

После выполнения п. 5 получают независимые поправки:

$$(2) = +2'',45; \quad (3) = -0'',75; \quad (8) = 0; \quad (12) = 1'',59.$$

Далее, подставляя эти значения в уравнения поправок, составленные в численном виде, находят остальные поправки:

$$\begin{aligned} (1)^\circ &= +0'',60; & (13)^\circ &= +0'',11; \\ (4)^\circ &= +0,59; & (14)^\circ &= -0,90; \\ (5)^\circ &= +1,50; & (15)^\circ &= +0,75; \\ (6)^\circ &= -0,89; & (16)^\circ &= -1,76; \\ (7)^\circ &= -1,85; & (17)^\circ &= -0,99; \\ (9)^\circ &= -0,59; & (18)^\circ &= +0,79; \\ (10)^\circ &= +0,84; & (19)^\circ &= +1,01; \\ (11)^\circ &= +0,15; & (20)^\circ &= +1,70. \end{aligned}$$

Выполнив п. 7, вычисляют координаты определяемых точек. Контроль уравнивания производят по формулам:

$$[L_n] = -[V_n S_n']; \quad [LL \cdot n] = [VV],$$

где S_n' — сумма коэффициентов нормального уравнения, подсчитываемая как разность $S_n - L_n = S_n'$, $[LL \cdot n] = [ll] + [V_n \times \times L_n]$; l — свободный член уравнения поправок; L_n — свободный член нормального уравнения; V_n — поправка независимого неизвестного, вычисляемая из решения схемы Гаусса:

$$\begin{aligned} [L_n] &= -23,9; & [VV] &= +32,8; \\ [V_n S_n'] &= 23,9; & [LL \cdot n] &= 33,0. \end{aligned}$$

Список литературы: 1. Гордеев А. В., Шарупич С. Г. Уравнивание типовых фигур триангуляции. — М.: Геозидиздат, 1956. 2. Монин И. Ф. О типовом условном уравнении в триангуляции. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1977, вып. 25. 3. Терпугов К. Н., Гордеев Ю. А. Уравнивание линейных триангуляций по методу условий с использованием типового условного уравнения и механических правил. — Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, 1961, вып. 4. 4. Судakov С. Г. Основные геодезические сети. — М.: Недра, 1975. 5. Прайс-Принцип И. Ю. Руководство по уравнивательным вычислениям триангуляции. — М.: Геозидиздат, 1956.

Статья поступила 9 апреля 1980 г.

УДК 550.312

Ю. П. ДЕЙНЕКА

О ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЯХ ЗЕМЛИ

В 1975 г. интернациональная группа сейсмологов в составе А. Дзевонского (США), А. Хейлза (Австралия) и Е. Лэпвуда (Великобритания) предложила стандартную сферически-сим-

метричную модель Земли [12], необходимость введения которой неоднократно обсуждалась в литературе и более конкретно на XV Ассамблее МГГС. Однако, как пишет К. Е. Буллен [1], «окончательная цель построения моделей Земли состоит в получении зависимости δ и других физических параметров от трех пространственных координат r , θ и λ ». Таким образом, построение сферически-несимметричных моделей Земли связано с исследованием отклонений, представляющих собой тонкие детали строения, от сферической симметрии Земли.

Основные результаты исследований горизонтальных неоднородностей Земли получены с помощью сейсмической информации и данных о ее внешнем гравитационном поле.

Начало исследованиям подобного рода положил У. Каула. Используя спутниковые наблюдения, он в своих первых расчетах [13] определил максимальные вариации плотности земного вещества в коре ($0,02 \text{ г/см}^3$) и в верхней мантии ($6 \cdot 10^{-4} \text{ г/см}^3$). Позже У. Каула заключил [14], что горизонтальные неоднородности верхней мантии лежат в пределах $0,05 \dots 0,1 \text{ г/см}^3$.

Исследования Е. В. Швидерского [18], К. Р. Коха [15, 16], К. Р. Коха и Ф. Моррисона [17] базируются на представлении гравитационного поля Земли как потенциала простого слоя, распределенного на поверхности планеты. Для референц-эллипсоида со сжатием в состоянии гидростатического равновесия вычисленная [15] наибольшая разность плотностей $\Delta\delta$ в эквивалентном поверхностном слое толщиной 10 м составляет 260 г/см^3 , откуда в самом общем случае при толщине аномального слоя $H=10 \text{ км}$ $\Delta\delta=0,26 \text{ г/см}^3$, а при $H=100 \text{ км}$ $\Delta\delta=0,026 \text{ г/см}^3$.

Максимальные изменения плотности в $0,026 \text{ г/см}^3$, по заключению К. Р. Коха, являются вполне приемлемыми. В работе [16] найдены значения аномалий плотности после вычитания из геопотенциала потенциала уровенного эллипсоида «гидростатической» Земли. В этом случае для неоднородностей плотности поверхностного слоя толщиной 50 км и верхней мантии — 400 км К. Р. Кох получил соответственно такие результаты: $0,080$ и $0,0096 \text{ г/см}^3$.

Дж. Аркани-Хамед [10] нашел значение горизонтальных неоднородностей плотности в предположении, что они существуют в пределах коры и мантии Земли. Земля представлялась шаром, а внешний гравитационный потенциал — первыми шестью порядками сферических гармоник. Дополнительно Дж. Аркани-Хамед привлек сейсмические данные и применил полученную Ф. Берчем экспериментальную зависимость между плотностью и скоростью продольных сейсмических волн. По его оценкам горизонтальные вариации $\Delta\delta$ в земной коре имеют порядок $0,3 \text{ г/см}^3$, в верхней мантии $0,1 \text{ г/см}^3$, а в нижней мантии $0,04 \text{ г/см}^3$. Плотностные вариации для верхней мантии достаточно хорошо согласуются с аномалиями, полученными У. Каулой в работе [14].

По сейсмическим исследованиям горизонтальных неоднородностей Земли полезный список литературы имеется в работе Р. Брауна [11].

Анализ перечисленных выше работ свидетельствует, что количественные оценки горизонтальных неоднородностей Земли находятся в довольно широких пределах. Одной из основных причин такого большого разброса результатов являются разного рода предположения относительно плотностных неоднородностей. Часто, например, используется мнение различных авторов о том, что ограничение глубин аномалообразующих масс может быть получено из номеров гармоник аппроксимирующих их сферических функций: в общем случае нижним гармоникам соответствуют более глубокие источники, а более высоким — плотностные неоднородности на меньших глубинах [8].

В работе [9] Ю. А. Тараканов и Т. Н. Черевко на примере интерпретации первых 16 гармоник модели гравитационного поля GEM-6 показали, что мнения различных авторов о существовании нескольких источников на разных глубинах неверны и что результат практически не зависит от числа гармоник в разложении потенциала Земли ($n=16, 10, 6, 5, 4$).

Ниже приводятся результаты определения вариаций плотности на основании приближенного метода нахождения распределения плотности недр планеты по параметрам ее гравитационного поля. В этом методе стоксовы постоянные Земли используются в качестве основной информации, вместе с тем привлекаются данные геофизики и сейсмологии. Этот метод [3] и составленный на его основании алгоритм позволяют вычислять трехмерное (сферически-несимметричное) распределение $\delta(\rho, \vartheta, \lambda)$ и одномерное (сферически-симметричное) распределение $\delta(\rho)$ плотности как в случае непрерывного изменения плотности с глубиной, так и в случае, когда учитываются скачки плотности на определенных глубинах. Метод был применен сначала для планет сферической формы [4], а затем получены рабочие формулы [6], дающие трехмерное и одномерное распределения плотности для эллипсоида вращения. В работах [5, 6] эти формулы приведены при использовании стоксовых постоянных до 4-го порядка включительно.

В общем случае формула трехмерного распределения плотности имеет вид

$$\delta_n(\rho, \vartheta; \lambda) = \sum_{k=0}^n a_k \rho^k + \sum_{i=1}^k h_i \left(\sum_{k=0}^n b_k \right) \rho^k - \sum_{i=1}^k \theta_i h_i, \quad (1)$$

где n — степень полинома, определяющая порядок учитываемых стоксовых постоянных; a_k, b_k — функция моментов плотности $I_{pqr}(\delta) = \frac{1}{Ma^n} \int x^p y^q z^r d\tau$, вычисляемых через стоксовы постоянные C_{nm} и S_{nm} , глубин скачков h_i , геометрического

сжатия Земли a и угловых координат: полярного расстояния θ ($0 \leq \theta \leq \pi$), связанного с обычным полярным расстоянием σ формулой $\operatorname{tg} \theta = \frac{b}{a} \operatorname{tg} \sigma$ (a и b — полуоси эллипсоида), и географической долготы λ ($0 \leq \lambda \leq 2\pi$); $\rho = \frac{r}{R}$ — безразмерный параметр ($0 \leq \rho \leq 1$), выделяющий эллипсоид, подобный эллипсоиду, аппроксимирующему поверхность Земли; k — число скачков плотности; θ_i — стандартная разрывная функция: $\theta_i = 0$, если $\rho < \rho_i$, $\theta_i = 1$, если $\rho > \rho_i$ ($i=1, 2, \dots, k$).

Для тех случаев, когда рассматриваемая функция δ внутри эллипсоида вращения зависит только от одной координаты ρ или от двух координат ρ и ϑ , использование формулы (1) предполагает осреднение ее по параметрической сфере радиуса $\rho = \text{const}$ или по одной координате λ соответственно каждому рассматриваемому случаю. При $\alpha=0$ формула (1) дает распределение плотности внутри Земли, представленной шаром.

Таким образом, описанный кратко метод позволяет строить глобальные трехмерные модели распределения плотности и вычислять аномалии ее в разных точках планеты. При этом может быть использовано различное число стоксовых постоянных, что дает возможность определять, какой вклад в значение плотности вносит каждая постоянная или в совокупности стоксовы постоянные того или иного порядка.

Исследование влияния стоксовых постоянных 2, 3 и 4-го порядков, а также суммарного влияния гармоник C_{nm} и S_{nm} до 4-го порядка включительно на распределение плотности выполнялось таким образом, что неоднородности $\Delta\delta$ находились как разности плотностей:

$$\Delta\delta_2 = \delta_2(\rho, \vartheta, \lambda) - \delta_2(\rho); \quad \Delta\delta_3 = \delta_3(\rho, \vartheta, \lambda) - \delta_2(\rho, \vartheta, \lambda);$$

$$\Delta\delta_4 = \delta_4(\rho, \vartheta, \lambda) - \delta_3(\rho, \vartheta, \lambda); \quad \Delta\delta_{2+3+4} = \delta_4(\rho, \vartheta, \lambda) - \delta_2(\rho),$$

где $\Delta\delta_2, \Delta\delta_3, \Delta\delta_4$ и $\Delta\delta_{2+3+4}$ — аномалии плотности за счет стоксовых постоянных соответственно 2, 3, 4-го и суммарного 2+3+4-го порядков; δ_2, δ_3 и δ_4 — значения плотности, полученные по стоксовым постоянным соответственно 2, 2+3-го и 2+3+4-го порядков.

В случае вычисления $\Delta\delta_2$ и $\Delta\delta_{2+3+4}$ путем вычитания одномерного распределения $\delta_2(\rho)$ предполагалось снять влияние эллипсоидальности Земли и таким образом получить «чистую» плотностную аномалию.

В настоящих исследованиях при определении горизонтальных плотностных неоднородностей $\Delta\delta$ Земли для сферически-несимметричной модели [5], представленной эллипсоидом вращения, плотность вычислялась на некоторых задаваемых глубинах вплоть до границы «ядро—мантия» в узлах картографической сетки $\Delta\vartheta = \Delta\lambda = 20^\circ$.

Графически вариации плотности в $1 \cdot 10^{-4}$ г/см³ на поверхности Земли представлены на рис. 1—4.

На рис. 1 ясно выделяются два отрицательных экстремума, которые находятся в экваторе под долготой * $\lambda \approx 75^\circ$ и 255° и определяют недостаток масс (аномалии плотности). Возрастающие плотности идет от экватора к полюсам. На произвольных широтах плотность возрастает в направлении к меридианам $\lambda = 0^\circ, 180^\circ$. С точки зрения одинакового давления на центр инерции Земли большая плотность в районе полюсов для эллипсоидальной модели планеты легко объяснима физически. Незначительные отличия плотности по долготам являются в первую оче-

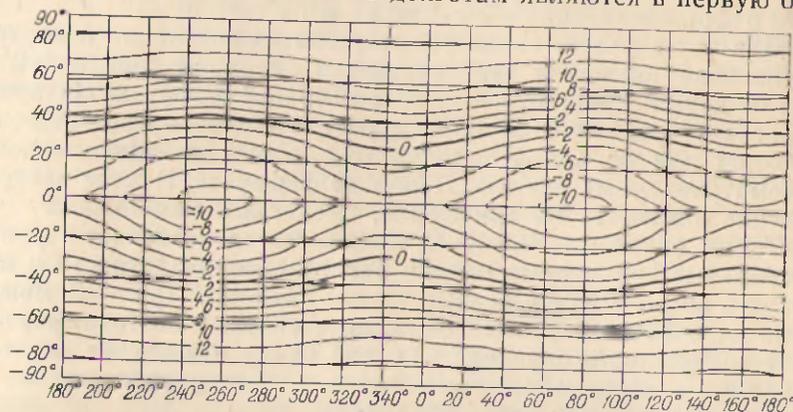


Рис. 1. Горизонтальные неоднородности в $1 \cdot 10^{-4}$ г/см³ на поверхности Земли, возникающие вследствие 2-го порядка стоксовых постоянных.

редь следствием пренебрежения трехосностью Земли, учет которой уменьшит изменение плотности в долготном направлении.

На рис. 2, где иллюстрируется вклад в плотность и влияние на ее распределение в долготно-широтном направлении всех стоксовых постоянных третьего порядка, выделяются восемь экстремумов: четыре положительных и четыре отрицательных. Если обратиться к картам геоида, полученным по разложениям гравитационного потенциала более высоких порядков, например к карте высот геоида [7], составленной на основе комбинированного вывода Кенлейна (15, 15) и Козаи до 20-го порядка, то можно отметить качественную тождественность основных повышений и понижений геоида со всеми восемью экстремумами (рис. 2). В этой связи имеет смысл привести вывод У. Каулы о том, что в расположении основных экстремумов, характеризующих гравитационное поле, заметно «устойчивое постоянство» [2]. Причем во всех определениях присутствуют четыре максимума: первый — вблизи Новой Гвинеи (0° широты и 150°

* В данном методе начало координат принято совпадающим с центром масс Земли, ось z — с осью вращения планеты, а оси координат приведены к главным осям инерции Земли. За счет последнего долгота отсчитывается от меридиана, содержащего наименьший момент A инерции Земли, т. е. от $\lambda = 14^\circ, 8 \text{ West}$.

ност. долготы), второй — вблизи Великобритании (50° сев. широты и 10° зап. долготы), третий — к юго-востоку от мыса Доброй Надежды (50° юж. широты и 40° вост. долготы), четвертый — вблизи Перу (10° юж. широты к 80° зап. долготы), а также четыре или пять минимумов: первый — к югу от Индии (0° широты и 70° вост. долготы), второй — вблизи южного полюса, третий — в западной части Атлантического океана (20° сев. широты и 60° зап. долготы), четвертый — в восточной части Тихого океана (20° сев. широты и 120° зап. долготы) и в неко-

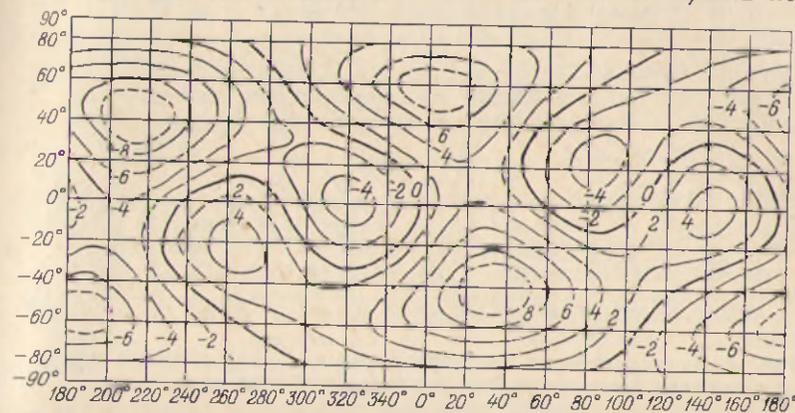


Рис. 2. Горизонтальные неоднородности в $1 \cdot 10^{-4}$ г/см³ на поверхности Земли, обусловленные 3-м порядком стоксовых постоянных.

торых случаях пятый — в северо-восточной части Тихого океана (40° сев. широты и 180° долготы).

Сравнивая карту, представленную на рис. 2, с результатами, полученными У. Каулой [2], можно обнаружить, что максимумы и минимумы горизонтальных вариаций плотности соответствуют экстремумам ондуляций геоида. Исходя из этого, главные ондуляции геоида можно объяснить влиянием восьми главных неоднородностей масс планеты.

Стоксовы постоянные 4-го порядка определяют примерно такие же по значению аномалии плотности (рис. 3), как и постоянные 3-го порядка (см. рис. 2). При этом выделяются четыре основных экстремума (два положительных и два отрицательных), которые, в свою очередь, имеют несколько минимумов и максимумов. Всего выделяются десять экстремумов.

Суммарное влияние стоксовых постоянных до 4-го порядка включительно на аномальное распределение плотности иллюстрирует рис. 4. Здесь свое определяющее влияние сохранили основные экстремумы, имеющиеся на рис. 1—3, где четко выделяются четыре экстремума: два положительных — вблизи полюсов под долготой $\lambda \approx 15^\circ$ и 290° и два отрицательных — вблизи экватора под долготой $\lambda \approx 75^\circ$ и 230° . Эти четыре экстремума также хорошо согласуются с основными особенностями поля

высот геоида, представленного по разложениям гравитационного потенциала более высоких порядков.

Таким образом, на основании выполненных исследований и интерпретации полученных результатов можно констатировать следующее. Определяющее место в отклонении от сферической симметрии Земли занимает сжатие планеты. Центрам анома-

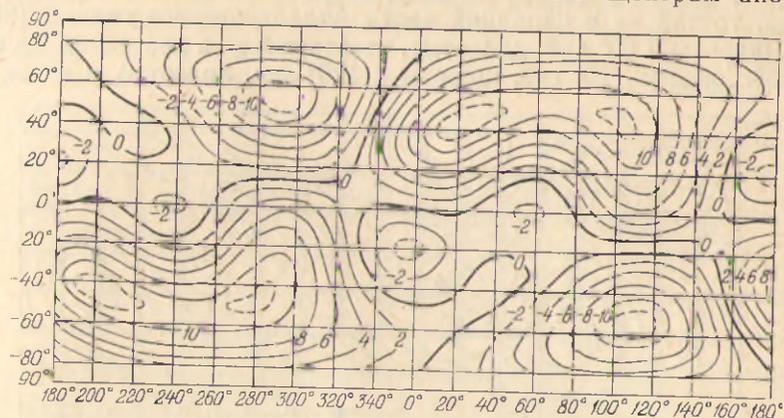


Рис. 3. Горизонтальные неоднородности в $1 \cdot 10^{-4}$ г/см³ на поверхности Земли из-за 4-го порядка стоксовых постоянных.

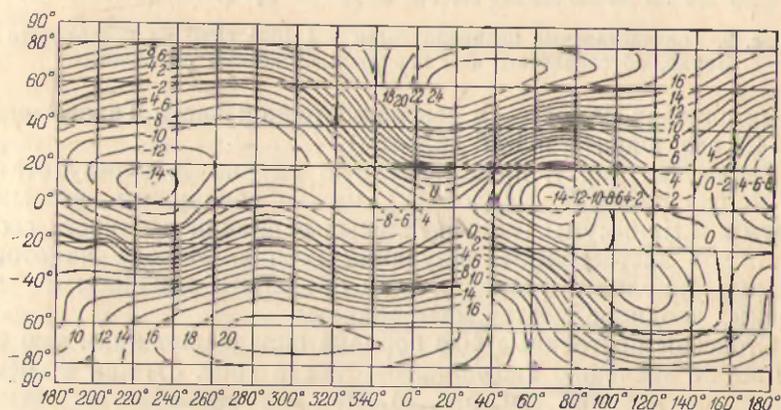


Рис. 4. Горизонтальные неоднородности в $1 \cdot 10^{-4}$ г/см³ на поверхности Земли, обусловленные стоксовыми постоянными включительно до 4-го порядка.

лий плотности низших порядков ($n=2,3$) соответствуют экстремумы ондуляций поверхности этих порядков. Более высокие порядки стоксовых постоянных ($n \geq 4$) характеризуют более детальную структуру и региональные свойства Земли и определяют ее горизонтальные неоднородности.

Вычисленные на различных глубинах значения плотностных неоднородностей свидетельствуют, что неоднородности посте-

нно убывают с глубиной, хотя на некоторых глубинах замечается инверсия плотности порядка десятитысячных г/см³. Средние численные значения плотностных неоднородностей для эллипсоидальной модели, вычисленные по стоксовым постоянным до 4-го порядка включительно, таковы: 0,003 г/см³ — в коре, 0,002 г/см³ — в верхней мантии, 0,001 г/см³ — в нижней мантии. Наиболее хорошо они согласуются с аналогичными данными К. Р. Коха [16], небольшие же расхождения обусловлены, очевидно, неучетом в данных исследованиях гармоник гравитационного поля Земли при $n > 4$.

Интересно отметить, что в случае представления Земли шаром, плотностные неоднородности имеют следующие значения: 0,10 г/см³ — в коре, 0,05 г/см³ — в верхней мантии, 0,02 г/см³ — в нижней мантии.

Список литературы: 1. Буллен К. Е. Плотность Земли. — М.: Мир, 1978. 2. Каула У. Спутниковая геодезия. — М.: Мир, 1970. 3. Мещеряков Г. А. Использование стоксовых постоянных Земли для уточнения ее механических моделей. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1975, вып. 21. 4. Мещеряков Г. А., Дейнека Ю. П. О построении глобальных механических моделей Земли. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1975, вып. 21. 5. Мещеряков Г. А., Дейнека Ю. П. Об эллипсоидальном распределении плотности земных недр. — Геофизический сборник, 1978, вып. 86. 6. Мещеряков Г. А., Шопяк И. Н., Дейнека Ю. П. О представлении функции внутри земного эллипсоида частичной суммой ряда Фурье. — Геодезия, картография и аэрофотосъемка, 1977, вып. 26. 7. Стандартная Земля, геодезические параметры Земли на 1966 г. — М.: Мир, 1969. 8. Ушаков С. А. Строение и развитие Земли. — Итоги науки и техники. Физика Земли. М., ВИНТИ, 1974. 9. Тараканов Ю. А., Черевко Т. Н. Интерпретация крупнейших гравитационных аномалий Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 4. 10. Arkani-Hamed J. Lateral variation of density in the mantle. — Geophys. J. R. astr. Soc., 1970, v. 20. 11. Brown R. J. Lateral inhomogeneity in the crust and upper mantle from P-wave anomalies. — Pure and Appl. Geophys., 1972, v. 101. 12. Dziewonski A. M., Hales A. L., Lapwood E. R. Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data. — Phys. Earth Planet Inter., 1975, v. 10. 13. Kaula W. M. Elastic models of the mantle corresponding to variations in the external gravity field. — J. Geophys. Res., 1963, v. 68, № 17. 14. Kaula W. M. A tectonic classification of the main features of the earth's gravitational field. — J. Geophys. Res., 1969, v. 74, № 20. 15. Koch K. R. Surface density values for the Earth from satellite and gravity observations. — Geophys. J. R. astr. Soc., 1970, v. 21. 16. Koch K. R. Geophysical interpretation of density anomalies of the Earth computed from satellite observations and gravity measurements. — Zeitschrift für Geophysik, 1972, h. 38. 17. Koch K. R., Morrison F. A simple layer model of the geopotential from a combination of satellite and gravity data. — J. Geophys. Res., 1970, v. 75, № 8. 18. Schwiderski E. W. Mantle convection and crustal tectonics inferred from a satellite orbit: a different view of seafloor spreading. — J. Geophys. Res., 1968, v. 73.

Статья поступила 3 марта 1980 г.