

中国重力改正史话

雷受旻
2025 年 1 月 10 日

作者从事重力勘查外业和科研工作迄今已 60 余年, 亲身经历了中国重力勘查事业发展的几个阶段。最近发现, 在许多文献、教材乃至规范中关于重力改正方法和重力异常的概念保留着很多历史印记, 以致于显得越来越繁琐甚至混乱。因此有必要回顾重力改正的演变过程, 确定哪些需要补充更新, 哪些可以继续沿用, 哪些应该束之高阁。此文作为“史话”, 旨在梳理个人记忆中的有关史实, 与业内同好交流。

提纲

一、从源头说起.....	1
二、50-60 年代石油普查中的改正方法.....	1
(一) 正常重力改正和纬度改正	2
(二) 高度改正	3
(三) 中间层引力改正	3
(四) 布格改正	3
三、60-70 年代高精度重力测量中的改正方法.....	4
四、区域重力调查中的改正方法	6
(一) 正常重力改正	6
(二) 高度改正	6
(三) 地形改正	6
(四) 中间层引力改正	9
五、地形改正半径与格莱尼重力异常	9
六、地壳均衡学说与均衡重力异常	12
七、陆岛改正重力异常	15
八、呼吁删繁就简	15
主要参考文献.....	16
附录: 关于中间层引力改正的讨论.....	17

一、从源头说起

对实测重力值的改正可以分为两类。一类是以某种质量模型或密度界面为场源，正演其重力效应对实测重力值进行改正，得到与之对应的重力异常，如分别针对参考椭球体、海陆地形起伏、地壳均衡模型进行改正得到空间重力异常、布格重力异常和均衡重力异常等；另一类如重力仪零点漂移改正，艾特沃斯改正，固体潮改正等等，这几项并没有与之对应的异常称谓。本文只讨论前者。

重力勘查源自重力测量学，它是把重力测量成果应用于地质研究的分支学科。重力测量学所关注的是重力场本身，重力勘查所关注的则是重力场场源的地质属性，其终极追求是为地质研究提供线索和依据。

地球的引力加速度与其自转离心加速度的矢量和称为“绝对重力值”。它既有幅度很大的宏观变化又有小幅度的局部起伏（扰动）。宏观变化即参考椭球体的重力效应，局部变化则是扰动质量的重力效应。所谓扰动质量通常是指地形质量、补偿质量和地质质量。“地形质量”是与海陆分布和地形起伏相关的质量分布；“补偿质量”是基于地壳均衡学说的深部剩余质量；“地质质量”则是指地壳内部的物质不均匀分布。地形质量和补偿质量的

规模及其对重力场的扰动量远远大于地质质量。重力勘查所关注的是地质质量和补偿质量，地形质量则被视为干扰场源，要千方百计予以消除。

二、50-60 年代石油普查中的改正方法

重力勘查提交的实测成果有两类：一类是相对重力值，即每个测点与一事先选定的总基点之间的重力差；另一类则是绝对重力值，用绝对重力仪直接测量或者把相对测量中的总基点与国家重力基点网联测计取。70 年代以前我国重力勘查成果都是相对重力值，70 年代建立了覆盖全国的重力基点网之后才要求提交绝对重力值。

这一时期的重力勘查多数用于石油普查，使用从苏联引进的金属弹簧重力仪，车载、需两人抬上抬下，受外界温度影响大，要测定温度系数进行温度改正，观测精度约 2-3mGal。测网用经纬仪视距导线布设，测点高程用水准高程或经纬仪视距高程。室内计算工具则是算盘、计算尺、手摇计算机、对数表和三角函数表。



图 1 50-60 年代重力改正使用的计算工具

这一时期的重力勘查中有 3 个改正项：纬度改正、高度改正和中间层引力改正，只

是偶尔在地形相对复杂一些的丘陵地区进行近区地形改正。

对实测值进行纬度改正和高度改正后得到空间重力异常,再经中间层引力改正得到布格重力异常。

(一) 正常重力改正和纬度改正

地球重力场的宏观变化用参考椭球体的重力场表示。参考椭球体具有以下特征:

- (1) 系一旋转椭球体, 内部质量均匀分布或分层均匀分布
- (2) 椭球面与大地水准面贴近
- (3) 质量与地球总质量相同
- (4) 几何中心与地球质量中心重合
- (5) 绕短轴旋转, 角速度与地球自转角速度相同

参考椭球体在其表面上的重力值称为“正常重力值”。根据参考椭球体长轴半径、扁率、地球总质量、自转角速度,求得索里米亚纳公式(下文中式 12),再展开成级数,截取 2 级微量得到:

$$\gamma_0 = \gamma_e(1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi) \quad (1)$$

$$\beta = \frac{\gamma_p - \gamma_e}{\gamma_e} \beta_1 = \frac{1}{8} \varepsilon^2 + \frac{1}{4} \varepsilon \beta$$

其中 γ_0 —测点正常重力值 γ_e —赤道重力值 γ_p —两极重力值

$\varepsilon = \frac{a-c}{a}$ 为地球扁率 a —地球长轴半径 b —地球短轴半径

φ —测点地理纬度

随着实际资料的积累各项物理参数渐趋精确,正常重力公式也随之更新,例如:1901-1909 年赫尔默特公式:

$$\gamma_0 = 978030(1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi) \text{ (mGal, } \varphi \text{—地理纬度)} \quad (2)$$

1930 年卡西尼公式

$$\gamma_0 = 978049(1 + 0.005288 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi) \quad (3)$$

GRS80 正常重力公式

$$\gamma_0 = 978032.7(1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.0000058 \sin^2 2\varphi) \quad (4)$$

CSC2000 正常重力公式

$$\gamma_0 = 978032.53349(1 + 0.00530244 \sin^2 \varphi - 0.00000582 \sin^2 2\varphi) \quad (5)$$

很显然,外业施工中凭借前述计算工具按照此类公式计算上万个测点的正常重力改正值是不可能的。工作实践中是用正常重力的北向水平梯度计算测点与总基点之间正常重力值之差,称为“纬度改正”,式(6)。

$$\partial g_w(x) = \frac{\partial \gamma_0}{\partial \varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \bigg|_{x_0} (x - x_0) \quad (6)$$

式中 $\partial g_w(x)$ —测点（相对于总基点）的纬度改正值

x —测点的 x 坐标； x_0 —总基点的 x 坐标

$\frac{\partial \gamma_0}{\partial \varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \bigg|_{x_0}$ —纬度改正系数，即正常重力值的北向水平梯度。在总基点坐标 x_0 确定之后

它是一个常数用于所有测点。。

纬度改正以一次乘法取代了复杂的式（1）计算，这是一种智慧和贡献，但时至今日采用式（1）即使测点数以万计也能瞬间完成，所以“纬度改正”的概念和算法已经完成了历史使命。

（二）高度改正

高度改正公式为

$$\delta g_h(h) = 0.3086(h - h_0) \quad (7)$$

式中 $\delta g_h(h)$ —测点相对于总基点的高度改正值 0.3086—参考椭球体重力场在地球表面附近的垂直梯度（mg/m） h_0 —总基点高程 h —测点高程。

（三）中间层引力改正

高程不同的测点之下有厚度不同的岩层，它们对测点的引力不同，应予改正。把测点所在水平面与总基点所在水平面之间的岩层称为“中间层”，并将其视为无限延伸的水平板状体计算改正值：

$$\delta g_c = -0.0419 \sigma(h - h_0) \quad (8)$$

式中： δg_c —中间层引力改正值 G —万有引力常数

σ —中间层密度 h_0 —总基点高程 h —测点高程

（四）布格改正

实际工作中把高度改正和中间层改正合并，称为“布格改正”：

$$\delta g_B = (0.3086 - 0.0419 \sigma)(h - h_0) \quad (9)$$

式（9）中后者是测点的相对高程，前者则是两个含义完全不同的物理量，把它们组合到一起只是因为它们有一个共同的因子（ $h-h_0$ ）。采用这个公式可以做一个乘法完成两项改正，在当时这是一项很有实际意义的技术措施。

三、60-70 年代高精度重力测量中的改正方法

上世纪 60 年代我国油气地质工作从选区评价转入构造评价,由于重力方法的垂向分辨率差,逐渐退出了勘探序列。与此同时,我国批量引进了高精度重力仪,这种手提仪器灵巧轻便,观测精度提高了将近两个数量级,因此在金属与非金属矿产普查中高精度重力测量被广泛采用。比如,新疆萨尔托海超基性岩体根据重力异常找到大型的铬铁矿盲矿体,以此为契机促成了新疆铬铁矿“大会战”:十几台高精度重力仪在东西准噶尔超基性岩带进行铬铁矿普查,工作比例尺 1:5000,测网 40m×20m。

此时纬度改正、高度改正和中间层改正仍然沿用之前的方法。只是由于测量精度的大幅度提高,而且找矿工作进入山区,地形改正势在必行。

当时普遍采用的地改半径是 1000m,分为近区(0-20m),中区(20-200m),远区(200-1000m)。近区用新疆会战中首创的地改仪实测,中区用 1:5000 地形图逐点“数图-计算”,远区用 1:10000 地形图按 200m×200m“数图-计算”,然后采用“公用点法”内插求取测点远区地改值。

以中区为例,“数图-计算”方法如图 2 所示。

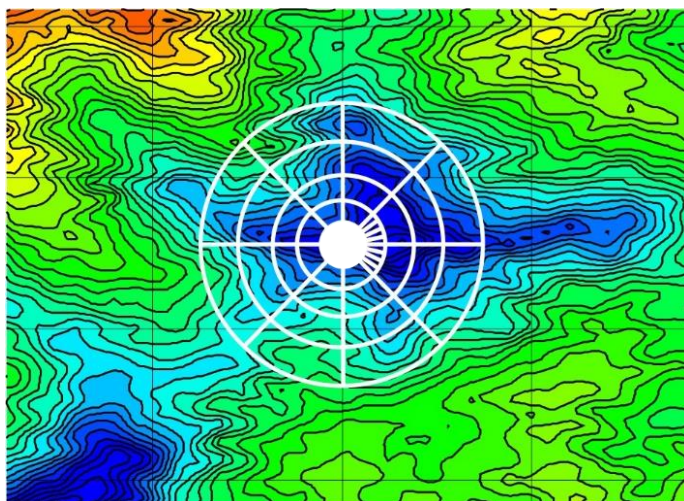


图 2 扇形块高程数图

在透明量板上以半径为 20m、50m、100m、200m 的圆和 8 方位半径划分出 24 个扇形块。在 1:5000 地形图上把量板中心置于测点,根据量板下地形图的等高线判读各个扇形块的平均高程(此即所谓“数图”),然后用扇形柱公式(10)计算其改正值,再累加起来。

$$\delta g_D = \frac{2\pi G \sigma}{n} \left[\sqrt{r_1^2 + \Delta h^2} - \sqrt{r_2^2 + \Delta h^2} - r_1 + r_2 \right] \quad (10)$$

式中 G —万有引力常数 σ —地改密度 $n=8$ —方位数

r_1 、 r_2 —扇形内外环半径 Δh —扇形柱数图高程与测点高程之差

与此同时,测地工作也大幅度提高了定位精度和高程精度,从而提高了纬度改正、高度改正和中间层引力改正的精度,致使布格重力异常总精度能够达到 30 微伽。

从 70 年代初开始地形改正值陆续采用电算,其源程序基本上是模拟手算方法,只

不过在程序中用高程网内插节点高程取代了数图-计算。最初是用晶体管计算机，浮点运算速度仅数十万次/秒，而且需长途跋涉到北京电算站上机，为了节省机时，计算程序中采用了不少近似算法，比如“以内存换机时”的函数表法，远区地改抛物线双重内插法等等。后来随着计算机的升级换代，运算速度大幅度提高，远区地改才改为逐点计算，并且在地形复杂地区把地改半径扩大到 2km，也把历来使用的“园域-扇形柱”地改模型，改为“方域-方柱体”模型（图 3）——公式（11）。

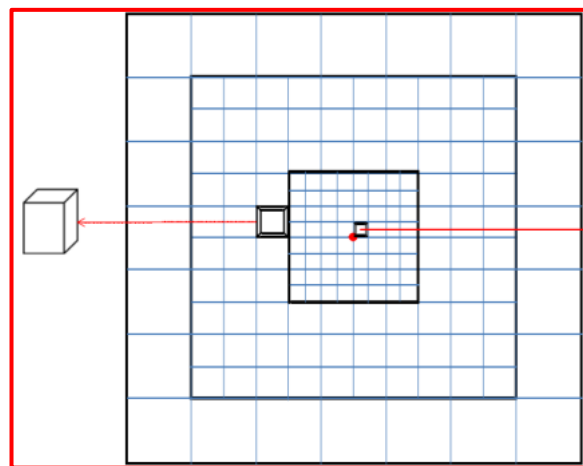


图 3 方域-方柱体

$$\delta g_D = G\sigma \left[\xi \ln(\eta + \rho) + \eta \ln(\xi + \rho) + \zeta \operatorname{tg}^{-1} \frac{\xi \rho}{\xi \eta} \right]_{\xi_1}^{\xi_2} \left| \frac{\eta_2}{\eta_1} \right|_{\zeta_1}^{\zeta_2} \quad (11)$$

式中 $\rho = (\xi^2 + \eta^2 + \zeta^2)^{1/2}$ ，积分限 $\xi_1, \xi_2; \eta_1, \eta_2; \zeta_1, \zeta_2$ 分别是方柱体的两对侧面和顶底面坐标。

需要明确的是，式（10）和（11）都是“狭义”地形改正。它以测点所在的水平面为基准面，扇形柱或方柱体的顶面是地面，“柱高”是顶面与测点的高差。改正的效果相当于把高于测点的地形质量（图 4，A）“移除”，把低于测点的空间（B）“充填”起来。经过这种“削平补齐”的改正，相当于把测点周围的改正区“夷为平地”。再用公式(9)进行中间层改正消除了总基点之间的岩层（C）的影响。其实，这一阶段地形改正半径只有 1-2km，而中间层改正则是无限平板，两者并不匹配。这个问题到区域重力测量阶段才得以解决。

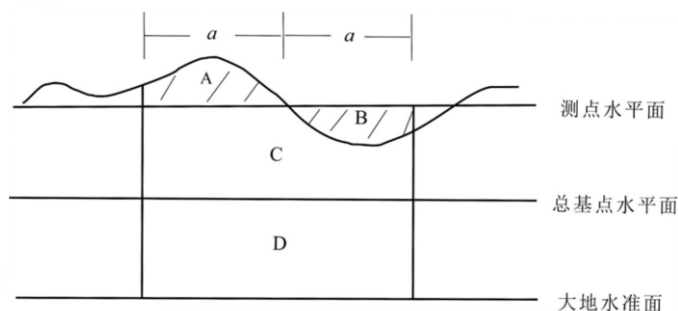


图 4 狭义地形改正与中间层

四、区域重力调查中的改正方法

1978 年地质矿产部部署的区域重力调查工作揭开了我国重力勘查史上一个划时代的篇章。这是一项立意高远、部署科学、目标明确、方法严谨的系统工程，经 40 余年持之以恒的努力，其成果已经在我国地质勘查工作中发挥了重要作用。

区域重力调查立项伊始就明确提出了五统一的技术要求：

- (1) 统一的国家重力基准及重力仪格值尺度；
- (2) 统一的正常重力公式；
- (3) 统一的坐标系和国家高程基准；
- (4) 统一的高度改正和布格改正公式，统一的密度值；
- (5) 统一的地形改正半径 166.7 km。

实践证明，“五统一”不仅使比邻图幅的区域重力调查成果得以无分施工单位、施工年份自然拼接，甚至可以把不同工作比例尺、不同项目取得的重力资料混合使用，还能够与收集到的邻国资料顺畅拼图。

区域重力调查凭借全国重力基点网进行绝对重力测量，各项改正与之前的相对重力测量有不少变化。

(一) 正常重力改正

区域重力调查不用纬度改正，直接用正常重力公式计算改正值。

上文式 (2) — (5) 列出了曾经收入不同时期重力规范的正常重力公式。从 1997 年颁布的地质矿产部《区域重力调查规范》开始采用“索米里安纳封闭公式 (12)”。

$$\gamma = \frac{c\gamma_p \sin^2 \varphi + a\gamma_e \cos^2 \varphi}{\sqrt{c^2 \sin^2 \varphi + a^2 \cos^2 \varphi}} \quad (12)$$

式中 a —地球椭球的长轴半径 c —地球椭球的短轴半径

γ_e —赤道重力值 γ_p —两极的重力值 φ —测点地理纬度。

(二) 高度改正

区域重力调查规范中高度改正公式采用了“升级版”，其中方括号内的改正值垂直梯度随纬度和高程的变化：

$$\delta g_h(h) = [0.3086(1 + 0.007 \cos 2\varphi) - 0.72 \times 10^{-7} h]h \quad (13)$$

式中 $\delta g_h(h)$ —高度改正值 φ —测点地理纬度 h —测点高程。

(三) 地形改正

从开展区域重力调查开始，地形改正与之前有如下 3 点不同：

- (1) 地改半径扩大到 166.7km，分为近区 (0-50m)、中区 (50-2000m)，第一远

区（2-20km）和第二远区（20km-166.7km）。

（2）规定 0-20 km 为平面带，20-166.7 km 为球面带。

（3）在平面带中沿用狭义地形改正加中间层引力改正计算。球面带计及地球曲率，且不设中间层直接计算大地水准面到地面全部地形质量的改正值，称之为“广义地形改正”。

166.7 km 这条界线，来自表 1 海福特分环方案，国际上约定成俗，都以此作为布格重力异常的地改区域的分界线。表中右侧 Zone1-18 称为第三远区。

表 1 海福特分环方案

Hayford zones and compartments (From Heiskanen and Vening Meinesz, 1958, p. 161)					
Zone	Outer radius (m)	Number of compartments	Zone	Outer radius (degrees)	Number of compartments
A	2	1	18	1°41'13"	1
B	68	4	17	1°54'52"	1
C	230	4	16	2°11'53"	1
D	590	6	15	2°33'46"	1
E	1280	8	14	3°03'05"	1
F	2290	10	13	4°19'13"	16
G	3520	12	12	5°46'34"	10
H	5240	16	11	7°51'30"	8
I	8440	20	10	10°44'	6
J	12400	16	9	14°09'	4
K	18800	20	8	20°41'	4
L	28800	24	7	26°41'	2
M	58800	14	6	35°58'	18
N	99000	16	5	51°04'	16
O	166700	28	4	72°13'	12
			3	105°48'	10
			2	150°56'	6
			1	180°00'	1

区域重力调查工作中之所以要有平面带与球面带之分，乃是由于随着地改半径的扩大，不能忽略地球曲率。如图 5 和表 2，在 L=166.7 km 处、dh=2181m 的高峰，全部位于地平线之下，它对测点引力的垂直分量系正值，如果不考虑地球曲率则山峰即位于地平线以上，引力垂直分量是负值。

表 2

θ°	L (km)	dh(m)
0.1799	20	30
0.4497	50	196
0.8993	100	785
1.499	166.7	2181

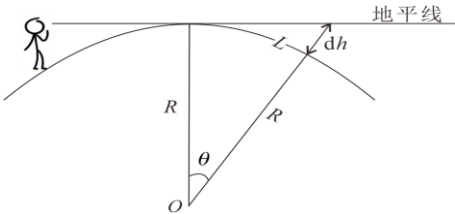


图 5 曲率对地形的影响示意图

计算球面带的地形改正值采用球坐标系：以测点为原点 Z 轴铅垂向上，用球心角由小到大的系列圆锥面和方位角不同的系列半平面“切割”改正区，形成底面为大地水准面、顶面为平均高程面的系列“球壳扇形块”（图 6）用公式（14）计算地改值。

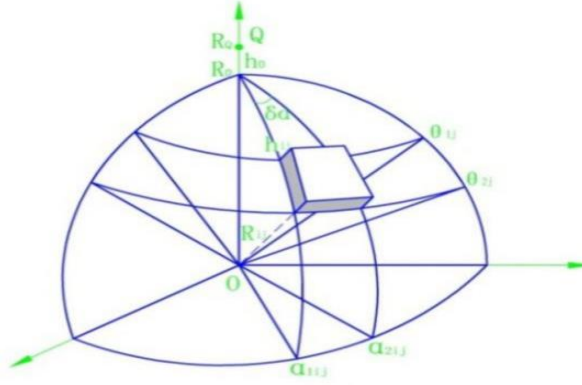


图 6 球壳扇形块模型

其中球壳扇形块角两对侧面是圆锥面和半平面，顶和底面是球面，N——北极点，O——测点，P——球壳扇形块角点

$$\delta g_s = \frac{1}{3} G \sigma (\alpha_2 - \alpha_1) R_0 \left\| E(r, \theta) \right\|_{r_1}^{r_2} \Big|_{\theta_1}^{\theta_2} \quad (14)$$

式中，

$$E(r, \theta) = (2 - r^2 - r \cos \theta + 3 \cos^2 \theta) l + 3 \sin^2 \theta \cos \theta \ln [r - \cos \theta + l]$$

$$l = (r^2 - 2r \cos \theta + 1)^{1/2}$$

$$r_1 = R_1 / R_0 \quad r_2 = R_2 / R_0$$

其中，G—万有引力常数 σ —地壳密度 R—测点地心距

α_1, α_2 θ_1, θ_2 两对侧面的坐标 R1, R2—底面、顶面的地心距 (R2=R1+h)

h—球壳扇形块平均高程

球壳扇形块顶面高程采用 4 个角点高程的平均值，这就需要换算角点的经纬度，然后从经纬度高程网中内插角点高程。

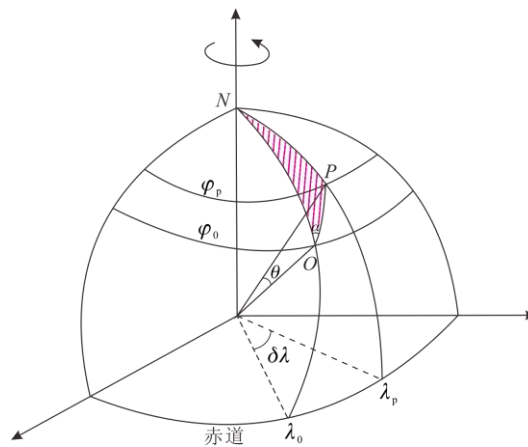


图 7 球面三角形

图 7 球面三角形 NOP 中：已知测点余纬度 ON，角点与测点对应的地心角 OP，角点 P 的方位角 NOP，用球面三角形余弦定理和正弦定理，求得角点与测点的经度差 ONP 和角点

的余纬度 NP。

（四）中间层改正

由于区域重力调查中对第 2 远区（20—166.7 km）球面带计算广义地改值，故平面带的中间层不再是无限延伸平板而是一直立圆柱体，测点位于其顶面中心。其改正公式是

$$\delta g_c = -0.0419\rho(h - \sqrt{a^2 + h^2} + a) \quad (15)$$

式中 ρ —地改密度 a —地改半径（20 km） h —测点高程

中间层引力改正说来话长，拟在附录中专题讨论。

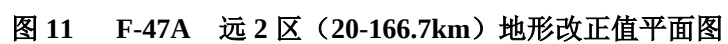
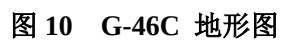
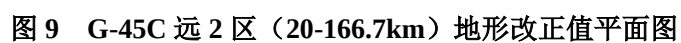
五、地形改正半径与格莱尼重力异常

在开展区域重力调查之前，关于地改半径并无统一规定，外业施工中决定一个重力工区地改半径大小的往往并不是“需要”而是“可能”。因为在 50-70 年代，很多地区，尤其是西部地区，测绘资料稀缺，地形图只能由重力分队实测。一个 1km×1km 的重力工区，为了进行半径 500m 的中区地改要用平板仪测绘 1:5000 地形图 4 km²；远区改正半径 1km，要测绘 1:10000 地形图 9 km²，如果改正半径为 2km，则要测绘 25 km²。这种工作量外业分队碍难承受。到 80 年代测绘资料逐渐丰富，先期开展区域重力调查工作的图幅基本能够满足地改需要。于是在区域重力调查规范的“五统一”中明确规定“统一地形改正半径 166.7km”。

实施之初颇多微词，主要阻力来自东中部施工单位，理由不外乎“没有必要改这么远”，“地形等级不同，应该因地制宜”等等。对此主管领导在强调“便于图幅拼接”和“便于国际接轨”坚持五统一规定的同时，实事求是地布置了科学论证，不仅要论证确有必要把地改半径扩大到 166.7km，也要论证在地形很差的地区是否还需要进一步地扩大。作者曾受命就此进行试验研究，现以两个 1:50 万图幅 G-56C 和 F-47A 为例说明如下。

图 9 和图 11 是远 2 区（20-166.7km）地形改正值平面图。图中改正值的变化达到数十近百毫伽，并且改正值的起伏与图 10 和图 12 中的地形起伏呈明显的镜像对应关系。很明显，如果任其保留在布格重力异常中，就会严重干扰对重力场特征的识别，误导地质解释。

可见远 2 区地形改正势在必行！



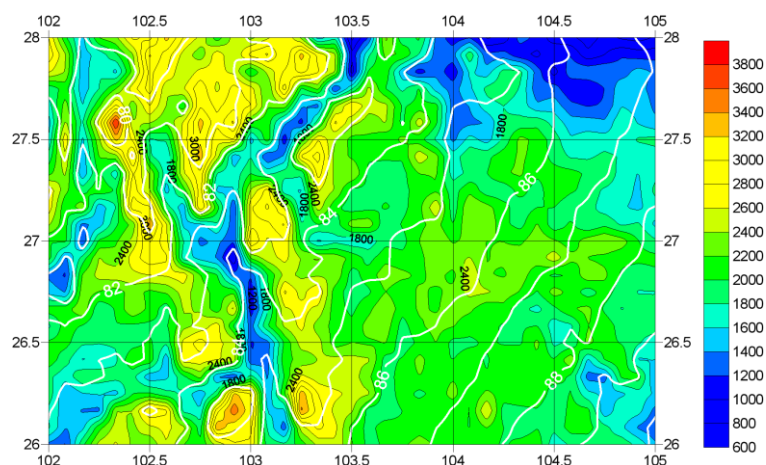


图 12 F-47A 地形图

图 10 和图 12 地形图上的白色等值线是远 3 区（166.7-全球）的地形改正值，等值线距 1 毫伽。它与地形起伏的对应关系仍然相当密切，仿佛远 2 区改正“意犹未尽”。尽管与远 2 区相比改正值的局部起伏幅度已经大大减小，但若不予消除仍然能够造成干扰。曾经在不同地形等级地区做了类似试验研究，情况因地而异，莫衷一是。

后来注意到意大利学者格莱尼的思路：如所周知，地形质量并不是孤立存在的，按照地壳均衡学说，在地形起伏下方，对应地存在莫霍面的镜像起伏，它以其剩余质量补偿地形质量。据此，格莱尼提议远 3 区（166.7-全球）要针对地形质量和补偿质量一并进行改正，称为“格莱尼改正”。已经改正到 166.7 km 的布格异常再进行格莱尼改正即为“格莱尼重力异常”。图 9 和图 11 中的红色等值线是格莱尼改正值。与远 3 区地改值大不相同，格莱尼改正值在两个图幅中俱系单调均匀变化，与地形起伏无关。

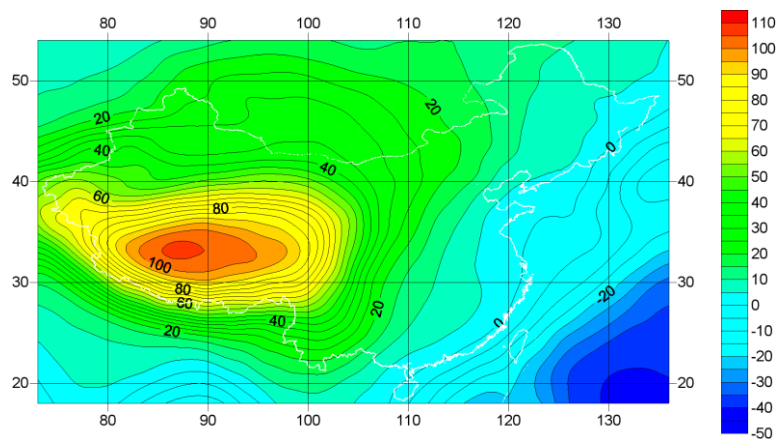


图 13 中国大陆格莱尼改正值

图 13 是中国大陆及邻区格莱尼改正值，从该图及前述图幅可以得出如下结论：

(1) 在中国大陆及邻区格莱尼改正值以青藏高原为极值区（最大值 105 毫伽左右），向四周均匀递减。

(2) 在一个百万图幅或更大一些的面积内，如果不进行格莱尼改正遗留在布格异常中的会是一种单调均匀的区域背景，对定性解释并无妨碍。所以地形改正半径 166.7km 即可，不需要进一步扩大，也无需计算格莱尼异常。

(3) 如果图幅面积很大（比如遍及中国大陆），而且需要进行定量解释可以采用格莱尼异常。但此时需要注意，166.7km 之外补偿质量的重力效应已经被消除了。

六、地壳均衡学说与均衡重力异常

由于扰动质量的存在，从细部看大地水准面是很不规则的，局部起伏会使其法线方向稍稍偏离参考椭球面的法线，称之为“垂线偏差”。垂线偏差是可以实测的，在测绘和空天行业它是一个非常重要的物理量。早在 17 世纪西方国家的专业测绘队伍就在世界各地进行垂线偏差测量。最初设想，在大型山脉近旁，庞大的山体质量会造成幅度可观的垂线偏差，并且可以根据地形资料事先预估其量值。出人意料的是，从 17 世纪在秘鲁安第斯山脉到 18 世纪在喜马拉雅山脉，垂线偏差的实测值均远远小于预估值。比如在喜马拉雅山南麓印度卡利安观测点垂线偏差的预估值是 $27.9''$ ，实测值只有 $5.2''$ 。

这种现象引起种种设想，其共同点是断言山脉质量并不是孤立存在的，一定另有质量亏空抵消其影响，盈亏互补达成“质量均衡”。针对补偿质量处于什么位置、以何种方式存在，学者们提出了迥然不同的物理模型，“地壳均衡假说”乃应运而生。其中最早、最著名的是普拉特模型和艾利模型。由于后者更贴近地质实际，迄今仍然作为经典模式被普遍采纳。20 世纪中叶海斯卡宁等人按照艾利均衡模式计算了全球范围的均衡改正值，并且编制出均衡重力异常图。在那个年代完全依靠手工计算完成这项海量计算令人肃然起敬，故又称之为“艾利—海斯卡宁均衡模型”，如图 14。

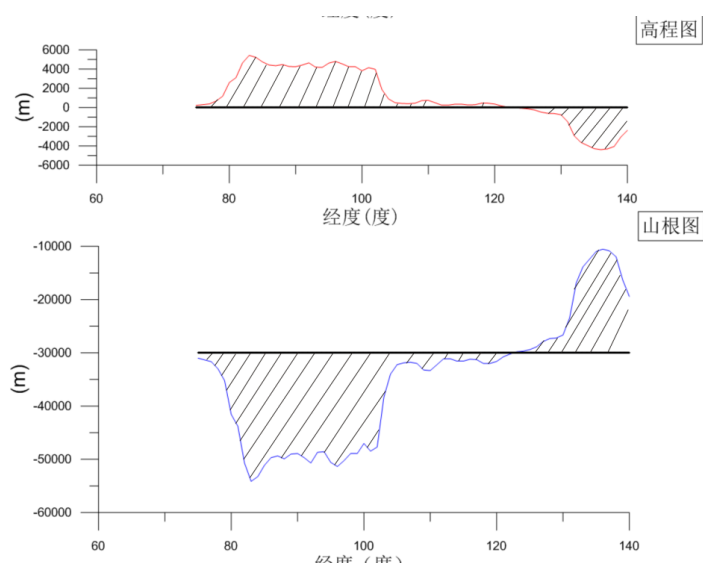


图 14 艾利-海斯卡宁均衡模式

图 14 上图红色曲线是陆地地面（左）和海底面（右），下图 $T=3000\text{m}$ 线是莫霍面平均深度，蓝色曲线是莫霍面，左侧莫霍面下凹成“山根”，右侧莫霍面上凸成“反山根”。陆海地形起伏（地形质量）与莫霍面凹凸变化（补偿质量）呈镜像对应。达到均衡补偿应该是单位面积地形柱体的质量与补偿柱体剩余质量之代数和为 0。据此得到艾利-海斯卡宁模式的莫霍面深度方程：

$$H = T + \eta h \quad (16)$$

式中，H—莫霍面深度 T—全球莫霍面平均深度（30km）。

陆地：h—高程（正），山根系数 $\eta = \sigma_0 / (\sigma_M - \sigma_0) = 4.45$ ；

海洋：h—水深（负），反山根系数： $\eta = (\sigma_0 - 1.03) / (\sigma_M - \sigma_0) = 2.27$

地壳密度 $\sigma_0 = 2.67$ 上地幔密度 $\sigma_M = 3.27$ 海水密度 $1.03 \text{ (g/cm}^3\text{)}$

尽管用艾利-海斯卡宁均衡模型已经能够很好地预估垂线偏差，但若将其作为莫霍面起伏的地质模型则面临着诸多质疑，其中主要有：

（1） 2.67g/cm^3 是上地壳平均密度，适合地形质量，但是莫霍面附近的下地壳的密度可达 $2.87\sim 2.95\text{g/cm}^3$ ，模式以 $3.27 - 2.67 = 0.6\text{g/cm}^3$ 作为补偿质量的剩余密度明显偏大。

（2）式（16）中高程/水深 h 与莫霍面深度 H 呈简单的线性关系，意味着莫霍面起伏要与地面上的峰峦叠嶂一一对应，这未免匪夷所思。设想更可能的情况应该是莫霍面的起伏与一定区块的“地势高低”而不是“局部起伏”成对应。据此威宁·曼乃兹提出“弹性板弯曲”的“区域均衡说”。

（3）有人对补偿质量全部集中于莫霍面附近的“地壳均衡论”提出质疑，认为相对“柔软”的软流层更易实现均衡补偿，补偿质量应该集中在软流圈与岩石圈的界面附近，即所谓“岩石圈均衡”。

为考察地形高程与莫霍面深度的实际对应关系，我们用中国大陆地震测深剖面 6281 个测点（图 15）的莫霍面深度与对应的地形高程进行线性回归，得到图 16、17 及对应的回归方程（17）、（18）和表 3。

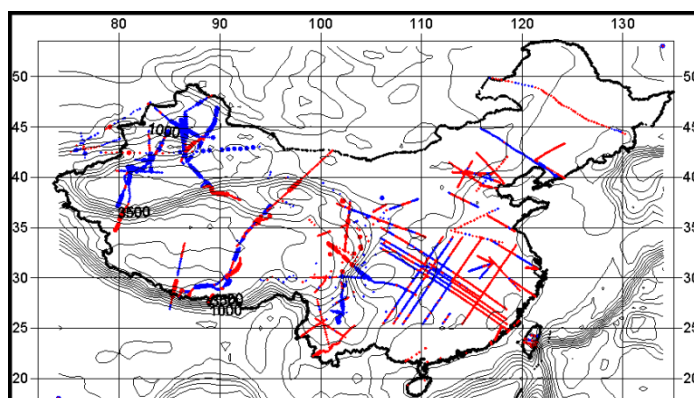


图 15 地震测深点分布图

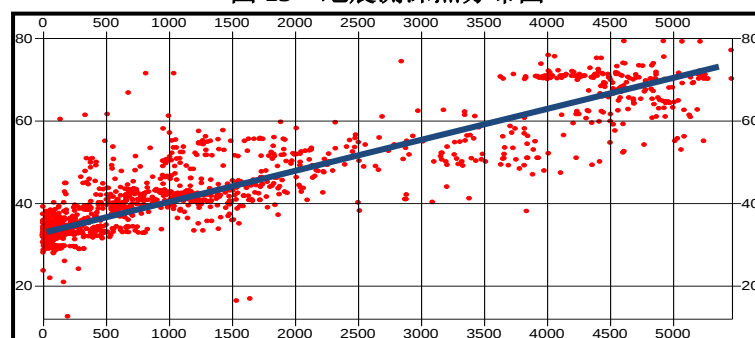


图 16 $5' \times 5'$ 平均高程 — 莫霍面深度图

此图的回归方程为

$$H=33.3+7.21h \quad (17)$$

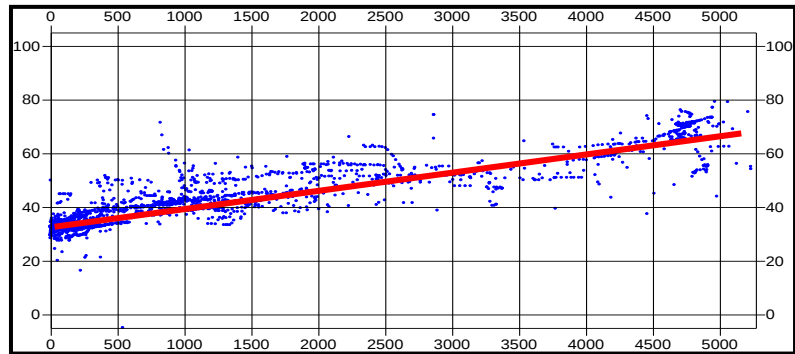


图 17 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 平均高程 — 莫霍面深度图

此图的回归方程为

$$H=33.3+7.19h \quad (18)$$

表 3 平均高程与莫霍面深度统计表

平均 高程	统计 点数	截距 (km)	标准差 (km)	相关 系数	推算剩余 密度
$5' \times 5'$	6281	33.3	6.021	0.905	0.37
$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	6281	33.3	4.796	0.927	0.37

上述回归分析结果似乎可以提供这样的信息：

(1) 相关系数大于 0.9，表明测点莫霍面深度与测点高程“强相关”，在中国大陆艾利模型可以接受。

(2) 斜率，亦即山根系数 $\eta=7.20$ 远大于艾利模型的 4.45，证实了剩余密度过大的质疑。根据 $\eta=7.20$ 反推山根的剩余密度，应为 $\Delta\sigma = \sigma_0/\eta = 2.67/7.20 = 0.37 \text{ g/cm}^3$ ，进而推算莫霍面附近山根密度为 $3.27 - 0.37 = 2.90 \text{ g/cm}^3$ 适与下地壳密度相符，这应该不是巧合。

(3) 采用 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 平均高程参与统计，其标准离差明显小于 $5' \times 5'$ 的统计值，且相关系数稍大，符合“区域均衡”概念。

(4) 鉴于莫霍面深度与高程相关系数甚大，而且基于地壳均衡原则推算出的山根剩余密度合乎实际。可以推论补偿质量确实应该主要集中在莫霍面附近，即该项统计结果不支持“岩石圈均衡说”。

作者曾经用前述统计数据 ($T=33.3\text{km}$, $\eta=7.20$) 计算均衡异常，还以其作为莫霍面深度反演的初值，并且设想如果在不同海陆地区、不同构造板块进行此类高程—测深—重力的综合研究，必然能够看到很多饶有趣味的现象。

对全球地形质量和补偿质量重力效应的改正称为“均衡改正”，间重力异常经均衡

改正得到“均衡重力异常”。在采用系列圆锥面和系列半平面把地形质量“切割”成球壳扇形块的同时，也把莫霍面附近的补偿质量对应地“切割”成了山根和反山根球壳扇形块，因此在计算程序中总是把补偿质量与地形质量的重力效应一并计算。

七、陆岛改正重力异常

国际惯例，海洋重力图件序列一般只收入空间重力图和均衡重力异常图，并不采纳布格重力异常图。究其原因可能主要有两点，一是海山、海沟等海底地形起伏本身就是海洋地质学的研究目标，不宜作为干扰改掉；二是进行海底地形改正，地改密度碍难统一选定：在陆架区海底是上地壳岩层，密度 2.67，海盆中的海山和海沟两侧均系大洋玄武岩，密度 2.85 左右，两者难以协调。不过要海陆连编空间重力异常图，图面上大片陆区空间重力异常面貌受地形地势控制，势必严重干扰地质判断。有鉴于此，青岛海洋地质研究所杨金玉等于 2010 年编制了《陆岛改正重力异常图》，较好地解决了重力异常图的海陆连编问题。

所谓“陆岛改正”就是只对陆地和岛屿（位于大地水准面以上的地形质量）进行改正而不计及海底地形起伏。这样图中陆地上是布格重力异常，海洋中是空间重力异常，在海岸附近有个比较自然的过渡带。这种处理方法的合理性可以用从山区到平原的情况类比：比如华北地区，北有燕山、西有太行，在布格重力异常图中，山区的地形起伏被改正了，但并没有对平原区第四系覆盖下的基岩起伏进行改正。

计算陆岛改正值只要把高程网中的水深一律充 0 即可。

八、呼吁删繁就简

在重力改正的演变过程中陆续出现了许多术语、概念、方法和公式，诸如相对重力测量、纬度改正、中间层引力改正、狭义地形改正、广义地形改正、简单布格改正、完全布格改正、平面带、球面带、园域、方域、扇形柱体、方柱体如此等等都是在不断改进过程中应运而生的，有许多已经完成了其历史使命。更鉴于高校重力勘探课时渐趋减少，确实需要业界同仁、高校教师尽快达成共识，对规范和教科书“删繁就简”。

作者认为，重力改正的目的无非是消除干扰，凸显与地质因素有关的重力效应，苟能达到目的事情越简捷越好。似乎只肖“针对 3 类场源、采用 3 个公式、进行 4 项改正、获得 4 种异常”（3344）就能够把重力改正和重力异常说清楚，见框图（图 18）。

针对 3 类场源：参考椭球体、地形质量、补偿质量。

采用 3 个公式：正常重力公式、高度改正公式、球壳扇形块公式。

进行 4 项改正：空间改正、布格改正、格莱尼改正、均衡改正。

获得 4 种异常：空间重力异常、布格重力异常、格莱尼重力异常、均衡重力异常。

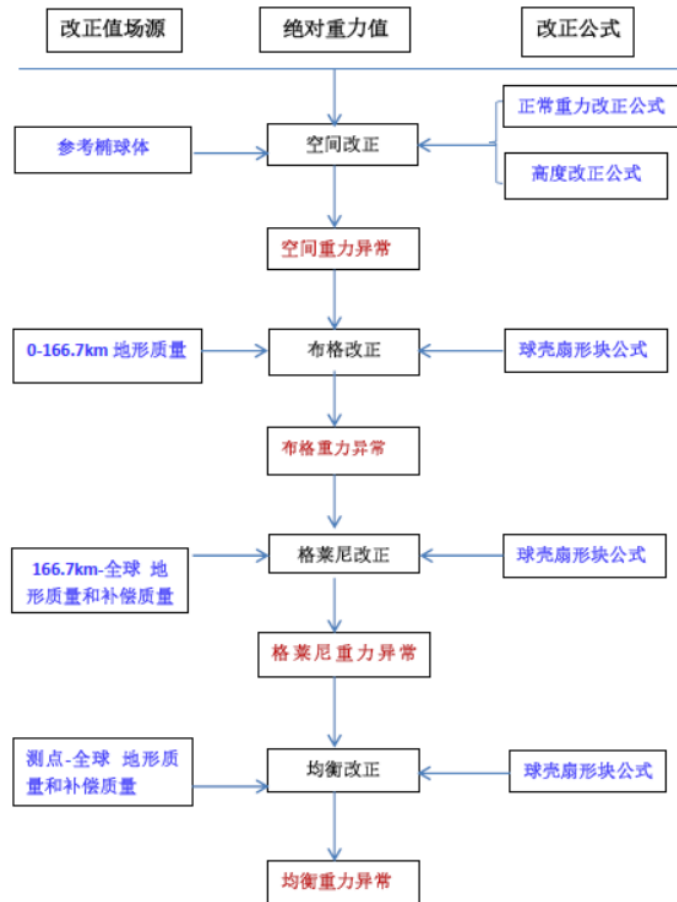


图 18 重力改正流程图

主要参考文献

- [1] 重力调查技术规范（1：50000）DZ/T 0004-2015
- [2] 大比例尺重力勘探规范（DZ/T 0171-2017）
- [3] 区域重力调查规范（DZ/T 0082-93）
- [4] 区域重力调查规范（DZ/T 0082-2006）
- [5] 区域重力调查规范（DZ/T 0082-2021）
- [6] 孙文珂，乔计花，许德树，雷受旻，王懋基. 重力勘查资料解释手册，地质出版社，2017
- [7] 孙文珂，藉同冰，雷受旻，乔计花. 中国区域重力调查 40 年回顾，地质出版社，2020

附录：中间层引力改正公式的讨论

消除地形质量的干扰是重力勘探无法回避的问题。所谓地形质量是指以参考椭球面（或大地水准面）为基准，由海陆分布和地形起伏造成的质量不均匀分布。最初采用的中间层引力改正公式是 $\Delta g = 2\pi G\sigma(h - h_0)$ ，直到 80 年代区域重力调查规范中才被更新。长期该式使用给人们留下了一个深刻的印象：

$$\Delta g = 0.0419 \left[h - h_0 + \delta h \right] = 0.0419 \sigma (h - h_0) \quad (1)$$

$$\delta g = 0.0419 \sigma \delta h_0 \quad (\text{常数})$$

以上推导说明，改变总基点高程，即改变板状体的低面位置和水平板状体厚度，将使每个测点的改正值增/减一个常数，而测点之间改正值之差不变。延伸的结论是“布格异常图像与总基点选择无关，无须顾及总基点以下的地形质量（图 4 D 层）”。下文将要看到，记住了这条结论而忽略了它是出自“无限延伸水平板状体”会导致怎样的结果。区域重力调查规范规定，将地改半径 0-20km 之内的区域视为平面带，仍然进行以测点所在平面为基准面的狭义地形改正和中间层引力改正。这里的中间层质量是一半径为 a （20km）、高度为测点高程 h 、密度为 σ 的直立圆柱体。将其底面置于圆柱坐标系 XOY 面，使其轴线与 OZ 轴重合，则在顶面中心点（0，0， h ）的重力值为：

$$\Delta g = G\sigma \int_0^{2\pi} d\alpha \int_0^a r dr \int_0^h \frac{z dz}{[r^2 + (h - z)^2]^{3/2}} \quad (1)$$

$$= 2\pi G\sigma \left(h + a - \sqrt{a^2 + h^2} \right)$$

这就是正文中公式（15）的出处。可能是出于“尽量与既有中间层改正公式趋同”的初衷，在 2015 年《1:5000 重力勘探规范》中把式（1）中的测点高程 h 提取至括号之外得到为式（2）。该式虽然样貌离奇，并且令人难以猜度其出处，但它是正确的。这个中间层是从大地水准面到测点（图 4 C 层和 D 层），这与远 2 区广义地形改正范围吻合。

$$\Delta g = 0.0419\sigma \left[1 + \left| \frac{a}{h} \right| - \sqrt{1 + \left(\frac{a}{h} \right)^2} \right] h \quad (2)$$

可能也是出于“尽量与既有中间层引力公式趋同”的初衷吧。有人把（2）中的测点高程 h 改为相对高程 $h-h_0$ ，得到式（3）。

$$\Delta g = 0.0419\sigma \left[1 + \left| \frac{a}{h - h_0} \right| - \sqrt{1 + \left(\frac{a}{h - h_0} \right)^2} \right] (h - h_0) \quad (3)$$

这个公式相当于把式（1）的积分限 h 改为 $h-h_0$ ，即底面在总基点，顶面在测点的直立圆柱体。

第二物探大队高级工程师王正科在西藏某工区采用这个公式遇到完全出乎意料的情况。施工中曾经途改变了总基点，用先后两个总基点高程计算出来的中间层改正值相差并非常数，而且差值甚大。于是做了下述试验：

该工区有 18358 个测点，高程最大值 5503 m, 最小值 3480m, 平均值 4250m。按总基点高程 $h_0=4250\text{m}$ 计算测点中间层改正值为 Δg_0 ；按总基点高程 $h_1=5500\text{m}$ 计算测点中间层改正值为 Δg_1 ，两者之差为 $\Delta 1=\Delta g_1-\Delta g_0$ ；按总基点高程 $h_2=3500\text{m}$ 计算，测点中间层改正值为 Δg_2 ，差值 $\Delta 2=\Delta g_2-\Delta g_0$ 。按照既往概念预期 $\Delta 1$ ， $\Delta 2$ 均应为常数。然而不然，18358 个测点的统计结果如下。

Δ	最大值	最小值	平均值	标准差
$\Delta 1$	-151.9	-160.5	-155.2	2.11
$\Delta 2$	-234.7	-248.3	-239.9	3.36

改正值的最大偏差竟达 $160.5-151.9 = 8.6\text{mgl}$ 和 $248.3-234.7 = 13.6\text{mgl}$ 。

究其原因就在于忽略了总基点到大地水准面（图 4 D 层）的地形质量。这里不是无限延伸水平板状体，而是半径 20km, 高度为 h_0 的直立圆柱体，每个测点下方都有这么一个圆柱，不同高程的测点到其顶部的距离（ $h-h_0$ ）不同，因而所受的引力也不相同，它是不可以忽略的。

结论：计算平面带中间层引力改正值应该使用式（1）或式（2），不能使用式（3）。