуляров $BB^* = CC^* = 20$ км. Как очевидно, при этом прямые, проходящие через каждую точку и ее образ, не составляют связку прямых, т.е. эта модель не является проекцией модели № 1. При этом не учитываются неизбежно возникающие искажения в геометрических параметрах источников (в данном случае - это местоположение центров шаров): $A^*B^* = B^*C^* = C^*D^* = 100$ км, расстояние B^*C^* возросло на 314 м (рис. 1с).

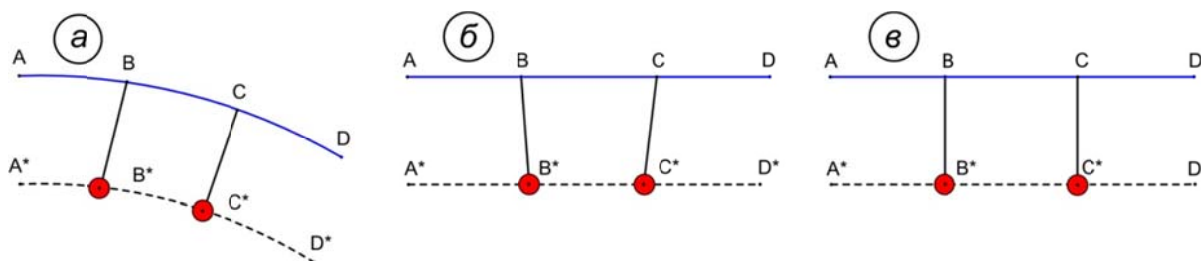


Рис. 1. Схемы размещения источников гравитационного поля:
 а – на сферической Земле, модель № 1;
 на плоской Земле: б – модель № 2, в – модель № 3

Решение прямой задачи гравиразведки для модели № 1 в системе $\Sigma r\phi\lambda$ показывает, что максимальные амплитуды аномалий V_R над центрами шаров достигают 14.08 мГал при ширине на уровне полумаксимума ~ 30 км (рис. 2). Разность Δ между значениями V_R и V_Z для модели № 2 лежит в диапазоне от -0.36 мГал до 0.39 мГал, т.е. составляет более 5% от максимальной амплитуды гравитационных аномалий над центрами источников. Но если взять поле V_Z для модели № 3, то диапазон изменения Δ в этом случае составит $[-0.024, 0.010]$ мГал, т.е. будем иметь практическую эквивалентность по полю $V_R \cong V_Z$ моделей № 1 и № 3.

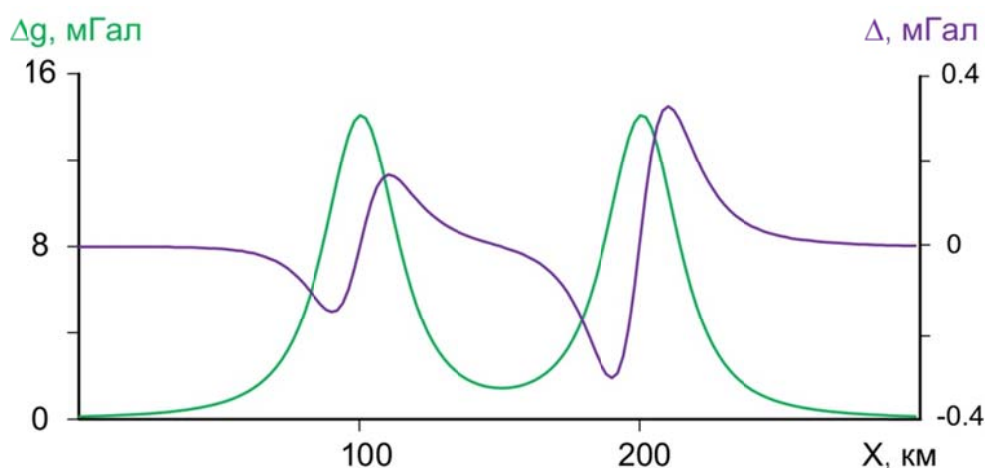


Рис. 2. Гравитационное поле V_R модели №1 (зеленый цвет); разности Δ гравитационных аномалий V_R и V_Z для моделей №1 и №2 (фиолетовый цвет)

В качестве обобщенной характеристики геометрии построенных моделей можно использовать функционал $F_k = \sqrt{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n \rho_{ij}^2 / (mn)}$, где k – номер модели; i – номер шара; j – номер точки расчета поля; ρ – евклидово расстояние между i -м источником и j -й точкой; в данном случае: $1 \leq k \leq 3$, $m = 2$ – количество источников, $n = 151$ – количество точек измерений. Величина F_k представляет собой среднее квадратическое расстояние между точками расчета и центрами аномалиеобразующих объектов для каждой модели: $F_1 = 101.8274$ км, $F_2 = 101.9033$ км, $F_3 = 101.9837$ км. Разность $F_2 - F_1 = 75.9$ м связана с неустранимой погрешностью Δ_1 , обусловленной искажениями, возникающими при замене сферической поверхности Земли плоскостью [13]. Расхождения в геометрических параметрах $F_3 - F_1 = 156.3$ м для моделей № 1 и № 3 примерно в 2 раза выше, т.е. высокая степень близости соответствующих полей обеспечивается за счет деформации геоплотностного разреза: горизонтального сдвига центров аномалиеобразующих масс B^* , C^* в сторону точки D^* на 314 м и 628 м, соответственно. Следовательно, является некорректным отождествлять полученные таким образом малые значения Δ с «поправкой за влияние сферичности Земли» [9].

Искажения гравитационных аномалий Δ , возникающие при решении прямых задач в системе $\sum xyz$ без учета сферообразности Земли, обусловлены воздействием двух факторов: "проекционными" погрешностями Δ_1 , возникающими в процессе построения геоплотностных моделей [13] и различием Δ_2 вертикальной и радиальной компонент силы тяжести [3]: $\Delta = \Delta_1 + \Delta_2$. Оценкой снизу влияния сферичности при гравитационном моделировании можно считать разность Δ_2 полей V_R и V_Z для одной и той же модели [6]. Такую оценку можно выполнять без построения предполагаемого пространственного распределения аномалиеобразующих тел, только на основе трансформации аномалий силы тяжести поля: $V_R \rightarrow V_Z$, реализуемой с помощью истокообразной аппроксимации. В этом случае мы полностью пренебрегаем картографическими искажениями Δ_1 .

Важнейшим условием для получения достоверных численных характеристик параметров Δ , Δ_2 является ограничение размеров территории – 6° по долготе, при котором $\Delta_1 \rightarrow \min$ (максимальные искажения длин не превышают 0.14 %, а площадей – 0.27 %). За пределами 6° сферического двуугольника наблюдается резкий рост Δ_1 , в частности, по оценкам К.Ф. Афонина, в пределах 18° зоны погрешности определения прямоугольных координат точечных объектов достигают 2–3 км [2], что не может не влиять на точность определения соответствующих гравитационных эффектов. Поэтому сопоставление решений прямых задач гравиметрии для эллипсоидальной и плоской моделей Земли для более крупных территорий [10] не имеет смысла. К тому же приведение плоских прямоугольных координат к единому осевому меридиану для площади с поперечным размером 24° делает полученные при расчетах цифровые модели гравитационного поля не сопоставимыми с государственными топографическими и геологическими картами.

Влияние сферичности Земли Δ_2 при замене составляющей V_R на составляющую V_Z охарактеризуем на примере материалов гравиметрической съемки масштаба 1: 200 000 в пределах листа Q-45 (Игарка). Гравитационное поле Δg (фактически V_R)

этой территории изменяется от -26.41 до 74.45 мГал, а величина Δ_2 – от -2.31 до 0.62 мГал, при среднем значении -0.41 мГал и среднеквадратическом отклонении ± 0.55 мГал (рис. 3). Точность определения $\Delta_2 \cong \pm 0.05$ мГал.

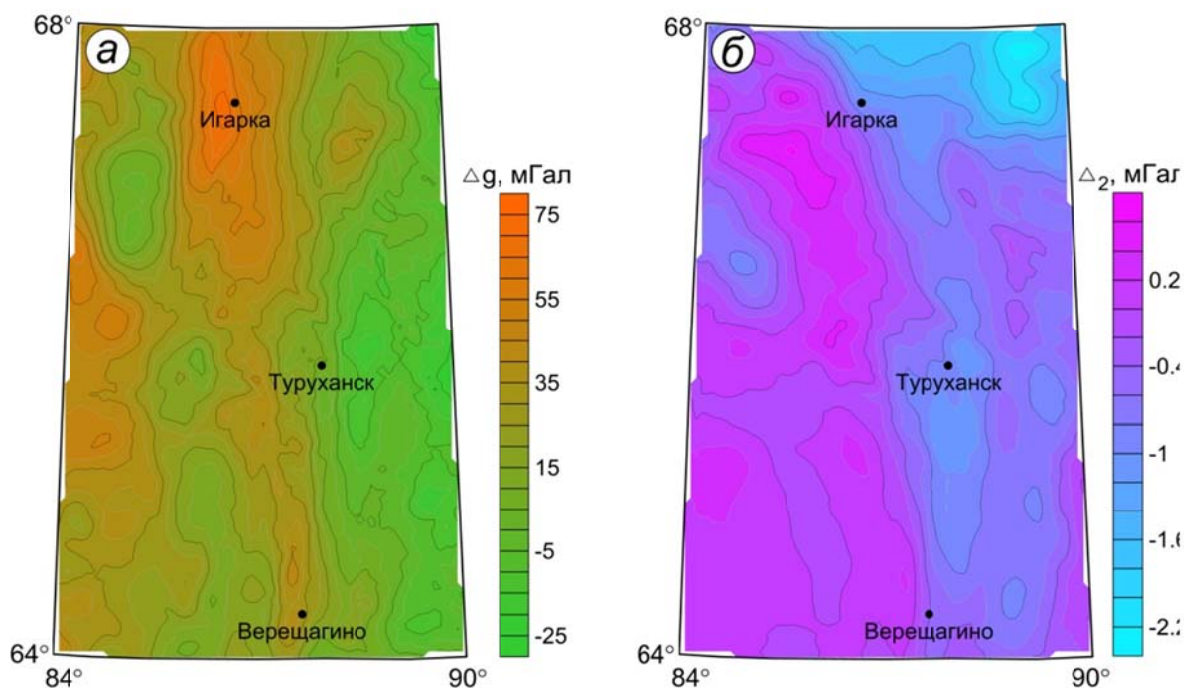


Рис. 3. Карты: *а* – изоаномал силы тяжести Δg (V_R) в редукции Буге; *б* – изолиний разности Δ_2 полей V_R и V_Z . Лист Q-45 (Игарка).

Влияние истинной формы Земли, в первом приближении отождествляемое с параметром Δ , может рассматриваться как своеобразная помеха геологического происхождения, осложняющая процесс обработки и интерпретации данных гравиразведки (магниторазведки). Амплитуда этой помехи в общем случае существенно превышает точность современных гравиметрических и магнитных съемок.

Оценкой снизу Δ_2 влияния сферичности Земли для конкретного профиля или участка является различие радиальной V_R и вертикальной V_Z компонент гравитационного поля, обусловленных одной и той же моделью источников. С применением истокообразной аппроксимации наблюдаемого поля удастся достаточно точно определять эту величину. Полученную таким образом поправку $\Delta_2 = V_R - V_Z$ можно учитывать при выполнении количественной интерпретации материалов гравиметрической съемки с использованием прямоугольных координат $\sum xuz$. Размер площади исследований по долготе при этом не должен превышать 6° . При изучении более крупных территорий целесообразно работать в системе сферических координат $\sum r\phi l$. В дальнейшем аппроксимационный алгоритм расчета Δ_2 может быть усовершенствован на основе представлений о Земле, как о трехосном эллипсоиде.

Представленные результаты приводят к выводу о необходимости использования представлений о «сферической» Земле при разработке компьютерных технологий учета влияния магнитного рельефа местности, базирующихся на решении прямой задачи магниторазведки. Еще одним перспективным направлением исследований является развитие статистических приемов определения топографических

поправок δT_p , в частности – использующих метод EMD (эмпирической модовой декомпозиции) [15]. Применение статистических методов целесообразно при обработке фондовых материалов аэромагнитных съемок, характеризующихся низкой точностью плановой привязки съемочных маршрутов и отсутствием данных о фактических высотах полетов. При выполнении региональных аэрогеофизических съемок «сферическая» модель Земли может повысить достоверность результатов количественной интерпретации полученных материалов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 19-05-00654 А).

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Автеньев Г.К., Ерофеев Л.Я., Сысоев А.Т. Аналитическая связь между магнитными аномалиями и формой рельефа местности // Известия Томского политехнического института. – 1976. – Т. 260: Геология. – С. 63-67.
2. Афонин К.Ф. О выборе размеров зон в проекции Гаусса-Крюгера // ГЕО-СИБИРЬ-2009. – Новосибирск: СГГА, 2009. – Т. 1, Ч. 1. – С. 155-158.
3. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий [Электронный ресурс]: учеб. пособие. – 2009. – 232 с. – Режим доступа: www.sigma3d.com.
4. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Симанов А.А. Вычисление аномалий силы тяжести при высокоточных гравиметрических съемках / ГИ УрО РАН. – Пермь: УрО РАН, 2015. – 142 с.
5. Долгаль А.С. Магниторазведка: компьютерные технологии учета влияния рельефа местности: учеб. пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2014. – 92 с.
6. Долгаль А.С., Бычков С.Г., Костицын В.И., Симанов А.А., Хохлова В.В. Моделирование гравитационных эффектов, обусловленных влиянием сферичности Земли // Геофизика. – 2018. – № 5. – С. 50-56.
7. Долгаль А.С., Бычков С.Г. Оценка различий аномалий силы тяжести для плоской и сферической моделей Земли // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей: материалы конф. / Ин-т геофизики УрО РАН [и др.]. – Екатеринбург, 2017. – С. 169-173. – (Девятые науч. чтения памяти Ю.П. Булашевича).
8. Инструкция по гравиразведке. – Москва: Недра, 1980. – 83 с.
9. Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Черноскутов А.И. О проблеме построения среднemasштабных плотностных моделей для сфероидальной Земли // Уральский геофизический вестник. – 2017. – № 1 (29). – С. 73-97.
10. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д., Черноскутов А.И. О решении прямой задачи гравиметрии в криволинейных и декартовых координатах: эллипсоид Красовского и “плоская” модель // Физика Земли. – 2018. – № 4. – С. 31-39.
11. Методические рекомендации по средне- и крупномасштабной магнитной картографии. – Л.: НПО «Рудгеофизика». 1990. – 84 с.: ил.
12. Ремпель Г.Г. Актуальные вопросы методики введения поправок, связанных с рельефом местности в данные гравиразведки и магниторазведки // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1980. – № 12. – С. 75-89.
13. Серапинас Б.Б. Математическая картография: Учебник для вузов. – М.: Академкнига, 2005. – 336 с.
14. Страхов В.Н. Разрушение господствующего стереотипа мышления – главнейшая задача в развитии теории и практики интерпретации потенциальных полей (гравитационных и магнитных аномалий) в начале XXI века. – М.: ОИФЗ РАН, 2000. – 44 с.
15. Dolgal A.S., Muravina O.M., Hristenko L.A. The reduction of the magnetic field within development areas of the plateaubasalts [Электронный ресурс] // Theoretical and Applied Aspects, Geoinformatics 2017: 16th EAGO International Conference on Geoinformatics. – Kiev, 2017. – Код 129036. – CD.