

Работа частично финансировалась грантом фонда Слоана, присужденным Американским физическим обществом. Авторы благодарят также Международный научный фонд Сороса за поддержку.

## ЛИТЕРАТУРА

- [1] Ведяев А. В., Грановский А. Б., Котельникова О. А. Кинетические явления в неупорядоченных ферромагнитных сплавах. М., 1992. [2] Абдурахманов А. А., Васильева Р. П., Ведяев А. В. и др. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 1987. 28, № 1. С. 68. [3] Arsenieva A. D., Granovsky A. V., Myalikgulliev G. M. et al. // J. Magn. and Magn. Mat. 1991. 99. P. 167. [4] Волошинский А. Н., Рыжанова Н. В. // ФММ. 1980. 49, № 4. С. 756. [5] Волошинский А. Н., Обухов А. Г., Рыжанова Н. В., Вишняков Л. Ю. // ФММ. 1983. 56, № 6. С. 1070. [6] Anderson J. R., Parasconstantopoulos D. A., Boyer L. L., Schirber J. E. // Phys. Rev. 1979. B20. P. 3172. [7] Battalan F., Rosenman I. // Phys. Rev. 1975. B11. P. 545. [8] Hasegawa H., Kanaoги J. // J. Phys. Soc. Japan. 1972. 33, N 6. P. 1599. [9] Васильева Р. П., Акмурадов Б. // Изв. вузов, Физика. 1972. № 6. С. 43. [10] Osava A. // Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. 1930. 19. P. 109.

Поступила в редакцию  
31.03.93

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 3, ФИЗИКА. АСТРОНОМИЯ. 1994. Т. 35, № 1

## АСТРОНОМИЯ

УДК 550.3

### УЧЕТ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Н. А. Чуйкова, С. А. Казарян  
(ГАИШ)

Разработана методика, позволяющая разделять аномалии, обусловленные глубинными и приповерхностными неоднородностями внутри Земли. Путем статистического анализа пяти спутниковых моделей гравитационного потенциала Земли определена низковоловая часть гравитационного поля, обусловленная отличием внутреннего строения Земли от гидростатически уравновешенного. На основе модели внутреннего строения Дзевонского по низковоловой части потенциала определены максимальные вариации границ разделов. Полученные оценки использованы для снятия глобального фона при интерпретации альтиметрических данных (на примере Атлантического океана).

Геометрический метод радиоальтиметрических наблюдений со спутников над океанами позволяет получать высоты геоида с хорошей относительной точностью. Эти значения можно использовать для выявления аномалий, вызванных конкретным регионом земной коры. Однако в измеренных высотах геоида интегрируются проявления аномальностей полей от всех границ разделов Земли. Поэтому встает проблема снятия фона, обусловленного глубинным внутренним строением планеты. Полученные остаточные высоты геоида можно использовать для дальнейшей геофизической интерпретации.

На предварительном этапе работы проводилось уточнение модели внутреннего строения Земли. А именно: определялись максимальные вариации неоднородностей на границах разделов внутри планеты, их наследие отражение во внешнем гравитационном поле и согласованные с физическими условиями и данными сейсмологии.

Из анализа спутниковых моделей потенциала Земли — GEM9 с разложением по  $n=20$  [1]; GEM-T1,  $n=36$  [2]; GEM-T2,  $n=36$  [3]; OSU,  $n=36$  [4]; ПЗ-90,  $n=36$  [5] — выявлено, что все они практически совпадают для низких гармоник ( $n \leq 11$ ) (рис. 1). Из предположе-

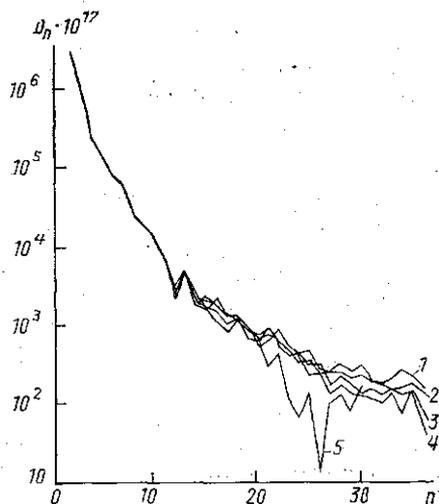


Рис. 1

Фиг. 1. Степенные дисперсии гравитационного поля Земли по спутниковым моделям OSU-81 (1), ПЗ-90 (2), GEM-T1 (3), GEM-T2 (4) и GEM-9 (5)

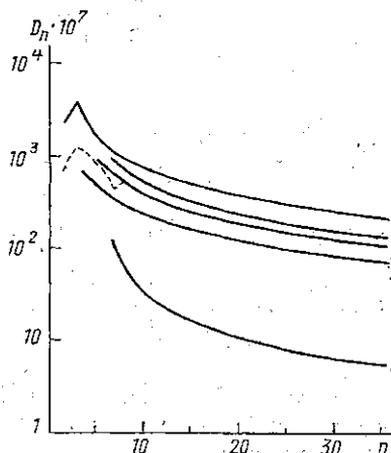


Рис. 2

Рис. 2. Степенные дисперсии топографии границ раздела внутри Земли: граница ядро—мантия ( $\tilde{r}=3477,4$  км) (1), граница второго фазового перехода ( $\tilde{r}=5701,0$  км) (2), граница первого фазового перехода ( $\tilde{r}=5971,0$  км) (3), граница анизотропности ( $\tilde{r}=6151,0$  км) (4), граница Мохо ( $\tilde{r}=6346,6$  км) (5), штриховая линия — граница земля—воздух ( $\tilde{r}=6371,0$  км)

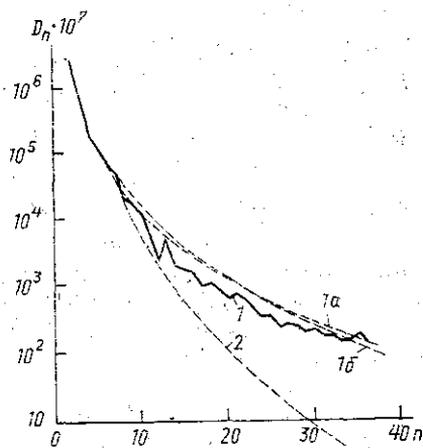


Рис. 3

Рис. 3. Степенные дисперсии  $D_n \cdot 10^{17}$  гравитационного поля Земли: по спутниковым данным ПЗ-90 (1), по модели 1а (1а), по модели 1б (1б), по моделям 2а и 2б (2)

ния об обусловленности этих гармоник глубинным строением планеты и проводилось решение поставленной задачи. Как наиболее точная в дальнейшей работе использовалась спутниковая модель ПЗ-90 [5].

Массы, составляющие рельеф границы раздела, представлялись в виде простого сферического слоя с поверхностной плотностью  $\sigma_s$ :

$$\sigma_s(\varphi, \lambda) = \sigma_0 H(\varphi, \lambda) = \sigma_0 \cdot \tilde{r} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n (\bar{a}_{nm} \cos m\lambda + \bar{b}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_n^m(\sin \varphi), \quad (1)$$

где  $\sigma_0$  — скачок плотности на рассматриваемой границе раздела,  $H$  — высота рельефа в данной точке,  $\tilde{r}$  — радиус границы раздела,  $\bar{a}_{nm}$  и  $\bar{b}_{nm}$  — нормированные коэффициенты разложения рельефа,

$$\left\{ \bar{a}_{nm}, \bar{b}_{nm}, \sqrt{D_n^H} = \sqrt{\sum_{m=0}^n (\bar{a}_{nm}^2 + \bar{b}_{nm}^2)} \right\} \leq H_{\max}/\tilde{r}, \quad (2)$$

$H_{\max}$  — максимальная высота рельефа рассматриваемой границы. Тогда гравитационный потенциал масс простого слоя запишется следующим образом:

$$\Delta V = \frac{4\pi G \tilde{r}^3 \sigma_0}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{1}{2n+1} \left( \frac{\tilde{r}}{r} \right)^n (\bar{a}_{nm} \cos m\lambda + \bar{b}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_n^n(\sin \varphi). \quad (3)$$

Аномальное внешнее гравитационное поле Земли имеет вид

$$\Delta W = \frac{[GM]}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left( \frac{R}{r} \right)^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{D}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_n^m(\sin \varphi), \quad (4)$$

где  $\bar{C}_{nm}$  и  $\bar{D}_{nm}$  — коэффициенты, характеризующие отклонение гравитационного поля планеты от соответствующего состоянию гидростатического равновесия.

Предполагая, что  $n$ -я гармоника аномального гравитационного поля обусловлена вкладом масс некоторой определенной границы раздела, можно записать:  $\Delta W_n = \Delta V_n$ ,

$$\left. \begin{aligned} \bar{C}_{nm} \\ \bar{D}_{nm} \end{aligned} \right\} = \frac{4\pi \sigma_0 \tilde{r}^{n+3}}{(2n+1) R^n M} \left\{ \begin{aligned} \bar{a}_{nm} \\ \bar{b}_{nm} \end{aligned} \right. \quad (5)$$

$$\sqrt{D_n^m} = \frac{3}{2n+1} \left( \frac{\tilde{r}}{R} \right)^{n+3} \frac{\sigma_0}{\sigma} \sqrt{D_n^H},$$

где  $\sigma$  — средняя плотность и  $R$  — средний радиус Земли,  $\sqrt{D_n^W}$  — степенные дисперсии гравитационного поля,  $\sqrt{D_n^H}$  — степенные дисперсии топографии рассматриваемой границы. Тогда, учитывая имеющуюся оценку (2), можно определить предельную глубину расположения неоднородностей, соответствующую гармоническому потенциалу данной степени  $n$ :

$$\left( \frac{\tilde{r}}{R} \right)^{n+2} \geq \frac{2n+1}{3} \frac{R}{H_{\max}} \frac{\sigma}{\sigma_0} \sqrt{D_n^W}, \quad (6)$$

где  $\sigma$  и  $R$  — величины, взятые из модели внутреннего строения Земли PREM Дзевонского [6].

Полагая, что гармоника  $n=2$  целиком обусловлена неоднородностями, расположенными на границе ядра, и используя  $H_{\max}$  для этой границы из работы [7], мы определили значение  $\tilde{r}$ , соответствующее  $D_2^W$ . Оно оказалось равным 2123,3 км — меньше значения 3477,4 км, полученного по сейсмическим данным [7]. Выполнение последнего условия позволяет решить задачу.

Дальнейшие рассуждения велись по двум направлениям.

1. Предполагалась равномерность амплитудных характеристик вариаций различной протяженности на разных границах.

(1а) В предположении, что ядро однородно, по заданным  $\tilde{r}$  из [6] и  $D_2^w$  определялось значение  $H_{\max}$  для данной границы:

$$H_{\max} \geq \frac{2n+1}{3} \frac{\sigma}{\sigma_0} \left( \frac{\tilde{r}}{R} \right)^{n+2} R \sqrt{D_n^w} \quad (7)$$

и определялся вклад масс границы ядро—мантия в аномальное гравитационное поле планеты для всех  $n=2 \div 36$ :

$$\sqrt{D_n^v} \leq \frac{3}{2n+1} \frac{\sigma_0}{\sigma} \frac{H_{\max}}{R} \left( \frac{R}{\tilde{r}} \right)^{n+2} \quad (8)$$

После этого вклад данной компоненты удалялся из аномалий поля по спутниковым данным:

$$\sqrt{\bar{D}_n^w} = \sqrt{D_n^w} - \sqrt{D_n^v} \quad (9)$$

Рассматривалась следующая граница раздела. После аналогичных рассуждений исключалось аномальное влияние масс, расположенных ниже этой границы, в этом случае удаление велось начиная с  $n=3$ . Такая операция велась вплоть до верхних регионов Земли.

(1б) Приведенный алгоритм использовался при условии, что гармоника  $n=2$  характеризует неоднородности на границе внутреннего ядра.

Полученные результаты позволили сделать вывод о возможности смещения внутреннего ядра примерно на 400 км, что хорошо коррелирует с данными о смещении магнитного диполя Земли. Оценка максимальной вариации границы раздела ядро—мантия одинакова в обоих случаях и согласуется в пределах ошибок с оценками вариаций этой границы, полученными в [7], но свидетельствует о завышении данных, приведенных там, примерно в 1,5—2 раза. Оценки вариаций остальных границ внутри Земли хорошо согласуются по обоим вариантам за исключением границы первого фазового перехода. Граница раздела 5771 км в вычислениях не использовалась вследствие чрезвычайно малого скачка плотности ( $6 \cdot 10^{-7}$  г/см<sup>3</sup>), влекущего за собой нерелевантные величины неоднородностей ( $10^5$  км).

2. Предполагалась неравномерность амплитудных характеристик вариаций границ разделов. Базовыми данными послужили гармонические коэффициенты топографии поверхности Земли [8]. Топография поверхности определялась как *equivalent rock topography*, т. е. океан сжимался до эквивалентной плотности, как у масс суши. Поэтому в качестве данных были выбраны коэффициенты Каула и Ли с разложением до  $n=8$  относительно геоида и проведен соответствующий пересчет относительно гидростатического эллипсоида.

(2а) Учитывая выявленное завышение данных в [7], нам пришлось изменить приведенные там коэффициенты топографии границы ядро—мантия для  $n=2$  и  $n=3$  в соответствии с полученными предельными оценками, сделанными на основе дисперсий гравитационного потенциала по формуле (5). В результате неровностями границы ядро—мантия полностью объясняются гармоники гравитационного поля с  $n=2$  и  $n=3$ . Дисперсия  $D_4^H$  границы ядро—мантия выбиралась из условия совпадения отношения  $D_3^H/D_4^H$  для полученной нами модели и приведенной в работе [7]. Имеющаяся в [7] оценка  $H_{\max}$  для этой границы давала дополнительное условие:

$$\sum_{n=2}^{\infty} D_n^H \leq \left( \frac{H_{\max}}{\tilde{r}} \right)^2 \quad (10)$$

Тем самым мы получили возможность интерполяции значений  $D_n^H$  границы ядро-мантия вплоть до  $n=36$ . Интерполяционная формула выбиралась в виде

$$\sqrt{D_n^H} = \frac{1}{an^{1+\varepsilon} + b}, \text{ где } \varepsilon = \left[ \frac{n-1}{36} \right].$$

Полученные результаты удовлетворили условию (10):

$$\left( \frac{H_{\max}}{\bar{r}} \right)^2 = 2,977 \cdot 10^{-6}, \quad \sum_{n=2}^{36} D_n^H = 3,23 \cdot 10^{-7}.$$

Значение  $H_{\max}$  для этой границы соответствует значениям  $\bar{r}$  и  $D_3^H$ .

Итак, мы получили блок данных: значения  $D_n^H$  на границе ядро-мантия ( $\bar{r}=3477,4$  км) и на поверхности ( $\bar{r}=6371$  км). Задача вычисления  $D_n^H$  на промежуточных границах разделов решалась следующим образом: из спутниковых данных гравитационного поля удалялся вклад масс границы ядро-мантия для  $n=2 \div 36$  посредством формулы (5). Приписывая остаточное поле следующей границе при  $n=4$ , по той же формуле мы получали значение  $D_4^H$  границы второго фазового перехода и соответствующее ей значение неоднородности. Значение  $D_5^H$  этой границы рассчитывалось из условия

$$\frac{D_4^H(\bar{r}=3477,4 \text{ км}) - D_4^H(\bar{r}=6371 \text{ км})}{D_4^H(\bar{r}=3477,4 \text{ км}) - D_4^H(\bar{r}=5701 \text{ км})} = \frac{D_5^H(\bar{r}=3477,4 \text{ км}) - D_5^H(\bar{r}=6371 \text{ км})}{D_5^H(\bar{r}=3477,4 \text{ км}) - D_5^H(\bar{r}=5701 \text{ км})}.$$

На основе полученных двух точек проводилась интерполяция до  $n=36$  и вклад этой границы удалялся из гравитационного поля. Аналогичная операция проводилась для всех остальных границ. Графики дисперсионных характеристик топографий границ разделов представлены на рис. 2.

(26) Гипотеза о возможности объяснения неоднородности границы внутреннее-внешнее ядро смещением внутреннего ядра (см. п. 16)) была подвергнута более детальному анализу. В качестве первоначальной физически приемлемой рабочей гипотезы было принято смещение ядра вдоль оси вращения, вносящее вклад в зональные гармоники потенциала. Однако оценки такого смещения, сделанные нами путем решения задачи двух неподвижных центров [10], показали, что имеющимся отклонениям зональных гармоник ( $n=2 \div 7$ ) от гидростатических значений очень хорошо соответствует наличие разуплотнения вещества внешнего ядра массой  $m = -1,805 \cdot 10^{-4} M_{\oplus}$ , находящегося на расстоянии  $z = 1538,68 \text{ км} \pm A$  (где  $A$  — радиус разуплотнения) к югу от центра масс Земли, т. е. вблизи границы внутреннего и внешнего ядра. Физическая природа этого разуплотнения может быть объяснена как наличием восходящего конвективного течения во внешнем ядре, так и выделением более легкого вещества (например, кремния) из внутреннего ядра (в этом случае  $A \approx 750$  км). Так как при таком объяснении разуплотнение будет входить и в состав внутреннего ядра, то это вызовет смещение центра масс внутреннего ядра к северу. Аналогичные оценки возможности смещения внутреннего ядра в других направлениях, вносящего вклад в тессеральные и секториальные гармоники потенциала, показывают невозможность объяснения этих гармоник аномалиями внутри ядра, как внешнего, так и внутреннего.

После определения параметров двух неподвижных центров ( $m_1 = -1,805 \cdot 10^{-4} M_\oplus$ ,  $z_1 = -1538,68$  км,  $m_2 = 1,0001805 M_\oplus$ ,  $z_2 = -0,25$  км) их влияние удалялось из спутниковых данных, и далее расчеты велись согласно п. 2а.

Численные результаты всех вариантов сведены в таблицу. Следу-

Оценки максимальных негидростатических вариаций границ разделов внутри Земли на основе спутниковых данных

Параметры границы	Номера границ					
	1	2	3	4	5	6
Радиус, $\tilde{r}$ , км	1221,5	3477,4	5701,0	5971,0	6151,0	6346,6
Глубина залегания ( $R - \tilde{r}$ ), км	5149,5	2893,6	670,0	400,0	220,0	24,4
Скачок плотности $\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	0,597	4,337	0,398	0,180	0,076	0,481

Максимальные вариации на границах  $H_{\max}$ , км

Вариант (1 а)		0,83	0,31	0,02	0,69	0,04
Вариант (1 б)	398,05	0,87	0,24	0,45	0,37	0,03
Вариант (2 а)		1,16	0,36	0,57	0,66	0,06
Вариант (2 б)	$m_1 = -1,805 \cdot 10^{-4} M_\oplus$ $z_1 = -1538,68$ км $m_2 = 1,0001805 M_\oplus$ $z_2 = -0,25$ км	1,10	0,38	0,56	0,65	0,06

ет заметить, что максимальные вариации  $H_{\max}$ , приведенные в ней, содержат в себе неучтенные нами нагрузочные коэффициенты. Поэтому реальные вариации границ разделов могут быть меньше приведенных величин.

Анализ дисперсионных характеристик гравитационного поля, рассчитанных по обоим вариантам (рис. 3), свидетельствует о завышении уровня модельных дисперсий гармоник степени  $n \leq 11$  над спутниковыми данными для первого варианта. Поэтому в дальнейшем использовались результаты второго варианта.

На основе соотношений между спутниковыми и модельными дисперсиями гравитационного поля были получены модельные коэффициенты разложения гравитационного потенциала по сферическим функциям:

$$\left. \begin{matrix} \bar{C}_{nm} \\ \bar{D}_{nm} \end{matrix} \right\} = \sqrt{k_n} \left\{ \begin{matrix} \bar{C}_{nm} \\ \bar{D}_{nm} \end{matrix} \right. \quad (\text{ПЗ-90}),$$

где  $k_n = D_n^{\text{модель}} / D_n^W$ , причем  $k_n = 1$  при  $n = 2 + 8$ . Это дало возможность вычислить высоты геоида по формуле Брунса:

$$\xi = (W - U) / \gamma,$$

где  $W$  — потенциал силы тяжести Земли,  $U$  — потенциал гидростатического эллипсоида (ограничились  $n=6$ ),  $\gamma$  — нормальное значение силы тяжести,

$$W(r_e) = \frac{GM}{r_e} \left[ 1 + \sum_{n=2}^{36} \sum_{m=0}^n \left( \frac{a}{r_e} \right)^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{D}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_n^m(\sin \varphi) \right] + \frac{\omega^2 r_e^2}{2} \cos^2 \varphi,$$

$$U(r_e) = \frac{GM}{r_e} \left[ 1 - \sum_{n=2}^6 \bar{J}_n \left( \frac{a}{r_e} \right)^n \bar{P}_n(\sin \varphi) \right] + \frac{\omega^2 r_e^2}{2} \cos^2 \varphi,$$

$$\gamma = \frac{GM}{r_e} (1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi),$$

$a$  — экваториальный радиус (большая полуось),  $r_e$  — радиус меридионального сечения,  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли,  $C_{nm}$ ,  $D_{nm}$  — нормированные гармонические коэффициенты. Районом исследования была выбрана акватория Северной Атлантики:  $\varphi=60,5^\circ$  с. ш.  $\div 0,5^\circ$  ю. ш.,  $\lambda=75,5^\circ$  з. д.  $\div 14,5^\circ$  з. д. Осреднение проводилось по  $1^\circ$ -трапециям. Вычисленные высоты геоида удалялись из альтиметрических данных (рис. 4), приведенных для этого региона по данным SEASAT [9]. Оста-

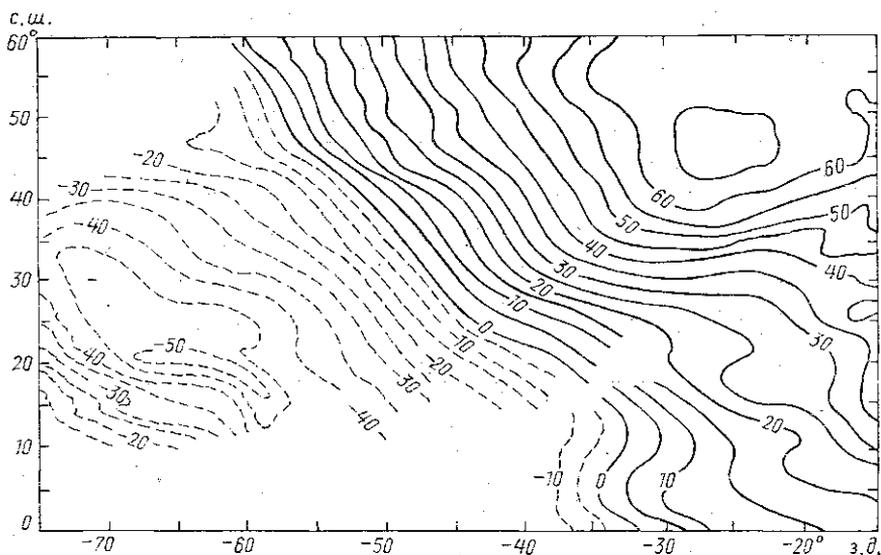


Рис. 4. Карта альтиметрических высот геоида (сечение 5 м).

точные высоты представлены в виде карты (рис. 5). Сравнение ее с картой высот геоида, построенной на основе альтиметрических данных, выявило, что: 1) простираение аномалий высот геоида с северо-запада на юго-восток сменилось простираением с севера на юг; 2) максимальная амплитуда положительных аномалий в районе Азорских островов уменьшилась от 65 до 15 м и сместилась к югу, амплитуда отрицательных аномалий в районе Карибского моря уменьшилась от  $-55$  до  $-10$  м; проявились дополнительные локальные аномалии, отсутствовавшие в исходном поле.

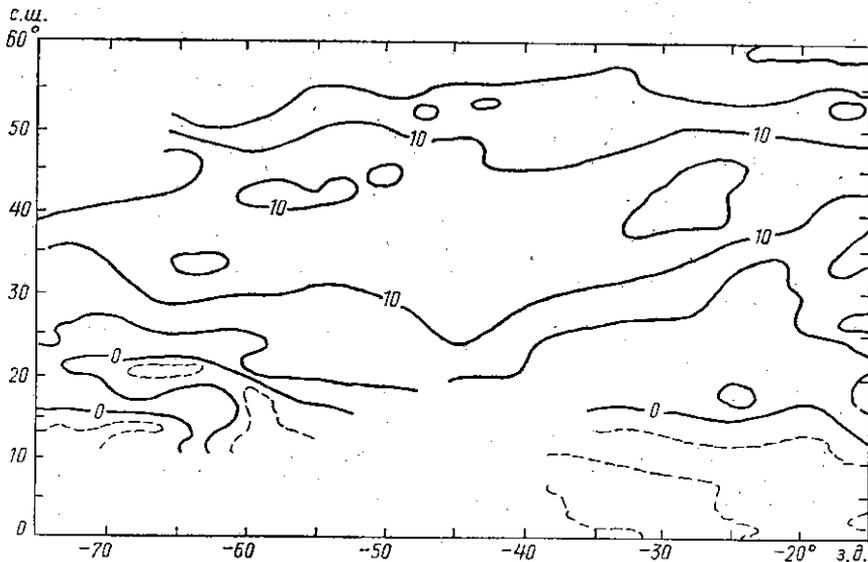


Рис. 5. Карта остаточных высот геоида (сечение 5 м)

#### ЛИТЕРАТУРА

- [1] Lerch F. J., Klosko S. M., Laubscher R. E., Wagner C. A.//J. Geophys. Res. 1979. 84, N B8. P. 3897. [2] Marsh J. G., Lerch F. J., Putney B. H., Smith D. E.//J. Geophys. Res. 1988. 93, N B6. P. 6169. [3] Rapp R. H. Report N 322, Dept. of Geodetic Sci. and Surveying the Ohio State University. Columbus, Dec. 1981. [4] Marsh J. G., Lerch F. J., Putney B. H. et al. Report N 397, Dept. of Geodetic Sci. and Surveying the Ohio State University. Columbus, Ohio 43210-1247, June 1989. P. 3. [5] Бойков В. В., Галазин В. Ф., Демьянов Г. В. и др.//Геодезия и картография. 1992. № 4. С. 4. [6] Dziewonski A. M., Anderson D. L.//Phys. of the Earth and Planetary Interiors. 1981. V. 25. P. 297. [7] Morelli A., Dziewonski A. M.//Nature. 1987. 325. P. 678. [8] Lee A. S., Kaula W.//J. Geophys. Res. 1967. 72, N 2. P. 753. [9] Rapp R. H.//J. Geophys. Res. 1986. 91, N B5. P. 4867. [10] Дубошин Г. Н. Небесная механика, основные задачи и методы. М., 1975.

Поступила в редакцию  
01.04.93

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 3, ФИЗИКА. АСТРОНОМИЯ. 1994. Т. 35, № 1

#### ГЕОФИЗИКА

УДК 551.465.552

#### СТРУКТУРА ПЛОТНОСТНОГО ТЕЧЕНИЯ И ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ЕГО ТОЛЩЕ

Б. И. Самолюбов, Н. А. Быстрова  
(кафедра физики моря и вод суши)

Исследуются структуры полей скорости придонного стратифицированного течения и концентрации взвеси при наличии внутренних волн в сдвиговых слоях потока. Анализ представленных данных показал, что внутренние волны могут сопутствовать течению, менять его структуру, и порождать гравитационные потоки. По структурам полей волновых возмущений скорости на основании результатов двух 12-часовых се-