

вычисляли в секундах максимальные амплитуды колебаний изоб. разжений по формуле

$$\sigma_{\text{max}} = 234 \frac{P}{T} \left(\frac{L}{h_g} \right)^{1/2} D^{-1/6} \gamma, \quad (4)$$

где P — атмосферное давление, мм рт. ст. ($P=760$ мм рт. ст.); T — температура воздуха, К ($T=293, 16$ К); L — длина визирного луча, м ($L=30, 40, 50, 60$ м); h_g — эквивалентные высоты визирного луча (из табл. 2); D — диаметр объектива, см ($D=6$ см); γ — температурный градиент ($\gamma=1$).

Принимая во внимание полуразности максимальных амплитуд при различных длинах визирного луча на задние и передние рейки, по (1) — (3) вычисляли на модели поправки за рефракцию в миллиметрах. Значения поправок приведены в табл. 2.

Из табл. 1 и 2 видно, что закономерность изменения поправок, вычисленных по (1) и (2) соответственно для модели и для экспериментальных данных, одинакова. При длинах лучей от 30 до 50 м все формулы дают близкие по величине результаты. Однако для длин плечей $L > 50$ м возможно существенное различие поправок, вычисленных по (1).

Таким образом, упрощенную для вычислений формулу учета вертикальной рефракции (1) можно применять при длинах плечей до 50 м. При длине визирного луча более 50 м следует применять формулу с учетом эквивалентных высот (2).

1. Джуман Б. М., Павлов П. В., Сташисин И. И. Метод определения инверсной рефракции. — Геодезия, картография и аэрофотогеодезия, 1979, вып. 30, с. 66—69. 2. Джуман Б. М. Зависимость амплитуды колебаний изображений от высоты визирного луча. — Геодезия, картография и аэрофотогеодезия, 1983, вып. 38, с. 16—21. 3. Павлов П. В. Проблемы высокоточного инверсионирования. — Львов: Вища шк. Изд-во при Львов. ун-те, 1980. — 124 с.

Статья поступила в редакцию 04. 01. 85

УДК 527.2:528.27

Э. М. ЕВСЕЕВА, А. Д. БАКЛАШКО

О СТАТИСТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ С РЕЛЬЕФОМ В ГОРНЫХ ОБЛАСТЯХ

Корреляция аномалий силы тяжести с рельефом заметна при простом рассмотрении карт гравитационного поля и топографических. Статистически значимые коэффициенты корреляции между аномалиями силы тяжести в свободном воздухе $\Delta g_{\text{св.в.}}$ и высотами рельефа h позволяют выражать зависимость $\Delta g_{\text{св.в.}}$ и h в виде линейной регрессии

$$\Delta g_{\text{св.в.}} = a + bh. \quad (1)$$

Первые исследователи зависимости (1) пришли к выводу о том, что параметры a и b имеют реальный физический смысл, который очевиден, если сравнить (1) с выражением аномалии Буге Δg_B [1]:

$$\Delta g = \Delta g_{\text{св.в.}} - 2\pi f b h. \quad (2)$$

Коэффициент регрессии b представляет собой коэффициент редукции Буге $2\pi f b$, который при средней плотности пород, образующих рельеф, $2,67 \text{ г/см}^3$ равен $0,111 \times 10^{-5} \text{ с}^{-2}$, а для моря — $0,068 \times 10^{-5} \text{ с}^{-2}$; a — аномалия Буге. Чаше параметр a интерпретируют как среднюю в исследуемой области аномалию в неполюсной топографической редукции, ибо, как правило, при вычислении аномалий $\Delta g_{\text{св.в.}}$ в горных районах в них вводится поправка за рельеф.

Многочисленные исследования зависимости (1) в разных районах земного шара показали, что параметр b изменяется в довольно широких пределах в зависимости от имеющейся исходной информации и способа ее представления. Причины вариации b объясняют следующим: 1) слишком обширной областью исследований и недостаточным количеством исходной информации по всему диапазону высот этой области [2]; 2) осуществлением изостатической компенсации топографических масс исследуемого района [4] либо несоответствием ее принятой гипотезе (локальная, а не региональная компенсация [2]); 3) изменением глубины изостатической компенсации в глобальном масштабе [8]; 4) статистическим, а не функциональным характером связи аномалий $\Delta g_{\text{св.в.}}$ с высотами h , что объясняется «мешающим» влиянием геологических факторов — локальных и региональных плотностей неоднородностей в земной коре [5]. Что касается параметра a , то он медленно меняется в пределах небольшой области и зависит от средней высоты H в некоторой окрестности точки [2, 6]. В работах [2, 6, 7] отмечается, что при достаточно равномерном плотностном исходной информации и небольшой области исследования величины параметров a и b полностью соответствуют вышесказанному смыслу.

Последние исследования [3, 5, 8—10], в которых использованы более обширные данные, показали, что параметр b не всегда равен $0,111 \times 10^{-5} \text{ с}^{-2}$. Во всяком случае в большинстве горных областей при разном представлении исходной информации (точечные данные, осредненные по площадкам разного размера: $1 \times 1^\circ$, $2 \times 2^\circ$, $5 \times 5^\circ$) коэффициент b чаще всего близок к значению $0,07 \times 10^{-5} \text{ с}^{-2}$.

Учитывая вышесказанное, авторы статьи исследовали зависимость (1) в трех горных областях (Западных Альпах, Восточном и Западных Карпатах), используя при этом различным образом данную информацию.

Исходные данные на территории Западных Альп представлены точечными значениями $\Delta g_{\text{св.в.}}$ и h достаточно равномерно по всему диапазону высот. На область Западных Карпат также имелась точечная информация, но с меньшей плотностью пунктов на разных

высотах. Восточные Карпаты представляются усредненными значениями $\Delta g_{ср.в.}$ и h по площадкам $5 \times 7,5'$.

Сначала вычисляли коэффициенты корреляции для всех трех областей с учетом всей имеющейся информации. Коэффициенты $k_1 = 0,63$ (Западные Альпы), $k_2 = 0,56$ (Западные Карпаты), $k_3 = 0,58$ (Восточные Карпаты) и их значимость по критерию Романовского позволяют установить корреляционную зависимость между $\Delta g_{ср.в.}$ и h во всех трех областях и составить соответствующее уравнение регрессии (1).

Затем исходную информацию усредняли по площадкам $10 \times 15'$, $20 \times 30'$, $1 \times 1^\circ$ и для каждого вида усреднения также составляли уравнения (1) (табл. 1).

Таблица 1

Результаты корреляционного анализа между $\Delta g_{ср.в.}$ и h для различных усреднений

Размер площадок	Уравнения регрессии $a, м \cdot с^{-2}; b, с^{-2}$
Западные Альпы	
$10 \times 15'$	$\Delta g = (-71 + 0,06h) \times 10^{-5}$
$20 \times 30'$	$\Delta g = (-57 + 0,06h) \times 10^{-5}$
$1 \times 1^\circ$	$\Delta g = (-49 + 0,04h) \times 10^{-5}$
Весь массив ($h = 900$)	$\Delta g = (-81 + 0,07h) \times 10^{-5}$
Западные Карпаты	
$10 \times 15'$	$\Delta g = (16 + 0,05h) \times 10^{-5}$
$20 \times 30'$	$\Delta g = (21 + 0,03h) \times 10^{-5}$
$1 \times 1^\circ$	$\Delta g = (22 + 0,03h) \times 10^{-5}$
Весь массив ($h = 298$)	$\Delta g = (15 + 0,05h) \times 10^{-5}$
Восточные Карпаты	
$10 \times 15'$	$\Delta g = (-34 + 0,07h) \times 10^{-5}$
$20 \times 30'$	$\Delta g = (-28 + 0,06h) \times 10^{-5}$
$1 \times 1^\circ$	$\Delta g = (-29 + 0,06h) \times 10^{-5}$
Весь массив ($h = 906$)	$\Delta g = (-29 + 0,06h) \times 10^{-5}$

Далее выполняли ранжирование высот через 100 м на территориях Восточных и Западных Карпат и через 500 м — на территории Западных Альп. В каждом диапазоне высот определяли средние значения $\Delta g_{ср.в.}$ и h , по которым составляли уравнения вида (1), и по методу наименьших квадратов отыскивали значения a и b . Для соблюдения условия равномерной плотности пунктов по всему диапазону высот выполненное ранжирование усреднялось до одинакового количества данных в каждом интервале высот и также определялись a и b . Результаты этих вычислений приведены в табл. 2.

И, наконец, исследование зависимости (1) выполняли с учетом тектонического районирования регионов. Для этого по имеющейся

Таблица 2
Результаты корреляционного анализа между $\Delta g_{ср.в.}$ и h для ранжированных данных

Область	Уравнения регрессии $a, м \cdot с^{-2}; b, с^{-2}$	
	Простое ранжирование	Учетное ранжирование
Западные Альпы	$\Delta g = (-84 + 0,08h) \times 10^{-5}$;	$\Delta g = (-72 + 0,08h) \times 10^{-5}$
Западные Карпаты	$\Delta g = (2 + 0,08h) \times 10^{-5}$;	$\Delta g = (19 + 0,05h) \times 10^{-5}$
Восточные Карпаты	$\Delta g = (-25 + 0,06h) \times 10^{-5}$;	$\Delta g = (-36 + 0,07h) \times 10^{-5}$

геологогеофизической информации в каждом регионе выделяли основные геоструктуры и для каждой из них вычисляли a и b (табл. 3).

Таблица 3

Результаты корреляционного анализа между $\Delta g_{ср.в.}$ и h для основных геоструктур регионов

Геоструктурные единицы	Уравнения регрессии $a, м \cdot с^{-2}; b, с^{-2}$
Альпы	
Складчатая область	$\Delta g = (-72 + 0,08h) \times 10^{-5}$
Западные Карпаты	
Чешский массив	$\Delta g = (10 + 0,11h) \times 10^{-5}$
Складчатая область	$\Delta g = (-1 + 0,07h) \times 10^{-5}$
Паннонский массив	$\Delta g = (-8 + 0,07h) \times 10^{-5}$
Восточные Карпаты	
Сибовая зона	$\Delta g = (-50 + 0,07h) \times 10^{-5}$
Кросненская зона	$\Delta g = (-30 + 0,02h) \times 10^{-5}$
Паркулецкий массив	$\Delta g = (-12 + 0,06h) \times 10^{-5}$

Анализируя результаты табл. 1, можно заключить, что коэффициент b в среднем близок к значению $0,06 \times 10^{-5} с^{-2}$. Исключение составляют Западные Карпаты, где он существенно ниже. Это обстоятельство можно объяснить слишком редкой сетью исходных данных по сравнению с двумя другими регионами. Максимальная степень усреднения ($1 \times 1^\circ$) существенно не меняет средние значения коэффициента b . Параметр a испытывает незначительные изменения в пределах каждого региона.

Ранжирование данных (табл. 2) несколько повысило значение коэффициента b ($0,07 \times 10^{-5} с^{-2}$ в среднем), но и увеличило значение параметра a .

Коэффициенты регрессии в уравнениях, полученных для геологических структур изучаемых областей, также остались в пределах $0,07 \times 10^{-5} с^{-2}$. Исключение составляют Кросненская зона

Восточных Карпат, где $b = 0,02 \times 10^{-5} \text{ с}^{-2}$ и Чешский массив Западных Карпат ($b = 0,11 \times 10^{-5} \text{ с}^{-2}$). Первое значение b можно объяснить близостью указанной зоны к изостатическому равновесию: средняя изостатическая аномалия Δg_i здесь около $+10 \times 10^{-5} \text{ м с}^{-2}$, второе, наоборот, существенным отклонением Чешского массива от изостатического равновесия $\Delta g_i = +62 \times 10^{-5} \text{ м с}^{-2}$. Отличные средние значения коэффициента b от общепринятого ($b = 2\pi/b$) в исследуемых областях можно объяснить: статистическим, а не функциональным характером связи $\Delta g_{\text{ср.л.}}$ и h , как отмечено в работе [5]; использованием в наших исследованиях усредненных данных, что не дает четкой зависимости между $\Delta g_{\text{ср.л.}}$ и h ; близостью к изостатическому равновесию видного рельефа исследуемых регионов (имеющиеся здесь нарушения связаны с плотностными неоднородностями в коре, не учитываемыми изостатическими схемами).

1. Грушинский Н. П. Теория фигуры Земли. — М.: Недра, 1976. — 512 с.
2. Евсеев С. В. О связи гравитационных аномалий с высотами рельефа. — Изв. вузов. Геодезия и аэрофотогосъемка, 1970, вып. 6, с. 60—63.
3. Евсеев С. В. Зингер В. Е. О средних характеристиках гравитационного поля некоторых горных областей. — К., 1983. — 12 с. — Рукопись деп. в УкрНИИТИ, № 91.
4. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. — М.: Недра, 1965. — 380 с.
5. Проценко С. В. К вопросу о связи гравитационных и магнитных аномалий с рельефом дна океана. — Изв. вузов. Геодезия и аэрофотогосъемка, 1981, вып. 5, с. 84—88.
6. Скуин Б. Д. Зависимость аномалий силы тяжести от высот в горной области. — Геодезия, картография и аэрофотогосъемка, 1967, вып. 6, с. 87—92.
7. Таранов В. А. Зависимость аномалий силы тяжести при выводе средних гравиметрических характеристик больших площадей. — Тр. ЦНИИ АИК, 1962, вып. 145, с. 71—75.
8. Lacharrelle G., Schwart K. R. Empirical Determination of Gravity Anomaly Function in Mountainous Areas. — The Canadian Surveyor, September 1980, V. 34, N 3, p. 251—264.
9. Patel H. R. Prediction of Gravity Anomalies. — I. Inst. Eng. (India) Civ. Eng. Div., 1981, v. 61, № 5, p. 249—252.
10. Sinkel H., Malis R. Höhenkorrelation, Kovariation-Funktion und Prädiction von Schwereanomalien in lokal begrenzten Gebieten Österreichs. — Vermessungswesen und Photogrammetrie, 1981, Bd. 69, Jahrgang Heft 1, S. 17—31.

Статья поступила в редакцию 21. 05. 88

УДК 529.1

В. В. КИРИЧУК, А. С. ЛАВНИКЕВИЧ, И. Т. ЛИВА

ИССЛЕДОВАНИЕ ЯВЛЕНИЯ АСИММЕТРИИ АСТРОНОМИЧЕСКОЙ РЕФРАКЦИИ НА ЗЕНИТНЫХ РАСТОЯНИЯХ $30 \leq z \leq 50^\circ$

Исследования астрономической рефракции, выполненные в последнее время, не подтверждают предположения [1, 2] о ее симметрии во всех направлениях сферы для одних и тех же зенитных расстояний. Обнаружена асимметрия вертикальной составляющей астрономической рефракции и, как следствие, наличие боковой составляющей могут привести к ошибкам при определении

координат и азимута, сравнимым по значению со случайными ошибками других источников, но систематическими по характеру влияния.

Следовательно, возникает необходимость исследования рефракционных явлений в диапазоне зенитных расстояний, используемых в полевой геодезической астрономии.

Опыт применения для изучения тонких рефракционных эффектов непосредственно тех же методов наблюдений, которые используются в геодезической астрономии для выявления координат, показал их полную пригодность и эффективность [3].

Поэтому экспериментальное определение асимметрии астрономической рефракции в зоне $30 \leq z \leq 50^\circ$ мы проводили по способу равных высот (способ Лингера), применяемому в геодезической астрономии для вычисления поправки хронометра.

Программа исследований предусматривала определение действительных значений рефракции по наблюдениям западной и восточной звезд пар Лингера; фиксацию значений давления и температуры приземного слоя воздуха у инструмента в моменты наблюдений звезд.

При реализации программы использовали оптический теодолит OT-02, звездный хронометр, маркопечатающий хронограф, радиоприемник «Волна-К».

Методика наблюдений включала следующие действия:

- ориентирование инструмента в меридиане, определение места зенита на вертикальном круге по земному предмету;
- прием секундных сигналов;
- наблюдение пар Лингера;
- прием секундных сигналов;
- определение места зенита на вертикальном круге по земному предмету.

Наблюдения пар Лингера выполняли в такой последовательности. После выбора из рабочих эфемерид подходящей пары трубы инструмента устанавливали по зенитному расстоянию пары и закрепляли винтом, а уровень при вертикальном круге выводили на середину. Затем инструмент ориентировали в вертикале первой звезды. С приближением изображения звезды к пересечению сетки нитей вводили вращением азимутального микрометричного винта инструмента вертикальную нить на звезду и удерживали на ней непрерывным вращением азимутального винта до тех пор, пока изображение звезды не достигало горизонтальной нитки; при этом на ленте маркопечатающего хронографа регистрировался момент прохождения звезды через горизонтальную нить. Уровень при вертикальном круге выводили на середину и отсчитывали вертикальный круг. Одновременно в журнал записывали показания барометра и термометра. Аналогично выполняли наблюдения второй звезды пары.

Через каждые два часа наблюдений определяли место зенита на вертикальном круге, и с помощью радиоприемника «Волна-К» и импульсной приставки на ленту хронометра принимали секундные сигналы.