

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 $\Delta C_{00} = -22,0910^{10}$; 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., ГГИИ, 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., Mittermayr 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 корелляционных 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-

тод — вычисление изостатических аномалий силы тяжести. До недавнего времени в связи с исключительной трудоемкостью вычисления топографо-изостатических поправок карты изостатических аномалий силы тяжести составляли лишь для ограниченных территорий. Появление ЭВМ позволило ускорить необходимые вычисления и продвинуть далеко вперед исследования изостатического состояния такой огромной и разнородной территории, как СССР. Была составлена карта изостатических аномалий силы тяжести большей части территории СССР и проведена комплексная геолого-геофизическая интерпретация полученных данных. Но указанные работы не проводились западнее меридиана 24° , т. е. на территории Советских Карпат и Предкарпатья. Имеющиеся разрозненные данные об изостатическом состоянии Карпат [3, 4] основаны на устаревших и неполных гравиметрических исследованиях и имеют предварительный характер.

Учитывая важность изложенного выше, в настоящее время проводят работы по составлению такой карты совместно кафедра теории математической обработки геодезических измерений Львовского политехнического института и лаборатория геодинамики Львовского филиала математической физики Института математики АН УССР.

При исследовании изостатического состояния того или иного региона неизбежно возникает вопрос о выборе соответствующей схемы компенсации масс. Современные данные о строении земной коры и подкоркового слоя показывают, что ни одна из классических изостатических гипотез (Пратта, Эри, Венинг-Мейнеса) не удовлетворяет в чистом виде наблюдаемым в природе соотношениям. Тем не менее ряд исследований убедительно доказывает, что ближе всего к реальной действительности оказывается схема Эри [2, 5, 8]. Эта схема с «классическими» параметрами ($T_0=30$ км, $\delta_t=2,67$ г/см³, $\delta_c=0,6$ г/см³) была принята нами для вычисления топографо-изостатических поправок на территории Карпатского региона.

В настоящей работе приведены результаты вычисления гравитационного влияния топографических и компенсационных масс, заключенных в зоны, удаленные от точки наблюдения на определенное расстояние, которое принимают равным внешнему радиусу зоны M по хейфордовскому разбиению (58,8 км). Согласно исследованиям, выполненным в работе [11], данный радиус ограничивает территорию, обычно называемую областью региональной компенсации, массы которой способны достигать изостатического равновесия. За пределами этого радиуса при вычислениях была использована система кольцевых зон Хейфорда.

Гравитационное влияние топографических и компенсационных масс, заключенных в такие зоны, определяют с помощью выражений [3]:

$$G_T = 2\pi f \delta_T \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_t^H \frac{2R \sin^2 \frac{\theta}{2} - h \cos \theta}{\left(4R^2 \sin^2 \frac{\theta}{2} + h^2 + 4Rh \sin^2 \frac{\theta}{2}\right)^{3/2}} (R+h)^2 \sin \theta d\theta dh; \quad (1)$$

$$G_C = 2\pi f \delta_C \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_t^{T_0+t} \frac{2R \sin^2 \frac{\theta}{2} + t \cos \theta}{\left(4R^2 \sin^2 \frac{\theta}{2} + t^2 - 4Rt \sin^2 \frac{\theta}{2}\right)^{3/2}} (R-t)^2 \sin \theta d\theta dt. \quad (2)$$

Здесь f — гравитационная постоянная; δ_T и δ_C — соответственно плотности топографических и компенсационных масс; θ_1 и θ_2 — границы кольцевых зон; R — радиус Земли; h и t — переменные интегрирования (соответственно высота зоны и толщина компенсационных масс); T_0 — нормальная толщина земной коры, соответствующая нулевому рельефу и принятая равной 30 км.

Выражения (1) и (2) в конечном виде не интегрируются и их вычисляют либо методом нахождения среднего значения подынтегральной величины, либо путем разложения подынтегрального выражения в ряд с удержанием членов порядка $\frac{h}{R}$ и $\frac{t}{R}$ и последующим интегрированием. Первый метод слишком громоздок и трудоемок, а второй позволяет получать для G_T и G_C относительно простые выражения с точностью до величин второго порядка малости:

$$G_T = 2\pi f \delta_T \left\{ \left(H + 0,75 \frac{H^2}{R} \right) \left(\sin \frac{\theta_2}{2} - \sin \frac{\theta_1}{2} \right) + \right. \\ \left. + 0,25 \frac{H^2}{R} \left(\operatorname{cosec} \frac{\theta_2}{2} - \operatorname{cosec} \frac{\theta_1}{2} \right) \right\}; \quad (3)$$

$$G_C = -2\pi f \delta_C \left\{ \left(t - 1,5 T_0 \frac{t}{R} - 0,75 \frac{t^2}{R} \right) \left(\sin \frac{\theta_2}{2} - \sin \frac{\theta_1}{2} \right) - \right. \\ \left. - \left(0,5 T_0 \frac{t}{R} + 0,25 \frac{t^2}{R} \right) \left(\operatorname{cosec} \frac{\theta_2}{2} - \operatorname{cosec} \frac{\theta_1}{2} \right) \right\}. \quad (4)$$

Знаки перед коэффициентами в формулах (3) и (4) соответствуют знакам поправок за топографию и за компенсацию, которые нужно вводить в наблюденные значения силы тяжести. Формулы (3) и (4) приближенные. Однако сравнение вычисленных по ним значений редукций с полученными по таблицам Кассиниса [12] (наиболее точным из всех существующих таблиц) показало, что ошибка в значении редукции, обусловленная удержанием малого числа членов разложения при прочих

равных источниках ошибок, не превышает 0,3 мгл. В то же время ошибка, вызываемая неточным осреднением высоты в дальних зонах, в самых неблагоприятных случаях может достигать 1 мгл в обоих методах определения редукции.

Таблицы Кассиниса сложны, требуют дополнительных вычислений и неудобны в обращении. Поэтому на основании формул (3) и (4) была составлена программа на ЭВМ «М-222» и рассчитана таблица значений топографо-изостатических редукций для зон Хейфорда за пределами радиуса 58,8 км.

В приведенной таблице аргумент H (высота) дан с шагом 100 м для промежутка 0—2000 м, что вполне достаточно для вычисления топографо-изостатического гравитационного влияния дальних зон практически во всех районах нашей планеты. Наличие такой таблицы позволяет просто и достаточно точно учитывать это влияние при разных вариациях радиуса региональной области компенсации, если это нужно.

Как видно из формул (3), (4) и таблицы, изостатическая редукция в дальних зонах приблизительно пропорциональна высоте. Отсюда следует, что находить редукцию можно не для отдельных отсеков зоны, как это делается у Хейфорда и Кассиниса, а сразу для всей зоны. Это значительно упрощает вычисления.

При вычислении с помощью приведенной таблицы топографо-изостатических поправок за влияние дальних зон на территорию Карпатского региона была использована методика, предложенная нами ранее для вычисления ондуляций изостатического геоида Карпат [9—11]. Результаты вычислений позволили составить схему топографо-изостатических поправок за влияние дальних зон для указанной территории (рисунок).

М. Е. Артемьев в работе [1] отмечал, что топографо-изостатическая поправка за влияние дальних зон, взятая с обратным знаком, может рассматриваться как гравитационный эффект, создаваемый вариациями мощности земной коры в районах, удаленных от пункта наблюдения (в нашем случае более чем на 58,8 км). Как видно из рисунка, влияние этих удаленных масс на территории Карпат составляет более 20 мгл.

Гравитационное влияние топографических и компенсационных масс, удаленных от пункта наблюдения на определенное расстояние, необходимо знать для решения ряда задач и, главным образом, для изостатического редуцирования наблюденных значений силы тяжести, а также для вычисления так называемых аномалий Гленни, которые в ряде случаев гораздо удобнее для геологической интерпретации [7], чем более часто используемые аномалии Буге. Так, предварительные оценки мощности земной коры на территории Карпат по аномалиям Буге и Гленни показали, что аномалии Гленни дают значительно лучшие результаты [6].

Представленная на рисунке схема позволяет легко вычислять аномалии, близкие к аномалиям Гленни, путем введения

Топографо-изостатические reduкции (схема Эри, $T_0 = 30$ км, $\delta_T = 2,67$ г/см³, $\delta_c = 0,6$ г/см³)

H , км	N	Зоны													1	
		0	18	17	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7		
0,1	2,36	1,40	0,23	0,22	0,21	0,20	0,19	0,30	0,18	0,14	0,11	0,07	0,07	0,04	0,03	0,02
0,2	4,76	2,83	0,46	0,44	0,42	0,40	0,39	0,60	0,36	0,28	0,21	0,14	0,14	0,07	0,06	0,04
0,3	7,20	4,29	0,70	0,66	0,63	0,60	0,59	0,91	0,55	0,43	0,32	0,21	0,21	0,10	0,10	0,05
0,4	9,69	5,77	0,94	0,89	0,85	0,82	0,79	1,22	0,74	0,58	0,42	0,29	0,14	0,13	0,11	0,03
0,5	12,22	7,28	1,18	1,12	1,07	1,03	1,00	1,54	0,93	0,73	0,55	0,36	0,18	0,16	0,14	0,04
0,6	14,79	8,81	1,43	1,36	1,30	1,25	1,21	1,86	1,12	0,88	0,66	0,44	0,22	0,20	0,18	0,07
0,7	17,41	10,37	1,68	1,60	1,53	1,47	1,42	2,19	1,32	1,04	0,78	0,52	0,26	0,23	0,21	0,01
0,8	20,07	11,96	1,94	1,84	1,76	1,70	1,64	2,52	1,53	1,20	0,90	0,59	0,29	0,27	0,24	0,02
0,9	22,77	13,57	2,20	2,09	2,00	1,92	1,85	2,86	1,73	1,36	1,02	0,67	0,33	0,30	0,27	0,02
1,0	25,52	15,20	2,47	2,34	2,24	2,16	2,08	3,21	1,94	1,53	1,14	0,76	0,37	0,34	0,30	0,02
1,1	28,31	16,86	2,74	2,60	2,49	2,39	2,31	3,56	2,15	1,69	1,27	0,84	0,41	0,38	0,25	0,02
1,2	31,14	18,55	3,01	2,86	2,74	2,63	2,54	3,92	2,37	1,86	1,40	0,92	0,46	0,42	0,37	0,02
1,3	34,02	20,26	3,29	3,13	2,99	2,87	2,77	4,28	2,59	2,04	1,53	1,01	0,50	0,45	0,40	0,02
1,4	36,94	22,00	3,57	3,39	3,25	3,12	3,01	4,65	2,81	2,21	1,66	1,09	0,54	0,49	0,44	0,02
1,5	39,90	23,77	3,86	3,67	3,51	3,37	3,25	5,02	3,03	2,39	1,79	1,18	0,58	0,53	0,47	0,03
1,6	42,91	25,59	4,15	3,94	3,77	3,62	3,50	5,40	3,26	2,57	1,92	1,27	0,63	0,57	0,50	0,03
1,7	45,96	27,38	4,44	4,22	4,04	3,88	3,75	5,78	3,50	2,75	2,06	1,36	0,67	0,61	0,54	0,03
1,8	45,05	29,22	4,74	4,51	4,31	4,14	4,00	6,17	3,73	2,93	2,20	1,45	0,72	0,65	0,58	0,04
1,9	52,19	31,09	5,05	4,80	4,59	4,41	4,26	6,56	3,97	3,12	2,34	1,54	0,76	0,69	0,62	0,04
2,0	55,37	32,98	5,35	5,09	4,87	4,68	4,51	6,96	4,21	3,31	2,48	1,64	1,70	0,81	0,74	0,04

П р и м е ч а н и е. Значения reduкций нужно брать со знаком минус.

поправки, снятой с карты, в аномалию Буге. Полученные таким образом значения будут отличаться от чистых аномалий Гленни на разность притяжения топографических масс в пределах радиуса 58,8 км вокруг точки определения и масс плоского слоя

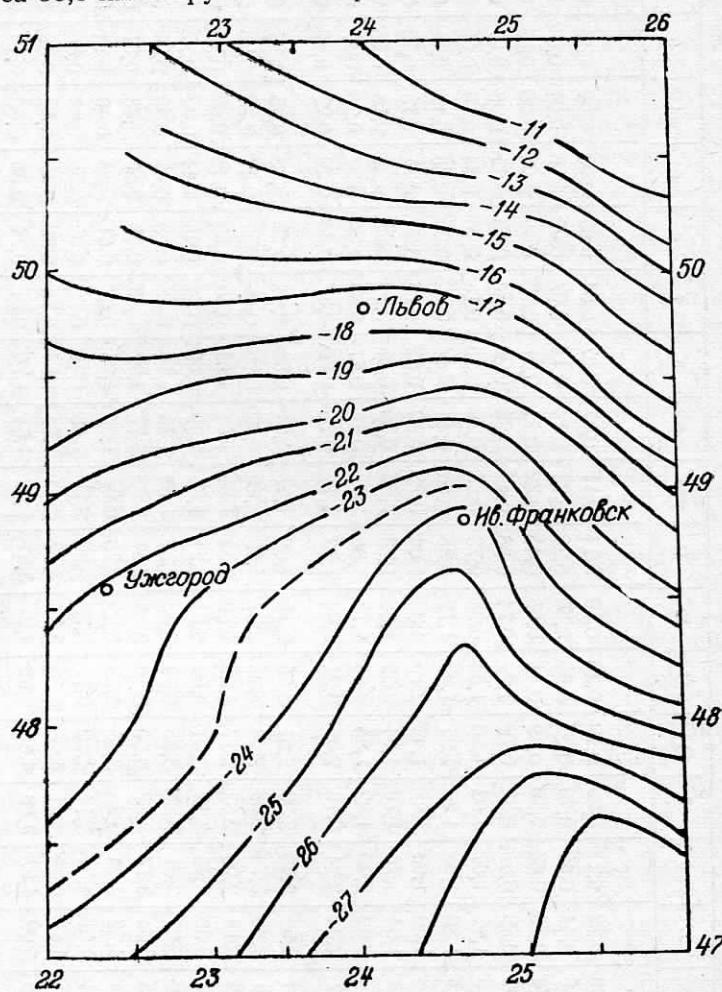


Схема топографо-изостатических поправок за влияние дальних зон ($r > 58,8$ км).

мощностью, равной высоте точки определения, т. е. слоя, учитываемого редукцией Буге. Такие аномалии можно использовать в качестве заменителя аномалий Гленни при региональных исследованиях.

Если же точно вычислить гравитационное влияние топографических масс в пределах радиуса 58,8 км, что неизбежно выполняется при изостатическом редуцировании, то чистые ано-

малии Гленни получаются как попутный результат при вычислении изостатических аномалий.

Принимая во внимание результаты исследований, приведенных в работе [6], вычисление аномалий Гленни на территории Карпатского региона позволит существенно уточнить существующие карты поверхности Мохоровичча.

Список литературы: 1. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М., «Наука», 1975. 2. Вуллард Дж. П. Стандартизация измерений силы тяжести. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972. 3. Евсеев С. В. Сравнительная характеристика различных аномалий силы тяжести Предкарпатья. — «Геофизич. сборник АН УССР», 1952, № 1. 4. Евсеев С. В., Сигалова Р. М. О связи между локальными аномалиями силы тяжести и элементами сейсмичности в Закарпатье. — «Геофизич. сборник АН УССР», 1970, № 35. 5. Евсеев С. В. Про визначення параметрів ізостатичної редукції. — «Доп. АН УРСР, серія «Б», 1974, № 11. 6. Евсеев С. В. О способах определения рельефа поверхности Мохоровичча. — «Геофизич. сборник АН УССР», 1977, № 78. 7. Люстих Е. Н. Геологический смысл различных методов вычисления аномалий силы тяжести. — «Тр. ин-та теоретич. геофизики АН СССР», 1947, вып. 3. 8. Рингвуд А. Е. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972. 9. Шаталова Э. М. О смещении уровенной поверхности (геоида) под влиянием топографической редукции. — «Геодезия, картография и аэрофотосъемка», 1971, вып. 14. 10. Шаталова Э. М. К вопросу о деформации геоида. — «Геодезия, картография и аэрофотосъемка», 1972, вып. 15. 11. Шаталова Э. М. Карта «изостатического геоида» в районе Карпат. — «Геодезия, картография и аэрофотосъемка», 1973, вып. 17. 12. Cassinis G., Dore P., Ballarin S. Tavole fondamentale per la riduzione dei valori osservati della gravità. — «Publ. dell'istituto di Topogr. e Geod.», 1937, № 22.

Работа поступила 6 мая 1977 года. Рекомендована кафедрой теории математической обработки геодезических измерений Львовского политехнического института.

УДК 523.36

П. М. ЗАЗУЛЯК
Львовский политехнический институт

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЛУНЫ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ЕЕ НЕДР

Как известно, мерой отклонения от однородности планеты служит значение среднего момента инерции I/MR^2 , для определения которого используются стоксовые постоянные второго порядка (для однородного шара значение $I/MR^2=0,4$; если $I/MR^2<0,4$, то плотность с глубиной возрастает, а если $I/MR^2>0,4$, — плотность уменьшается).

В настоящее время в результате ряда исследований [3—6] появилась возможность использовать данные о гравитацион-