

Для проверки предлагаемого метода по экспериментальным данным были составлены средние значения из восьми приемов измеренных и редуцированных расстояний по всем направлениям для 12, 14 и 16 ч и для периода спокойных изображений. Результаты исследований приведены в табл. 4.

Как видно из табл. 4, величины z значительно отличаются от z_n . Однако редуцированные зенитные расстояния близки к измеренным в периоды спокойных изображений. Причем расхождения редуцированных z_n для различного времени дня не превышают 3'', что вполне соответствует точности собственно измерений зенитных расстояний.

Следовательно, метод редуцирования измеренных зенитных расстояний на периоды спокойных изображений позволяет исключать погрешности рефракционного происхождения.

Список литературы: 1. Джуман Б. М. О точности измерения зенитных расстояний в периоды спокойных изображений при ветре. — «Геодезия, картография и аэрофотосъемка», 1966, вып. 4. 2. Джуман Б. М. Определение вертикального градиента температуры геодезическим методом при нейтральной стратификации в приземном слое воздуха. — «Геодезия, картография и аэрофотосъемка», 1974, вып. 20. 3. Изотов А. А., Пеллинен Л. П. Исследование земной рефракции и методов геодезического нивелирования. — «Тр. ЦНИИГАиК», 1955, вып. 102.

Работа поступила 26 мая 1977 года. Рекомендована кафедрой прикладной геодезии Львовского политехнического института.

УДК 528.551.542:517.564

Л. Н. ДЯЧИК

Львовский политехнический институт

ВЫЧИСЛЕНИЕ БЕЗРАЗМЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИХ ПОТЕНЦИАЛ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Проф. Н. К. Мигаль обратил наше внимание на то, что параметры внешнего потенциала Земли являются в принципе величинами переменными, связанными с перераспределением атмосферных масс. Эта идея, использованная и в работе [3], позволила нам получить коэффициенты разложения аномалий атмосферного давления по сферическим функциям до четвертого порядка для 30 дат. Значения этих коэффициентов дали возможность вычислить безразмерные параметры ΔC_{no} , ΔC_{nt} , Δd_{nt} , являющиеся, по сути дела, поправками в коэффициенты внешнего потенциала Земли за влияние атмосферы*.

* В литературе [5] известна формула, выражающая поправку в силу тяжести за влияние атмосферы. В отличие от формулы из [5], где учтено влияние стандартной атмосферы, мы далее занимаемся влиянием реальной атмосферы по ее состоянию, фиксируемому гидрометеорологическими наблюдениями.

Мы предполагаем, что земная атмосфера сжата и сконденсирована на Земле в виде простого слоя толщиной b . На рисунке Земля принята за шар (Σ — поверхность Земли; $d\sigma$ — элемент поверхности слоя).

Потенциал простого слоя выражается так [1]:

$$V = f \int \frac{\mu d\sigma}{r}, \quad (1)$$

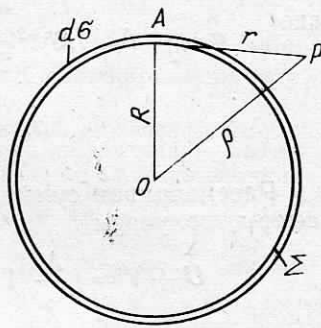
где μ — поверхностная плотность распределения масс, или плотность простого слоя; f — постоянная тяготения, $f = 66710^{-10} \text{ см}^3 \Gamma^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$.

Как известно,

$$\frac{1}{r} = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{R^n}{\rho^{n+1}} P_n(\cos \psi). \quad (2)$$

Здесь R — радиус сферы, $R = OA$. Учитывая, что $d\sigma = R^2 d\sigma_1$ где $d\sigma_1$ — элемент поверхности единичной сферы Σ_1 , и

$$Y_n = f \int_{\Sigma} \mu R^n P_n(\cos \psi) d\sigma, \quad (3)$$



Сфера Σ .

имеем

$$Y_n = f R^2 \int_{\Sigma_1} R^n \mu P_n(\cos \psi) d\sigma_1. \quad (4)$$

Потенциал атмосферы представим в виде

$$V = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{Y_n}{\rho^{n+1}}. \quad (5)$$

Каждый член ряда (5) определяется по формуле

$$Y_n = b_n = \frac{2n+1}{4\pi} \int_{\Sigma_1} b P_n(\cos \psi) d\sigma_1, \quad (6)$$

где b — аномалии атмосферного давления. Введя обозначение $dm = b \delta d\sigma_1$, где δ — плотность ртути и $\delta b = \mu$, запишем

$$\delta b_n = \frac{2n+1}{4\pi} \int_{\Sigma_1} \mu P_n(\cos \psi) d\sigma_1. \quad (7)$$

Подставляя значение интеграла из выражения (7) в выражение (4), получаем

$$Y_n = f R^{n+2} \frac{4\pi}{2n+1} \delta b_n. \quad (8)$$

Слагающая b_n выражается, обычно, через разложения аномалий атмосферного давления b по элементарным сферическим функциям

$$Y_n = b_n = \sum_{m=0}^n (A_{nm} \cos m\lambda + B_{nm} \sin m\lambda) P_n^m(\theta). \quad (9)$$

Тогда Y_n выразится так:

$$Y_n = \sum_{m=0}^n (a_{nm} \cos m\lambda + b_{nm} \sin m\lambda) P_n^m(\theta), \quad (10)$$

где $a_{nm} = A_{nm} f R^{n+2} \frac{4\pi}{2n+1} \delta$; $b_{nm} = B_{nm} f R^{n+2} \frac{4\pi}{2n+1} \delta$;

$$a_{n0} = A_{n0} f R^{n+2} \frac{4\pi}{2n+1} \delta. \quad (11)$$

Рассматривая суммарный потенциал твердой Земли и атмосферы, получаем

$$\begin{aligned} U + V = f \frac{M}{\rho} \left\{ 1 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a_0}{\rho} \right)^n [C_{n0} + \Delta C_{n0}] P_n(t) + \right. \\ \left. + \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a_0}{\rho} \right)^n \sum_{m=1}^n C_{ns} + \Delta C_{nm} [\cos m\lambda P_n^m(\theta)] + \right. \\ \left. + \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a_0}{\rho} \right)^n \sum_{m=1}^n d_{ns} + \Delta d_{nm} [\sin m\lambda P_n^m(\theta)] \right\}. \quad (12) \end{aligned}$$

Здесь $R = a_0$ — экваториальный радиус «общего земного эллипсоида»; M — масса Земли; f — постоянная тяготения Земли.

Членом $f \frac{m_1}{\rho}$ вследствие его малости можем пренебречь (m_1 — масса атмосферы Земли).

Теперь видим, что:

$$\frac{a_{nm}}{f M a_0^n} = \Delta C_{nm}; \quad \frac{b_{nm}}{f M a_0^n} = \Delta d_{nm}; \quad \frac{a_{n0}}{f M a_0^n} = \Delta C_{n0}; \quad (13)$$

$$\frac{A'_{n0}}{f M a_0^n} = C_{n0}; \quad \frac{A'_{nm}}{f M a_0^n} = C_{ns}; \quad \frac{B'_{nm}}{f M a_0^n} = d_{ns}. \quad (14)$$

Здесь A'_{n0} , A'_{nm} , B'_{nm} — коэффициенты разложения гравитационного поля Земли по сферическим функциям.

Из формул (11) и (13) получаем значения поправок:

$$\Delta C_{n0} = \frac{A_{n0} a_0^2 4\pi\delta}{M(2n+1)}; \quad \Delta C_{nm} = \frac{A_{nm} a_0^2 4\pi\delta}{M(2n+1)}; \quad \Delta d_{nm} = \frac{B_{nm} a_0^2 4\pi\delta}{M(2n+1)}. \quad (15)$$

По формулам (15) мы вычислили ΔC_{n0} , ΔC_{nm} , Δd_{nm} с учетом членов до четвертого порядка включительно для 30 дат января, февраля и марта 1958 г., используя значения A_{n0} , A_{nm} , B_{nm} , полученные в работе [3]. Максимальное значение ΔC_{20} равно $-23,2710^{-10}$, а ΔC_{00} — $-22,0910^{-10}$; с увеличением порядка разложения величины ΔC_{n0} , ΔC_{nm} , Δd_{nm} уменьшаются. Это свидетельствует о том, что при современной точности определения коэффициентов A'_{n0} , A'_{nm} , B'_{nm} разложения потенциала притяжения Земли по шаровым функциям, поправкой за перераспределение атмосферных масс не всегда можно пренебречь.

Автор выражает благодарность проф. Н. К. Мигалю и проф. Г. А. Мещерякову за постановку задачи и внимание к работе.

Список литературы: 1. *Идельсон Н. И.* Теория потенциала. М.—Л., ГГТИ, 1932. 2. *Жонголович И. Д.* Потенциал земного притяжения. — «Бюлл. ИТА», IV, 1957, № 8 (81). 3. *Дячик Л. Н.* Разложение в ряд по сферическим функциям аномалий атмосферного давления. — «Геодезия, картография и аэрофотосъемка», 1973, вып. 17. 4. *Жонголович И. Д.* Об определении размеров земного эллипсоида. — «Тр. ИТА», 1956, № 6. 5. *Ecker E., Mittermayer E.* Gravity Corrections for the Influence of the Atmosphere. — «Bollettino di Geofisica», Frieste, 1969.

Работа поступила 5 мая 1977 года. Рекомендована кафедрой высшей геодезии и астрономии Львовского политехнического института.

УДК 550.312

Э. М. ЕВСЕЕВА

Львовский политехнический институт

ТОПОГРАФО-ИЗОСТАТИЧЕСКОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ВЛИЯНИЕ ДАЛЬНИХ ЗОН ($r > 58,8$ км) НА ТЕРРИТОРИИ КАРПАТСКОГО РЕГИОНА

В результате изучения изостатического состояния Земли в целом и отдельных ее районов в частности были выявлены многие его особенности. Так, установлено, что нарушения изостатического равновесия наблюдаются в районах активного развития современных тектонических процессов. С этой точки зрения нарушение изостатического равновесия — такой же показатель современной активности того или иного региона, как и современные движения земной коры, вулканизм, сейсмичность и т. п. Анализ корреляционных связей между этими явлениями позволяет использовать данные об изостазии для решения многих задач геофизики.

Для изучения изостазии можно использовать различные методы [1]. Однако наиболее распространен классический ме-