

даны значения исходных параметров. Вычисления проводились для случая, когда в ряде (1) учитывается четыре первых члена. Тогда уравнение для коэффициента турбулентности будет второго порядка. Вычисления проводились для вторых значений коэффициентов  $\beta$ , то есть для значений  $\beta = -0,130$  для нижней визирной цели и  $\beta = -0,277$  — для верхней. Координаты верхней и нижней визирных целей, вычисленные по вторым значениям коэффициентов  $\beta$ , значительно отличаются от действительных их значений. По-

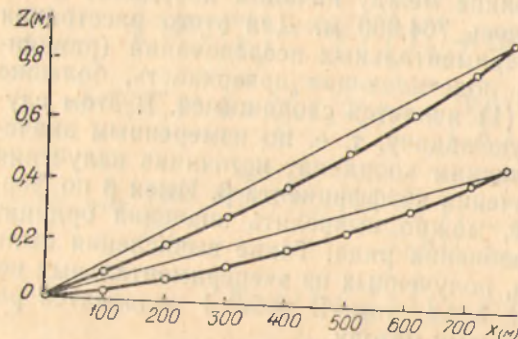
Таблица 2  
Вычисление координат световой кривой  
по измерениям над асфальтом для верхней визирной цели  
 $x = 764,96$  м;  $z = 0,867$  м

№ п/п	$x_R$ (м)	$z_R$ (м)	$z'_R \cdot 10^3$	Исходные параметры
1	0,00	0,00000	0,76750	
2	100,00	0,08458	0,80433	
3	200,00	0,17762	0,88174	
4	300,00	0,27934	0,97338	
5	400,00	0,39002	1,06153	$T_0 = 292,00^\circ K$
6	500,00	0,50995	1,15250	$T'_0 = -0,7^\circ K/m$
7	660,00	0,63946	1,24662	$P_0 = 100467 Pa$
8	700,00	0,77893	1,34428	$\beta_1 = 0,801 \cdot 10 m^{-1}$
9	764,96	0,87507	1,44590	$\beta_2 = 89^\circ 57' 21,7$
				$\beta_2 = -0,277 m^{-1}$

этому можно утверждать, что световые кривые, соответствующие этим коэффициентам, отсутствуют.

На рис. 1 показаны графики световых кривых, построенные по результатам, приведенным в табл. 1 и табл. 2.

Как нетрудно заметить, анализируя рис. 1, световые кривые соответствующие как верхней, так и нижней визирным целям, являются почти круговыми.



Таким образом, определение уравнения световой кривой методом ее представления рядом Тейлора приводит к хорошим результатам, если ограничиваться только четырьмя членами разложения.

Рис. 1. Графики световых кривых на верхнюю и нижнюю визирные цели.

Ошибки определения координат для наших условий получились соответственно для верхней и нижней визирных целей 8 и 7 мм. Эти ошибки соответствуют точности определения зенитных расстояний теодолитом. В табл. 3 приведены действительные значения углов рефракции, вычисленные значения этих углов с использованием ряда Тейлора и их разности.

В дальнейшем будут проводиться исследования, связанные с выбором оптимального количества членов ряда для различных условий, а также исследования по определению величины коэффициента турбулентности.

Таким образом, предложенный метод представления световой кривой рядом Тейлора может быть использован при любых удалениях источника излучения от пункта наблюдений, так как любое расстояние можно разбить на интервалы, на которых ряд будет сходящимся.

Список литературы: 1. Хижак Л. С., Маслич Д. И., Дидух И. И. Приближенный метод нахождения уравнения световой кривой при определении рефракции. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1981, вып. 34. 2. Маслич Д. И., Хижак Л. С., Дидух И. И., Иосипчук Н. Д., Яскилка М. Б. Определение коэффициента турбулентности по результатам измерений метеозамеров и зенитных расстояний. — 2-е Совещание по атмосферной оптике. Тезисы докладов, ч. II. Томск, 1980.

Статья поступила в редколлегию 30.03.82

УДК 528.22:550.312

А. Л. ЦЕРКЛЕВИЧ, Ю. П. ДЕЙНЕКА

## ОБ ОДНОЙ МЕТОДИКЕ ПОСТРОЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ПЛОТНОСТИ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Как известно, поле силы тяжести является важным источником информации о латеральных неоднородностях глубоких частей земной коры и верхней мантии. Обработка спутниковых орбитальных данных позволила закартировать планетарные гравитационные аномалии, которые, возможно, связаны с неоднородным строением нижней мантии. Определить же положение плотностных неоднородностей по глубине только по данным о гравитационном поле не представляется возможным в силу хорошо известного свойства неоднозначности и неустойчивости решения обратной задачи гравиметрии. Однако параметры гравитационного поля Земли выражают интегральное свойство всех тяготеющих масс, слагающих планету. И в этом плане данные о гравитационном потенциале являются основополагающими при построении плотностной модели Земли, ибо каждая такая модель должна быть гравитирующей, т. е. ее гравитационный эффект должен соответствовать наблюдаемому полю [1]. Методология построения такой плотностной модели включает следующие этапы [1, 4]: 1. Создание планетарной плотностной модели, которая может иметь одномерное, двумерное и трехмерное распределение плотности. 2. Создание региональной плотностной модели. 3. Создание локальной

Таблица 3  
Действительные и вычисленные значения углов рефракции и их разности

$\xi_i$	$\Delta \xi$ теорет.	$\Delta \xi$ выч.	$\Delta \xi$ теорет.	$\Delta \xi$ выч.
$\xi_1$	$-1'55,3''$	$-1'57,4''$	$2,1''$	—
$\xi_2$	$-1'15,6''$	$-1'17,3''$	$1,7''$	—

плотностной модели. При этом должна сохраняться преемственность моделей разного уровня детальности, т. е. их взаимная зависимость.

В настоящей статье обсуждается методика построения региональной плотностной модели Земли по данным о гравитационном поле, удовлетворяющей указанному принципу преемственности.

В качестве планетарной плотностной модели Земли нами принимается сферически-симметричное распределение плотности, которое выражается формулой [7]

$$\delta_2(\rho) = \frac{5}{4} \delta_{\text{ср}} \{5 I_{000} - 7(I_{200} + I_{020} + I_{002}) + \frac{7}{3} \rho^2 [5(I_{200} + I_{020} + I_{002}) - 3I_{000}]\} + \frac{5}{4} \sum_{i=1}^k h_i [5(1 - \rho^i) - \frac{21}{5}(1 - \rho^5) + 7\rho^2(\rho^i - \rho^5)] - \sum_{i=1}^k \Theta_i h_i, \quad (1)$$

где  $\rho = \frac{r}{R}$  — безразмерный радиус ( $r$  — текущий радиус,  $R$  — радиус Земли),  $\delta_{\text{ср}}$  — значение средней плотности Земли,  $h_i$  — скачки плотности на глубине  $l_i = R - r_i$ ,  $\Theta_i$  — стандартная разрывная функция;  $\Theta_i = 0$ , если  $r < r_i$  и  $\Theta_i = 1$ , если  $r > r_i$ ,  $k$  — количество скачков плотности. Степенные моменты плотности 2-го порядка  $J_{pq}$  связаны со стоксовыми постоянными  $c_{00}$ ,  $c_{20}$ ,  $c_{22}$ , приведенными к главным осям инерции планеты, и динамическим сжатием следующими соотношениями:

$$I_{000} = c_{00}, \quad I_{200} = -\frac{c_{20}}{2H} + 2c_{22}, \quad I_{020} = -\frac{c_{20}}{2H} - 2c_{22}, \quad I_{002} = c_{20} - \frac{c_{20}}{H}. \quad (2)$$

Подстановка в формулу (1) необходимых численных данных с учетом четырех скачков плотности приводит к такому виду одномерного варианта плотностной модели [4, 7]:

$$\delta_2(\rho) = 13,530 - 2,000\Theta_1 - 4,760\Theta_2 - 0,260\Theta_3 - 0,470\Theta_4 - 3,336\rho^2. \quad (3)$$

Выбор сферически-симметричного распределения плотности в теле Земли обусловлен тем обстоятельством, что к настоящему времени известна информация о скачках плотности и глубинах раздела геосфер только для осредненной сферической модели Земли. Строить же двухмерные или трехмерные модели распределения плотности без учета изменяемости скачков плотности и глубин их расположения в долготно-широтном направлении представляется не совсем корректным, так как учет последнего может привести к существенным погрешностям модели.

Методика построения региональной плотностной модели включает решение двух задач: 1) определение по внешнему гравитационному полю средних плотностей вещества внутри Земли для отдельных пирамид с вершинами в центре масс планеты и с криволинейными основаниями на поверхности, отвечающими исследуемому региону; 2) «растяжение» полученной таким образом средней плотности с помощью функции распределения плотности с глубиной, применимой для Земли в целом. При этом в общем случае предполагается, что для каждого региона плотностная функция может быть различной в зависимости от той информации о скачках плотности и глубинах раздела, которая известна для данного региона.

Первая задача может быть однозначно решена по данным об аномалиях силы тяжести, осредненных по определенным площадкам [8], или с привлечением данных о гармониках гравитационного потенциала [2, 5]. При этом заметим, что решение подобной задачи является неустойчивым [2, 8]. Вторую задачу целесообразно решать, используя формулу (1), поскольку применение ее основывается на учете некоторой исходной информации, в частности средней плотности  $\delta_{\text{ср}}$ . Таким образом, если в формулу (1) подставить значение  $\delta_{\text{ср}}$ , определенное для какого-либо региона, включающего указанные выше пирамиды, то тем самым получим распределение плотности от поверхности к центру Земли. Однако использование значений  $\delta_{\text{ср}}$  в формуле (1) для других регионов планеты приводит к количественному изменению хода распределения плотности по всей глубине, так что в центре Земли получаются различные значения плотности. Это, безусловно, не соответствует действительности, и к тому же затрудняет совместное рассмотрение плотностных моделей по различным регионам, в связи с чем теряется информация о зональном изменении плотности глубинного вещества. Чтобы исключить разноуровненность плотностных моделей для разных регионов и получить сопоставимые распределения плотности для каждой региональной плотностной колонки в целом по всей планете, целесообразно воспользоваться алгоритмом решения смешанной задачи теории приближения функций [6], в которой находится квадратичное приближение функции с учетом ее задания в ряде узлов. Применение этого алгоритма в случае одного узла (известным предполагается значение плотности в центре Земли) к формуле (1) позволило привести ее к следующему виду [3]:

$$\delta_2(\rho) = \delta_{\text{Я}} + \rho^2 \left\{ \frac{7}{3} \delta_{\text{ср}} (I_{200} + I_{020} + I_{002}) - \frac{7}{5} \left[ \delta_{\text{Я}} - \sum_{i=1}^k h_i (1 - \rho^i) \right] \right\} - \sum_{i=1}^k \Theta_i h_i, \quad (4)$$

где  $\delta_{\text{Я}}$  — значение плотности в центре Земли.

Отметим здесь, что значение плотности  $\delta_{\text{Я}}$  должно соответствовать планетарной сферически-симметричной модели Земли, например, в нашем случае  $\delta_{\text{Я}} = 13,530 \text{ г/см}^3$ .

Описанная методика была нами апробирована на примере расчета плотностных пирамидальных колонок для 25 регионов, охватывающих отдельные материки и океаны (или их части). Средние значения плотности  $\delta_{cp}^i$  для этих региональных плотностных колонок были взяты из работы [2]. В таблице наряду со значением  $\delta_{cp}^i$  для указанных плотностных колонок приведены вычисленные по формуле (4) значения плотности в коре  $\delta_k^i$  и их отклонения  $\Delta\delta_k^i$  от значения  $\delta_k$ , вычисленного для планетарной сферически-

симметричной модели Земли при  $\delta_{cp} = 5,514$  г/см<sup>3</sup>. Распределение этих отклонений по глубине выполняется в соответствии с формулой

$$\Delta\delta_2(\rho) = \delta_2^i(\rho) - \delta_2(\rho) = \frac{7}{3}\rho^2(I_{200} + I_{020} + I_{002}) \cdot (\delta_{cp}^i - \delta_{cp}), \quad (5)$$

где  $\delta_2^i(\rho)$  и  $\delta_{cp}^i$  — соответствуют  $i$ -му региону.

Не останавливаясь на интерпретации полученных региональных плотностных колонок, отметим положительные стороны новой методики и те затруднения, которые возникают при ее применении в случае построения плотностных разрезов для небольших по площади регионов.

1. Описанная методика построения региональной плотностной модели позволяет учитывать весь комплекс геолого-геофизической информации и с этой точки зрения модель является оптимальной.

2. Региональная плотностная функция допускает свою корректировку в случае известного распределения плотности в коре и верхней мантии, определенной по эмпирическим зависимостям между плотностью и скоростью прохождения продольных сейсмических волн. Корректировка плотностной функции осуществляется на основе квадратического приближения функции с учетом ее задания в ряде реперных точек.

3. Региональная плотностная модель согласуется с гравитационным полем, предполагает взаимную связь с глобальной и детальными плотностными моделями и базируется на единой функции распределения плотности, справедливой для Земли в целом.

4. Методика построения региональной плотностной модели применима для площадей размером  $5 \times 5^\circ$  и менее, что соответствует разложению гравитационного поля по сферическим функциям примерно до 36-го порядка. Здесь, однако, могут встретиться трудности в решении большого количества уравнений, возникающих при определении средних плотностей пирамидальных колонок.

Список литературы: 1. Алексидзе М. А., Картвелишвили К. М. Плотностные модели Земли. Нормальное гравитационное поле, обусловленное моделью Земли концентрических эллипсоидальных слоев. — В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1979. 2. Голикава А. В. Использование коэффициентов внешнего гравитационного поля Земли для выявления в ее теле горизонтальных неоднородностей. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1973, вып. 17. 3. Дейнека Ю. П. Использование смешанной задачи теории приближения функций при нахождении распределения плотности земных недр. — Сб. Львов. политехн. ин-та. Доклады и научные сообщения, 1975, № 4. 4. Козленко В. Г., Старостенко В. И., Мецерьков Г. А., Дейнека Ю. П. Построение плотностной модели Земли по гравиметрическим данным. — Геофиз. журн., 1979, т. 8, № 3. 5. Мецерьков Г. А. О наличии горизонтальных неоднородностей в теле Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 3. 6. Мецерьков Г. А. Про одну змішану задачу теорії наближення функцій. — ДАН УРСР. Сер. А. 1974, № 12. 7. Мецерьков Г. А., Дейнека Ю. П. Использование стоксовых постоянных Земли при построении ее глобальных механических моделей. — Studia geoph. et geod., Prhiv, 1975, 19, № 3. 8. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наукова думка, 1978, с. 227.

Статья поступила в редакцию 01.04.80

Значения плотности Земли для некоторых регионов

Расположение оснований пирамид	$\delta_{cp}^i$	$\delta_k^i$	$\Delta\delta_k^i$
Северное полушарие			
Африка	5,569	2,789	+0,064
Атлантический океан	5,525	2,738	+0,013
Центральная и Южная Америка	5,613	2,840	+0,114
Европа	5,338	2,522	-0,203
Северная Америка	5,426	2,624	-0,102
Тихий океан (восточная часть)	5,547	2,764	+0,038
Тихий океан (западная часть)	5,558	2,777	+0,051
Северный Ледовитый океан	5,652	2,885	+0,159
Индийский океан	5,475	2,680	-0,045
Южная Азия	5,580	2,802	+0,076
Тихий океан (средняя часть)	5,520	2,733	+0,007
Азия (восточная часть)	5,299	2,478	-0,248
Азия (западная часть)	5,530	2,744	+0,018
Южное полушарие			
Австралия	5,503	2,713	-0,013
Африка	5,525	2,739	+0,013
Южная Америка	5,486	2,693	-0,032
Антарктида	5,360	2,548	-0,178
Индийский океан (западная часть)	5,536	2,751	+0,025
Индийский океан (восточная часть)	5,536	2,751	+0,025
Тихий океан (северо-западная часть)	5,530	2,744	+0,018
Тихий океан (средняя часть)	5,520	2,733	+0,007
Тихий океан (юго-восточная часть)	5,508	2,719	-0,007
Атлантический океан (западная часть)	5,552	2,770	+0,044
Атлантический океан (восточная часть)	5,470	2,675	-0,051
Тихий океан (восточная часть)	5,514	2,726	0,000