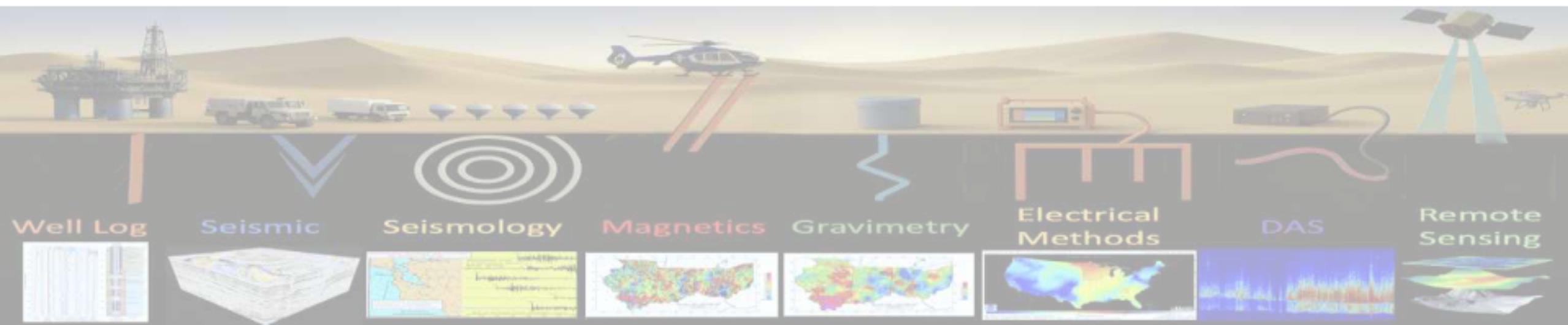


重磁电数据处理与解释

第二讲 重力数据预处理

中国石油大学（北京）地球物理学院
陈 涛

GeoGoku



□ 找铁矿用什么方法比较合适



- ✓ 重力数据 (gravity data)
- ✓ 重力异常 (gravity anomaly)
- ✓ 布格重力异常 (Bouguer gravity anomaly)
- ✓ 自由空气重力异常
- ✓ 法耶重力异常
- ✓ 均衡重力异常

固体潮校正

消除固体潮的影响



01

基点网平差

计算段差、平差



02

中间层校正

消除水平层的影响



03

正常场校正

消除地球正常重力场的影响



04

零点校正
相对重力值

地形校正

消除地形影响



05

高度校正
消除高度影响

Height Correction

消除高度影响



06



07



目 录

GeoGoku

第一节 固体潮校正



1. 固体潮校正

GeoGoku

地球和太阳及月球的相对位置不断变化，从而引起重力观测值变化，为消除这一影响而引入的校正

对于太阳，可用前面导出的公式：

$$\Delta g_{Vs} = -\frac{4}{3} \frac{D_s}{R} \left(\frac{c_s}{r_s} \right)^3 (3 \cos^2 z_s - 1)$$

对月球而言，为了提高精度，我们考虑在拉普拉斯展开中保留n=3项，并对起潮力位进行求导，可得

$$\Delta g_{Vm} = -\frac{4D_m}{3R} \left(\frac{c_m}{r_m} \right)^3 (3 \cos^2 z_m - 1) - \frac{D_m}{c_m} \left(\frac{c_m}{r_m} \right)^4 (5 \cos^3 z_m - 3 \cos z_m)$$

为了便于计算，将(c/r)用月球地平视差表示。

详见《重力与固体潮》第三讲——地球固体潮



目 录

GeoGoku

第一节 固体潮校正

第二节 零点校正

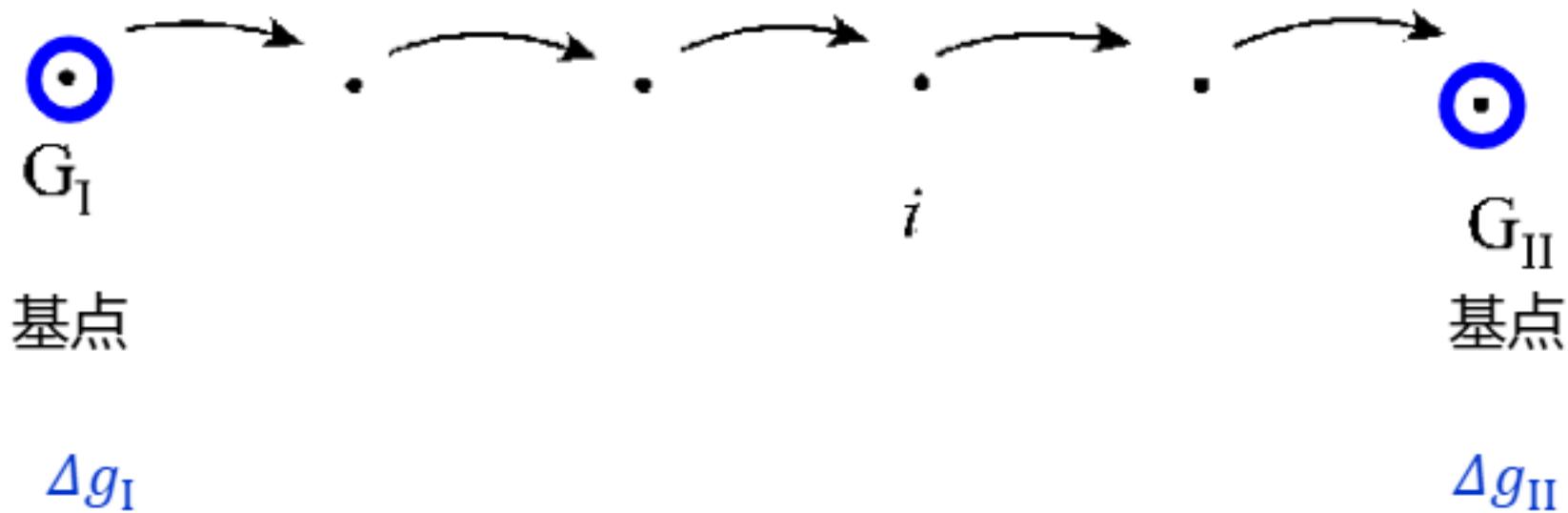


2. 零点校正

GeoGoku

重力仪零点位移：又称“零点掉格”。在客观条件完全相同的情况下，重力仪经过一段时间后再重新回到某点读数时，出现读数差的现象称为重力仪零点位移。它的大小及其规律取决于**仪器制造时的工艺水平和操作者的精心程度**。产生零点位移的原因主要是**仪器灵敏系统弹簧的永久形变、温度变化以及仪器各部件连结点有规律的移动（弹性元件疲劳）**等。

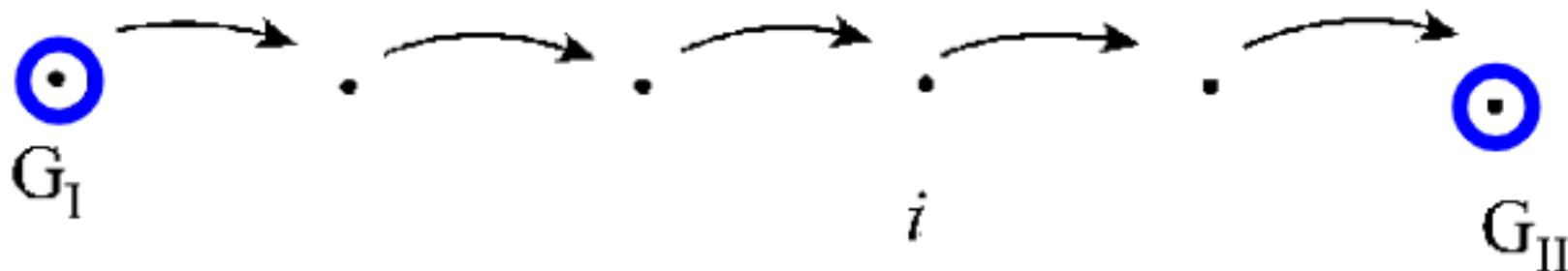
2. 零点校正



$\Delta g'_{II,I}$ 为作普通点观测时求得的 G_I 与 G_{II} 两基点间的重力差, $\Delta g_{II,I}$ 为该两基点经平差后的已知重力差。

2. 零点校正

GeoGoku



零点漂移值

$$\Delta g_{it} = k(t_i - t_I)$$

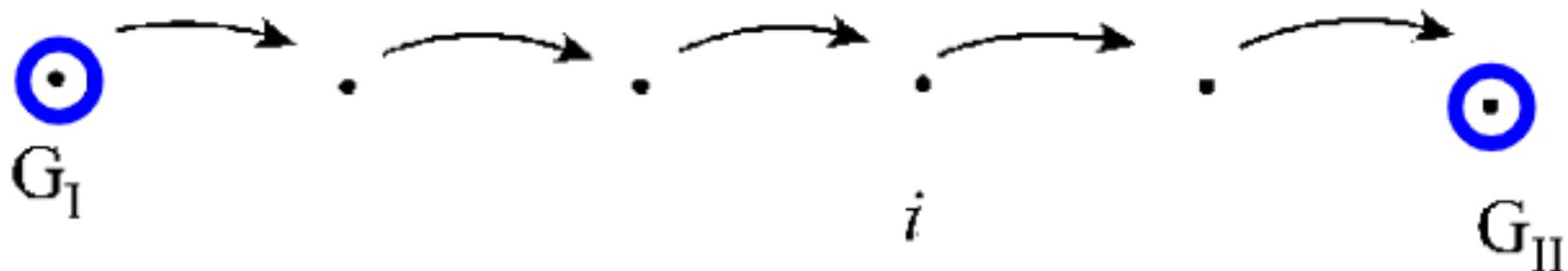
k 为校正系数

$$k = -\frac{\Delta g'_{II} - \Delta g_{II}}{t_{II} - t_I}$$

各个测点的重力值减去零点漂移值，即进行零点校正，便得到该点的相对重力值。

2. 零点校正

GeoGoku



零点漂移值

$$\Delta g_{it} = k(t_i - t_I)$$

$$k = -\frac{\Delta g'_{II}}{t_{II} - t_I}$$

各个测点的重力值减去零点漂移值，即进行零点校正，便得到该点的相对重力值。



2. 零点校正

GeoGoku

混合零点位移：零点漂移+固体潮+温度变化影响等。



2. 零点校正

GeoGoku

- 中、小比例尺测量：混合零点校正
- 大比例尺的详查、精测：先进行固体潮校正，对余下的纯零点漂移和温度影响残余再作零点校正



目 录

GeoGoku

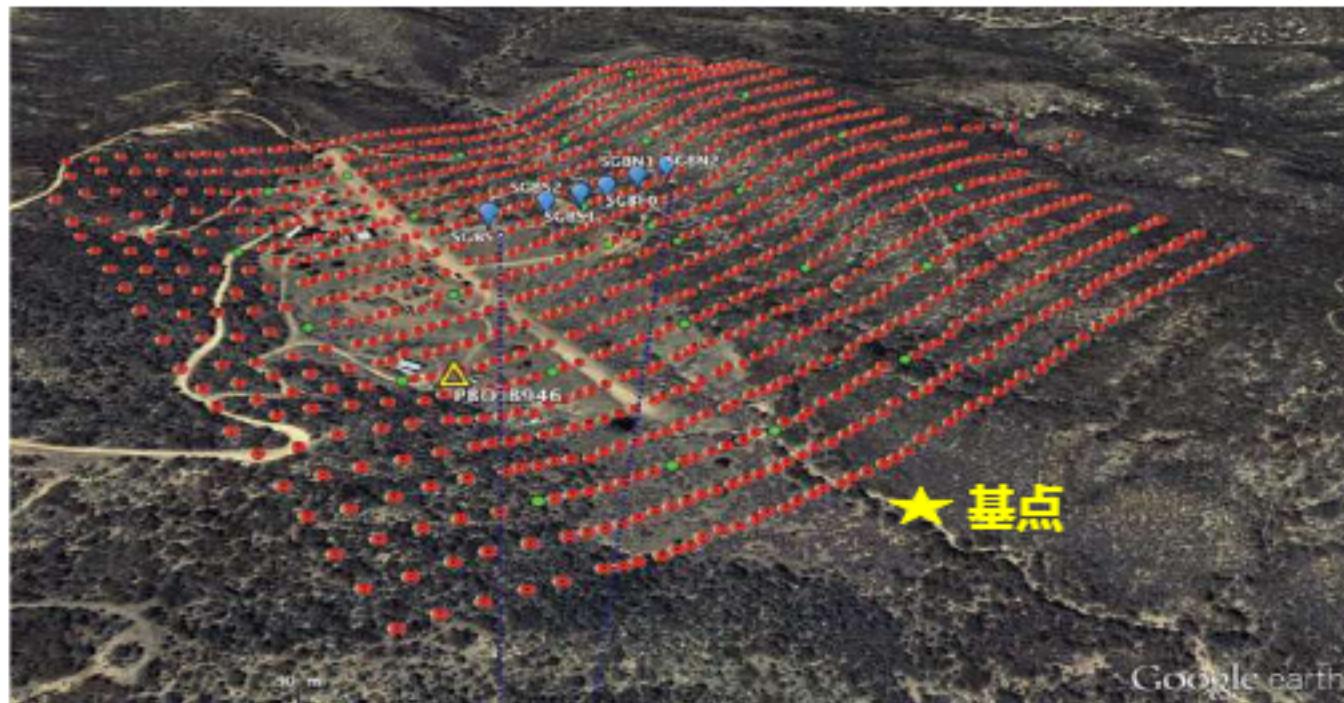
第一节 固体潮校正

第二节 零点校正

第三节 基点网平差

3. 基点网平差

GeoGoku



在基点上观测读数，可以在同一基点，也可以在不同基点。基点数约为普通观测点数的 $1/50$ 或 $1/300$

3. 基点网平差

GeoGoku

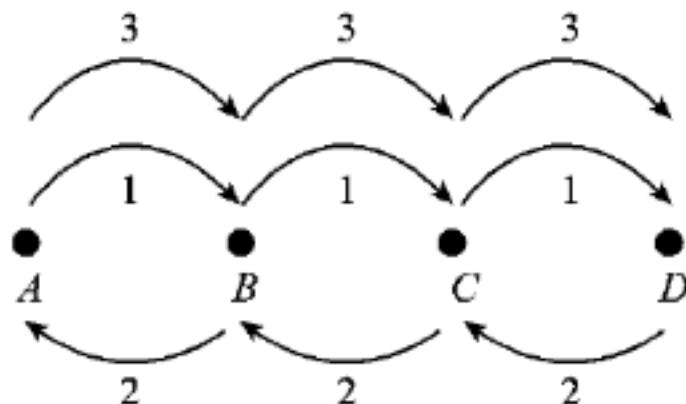


图 3-1 三程循环观测法

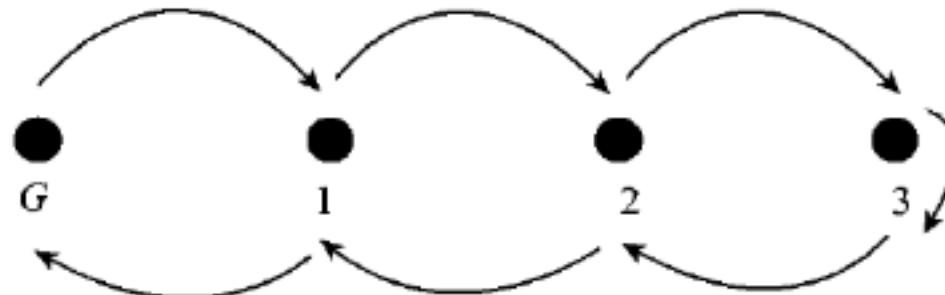


图 3-2 重复观测法

- ✓ 单向循环重复顺序 $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow \dots \rightarrow 1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow \dots$
- ✓ 往返重复顺序 $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow \dots \rightarrow 3 \rightarrow 2 \rightarrow 1$
- ✓ 三重小循环顺序 $1 \rightarrow 2 \rightarrow 1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow 4 \rightarrow 3 \rightarrow 4 \dots$

3. 基点网平差

GeoGoku

■ 段差计算

$$\Delta S_1 = S_{21} - S_{11} - \left[\frac{S_{12} - S_{11}}{t_{12} - t_{11}} (t_{21} - t_{11}) \right]$$
$$\Delta S_2 = S_{22} - S_{12} - \left[\frac{S_{22} - S_{21}}{t_{22} - t_{21}} (t_{22} - t_{12}) \right]$$

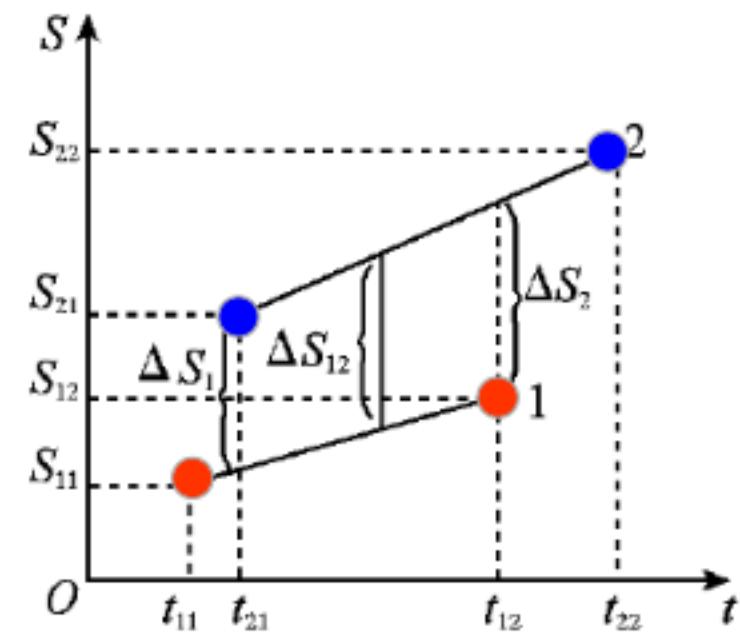
非独立增量

$$\overline{\Delta S_{12}} = \frac{\Delta S_1 + \Delta S_2}{2}$$

独立增量

重力差

$$\Delta g_{12} = \overline{\Delta S_{12}} \times C$$



三重小循环观测
1→2→1→2→.....



3. 基点网平差

GeoGoku

■ 平差

如果没有误差存在，各边段构成的每一个闭合环路内段差相加后应

$$\text{为零, } \sum \Delta g_i = 0$$

□由于联测中的误差，上式一般是得不到满足的，往往存在一个不

等于零的偏差值，称为**基点网的闭合差**。

□产生闭合差的主要原因在于重力仪混合零点校正的不完全。



3. 基点网平差

GeoGoku

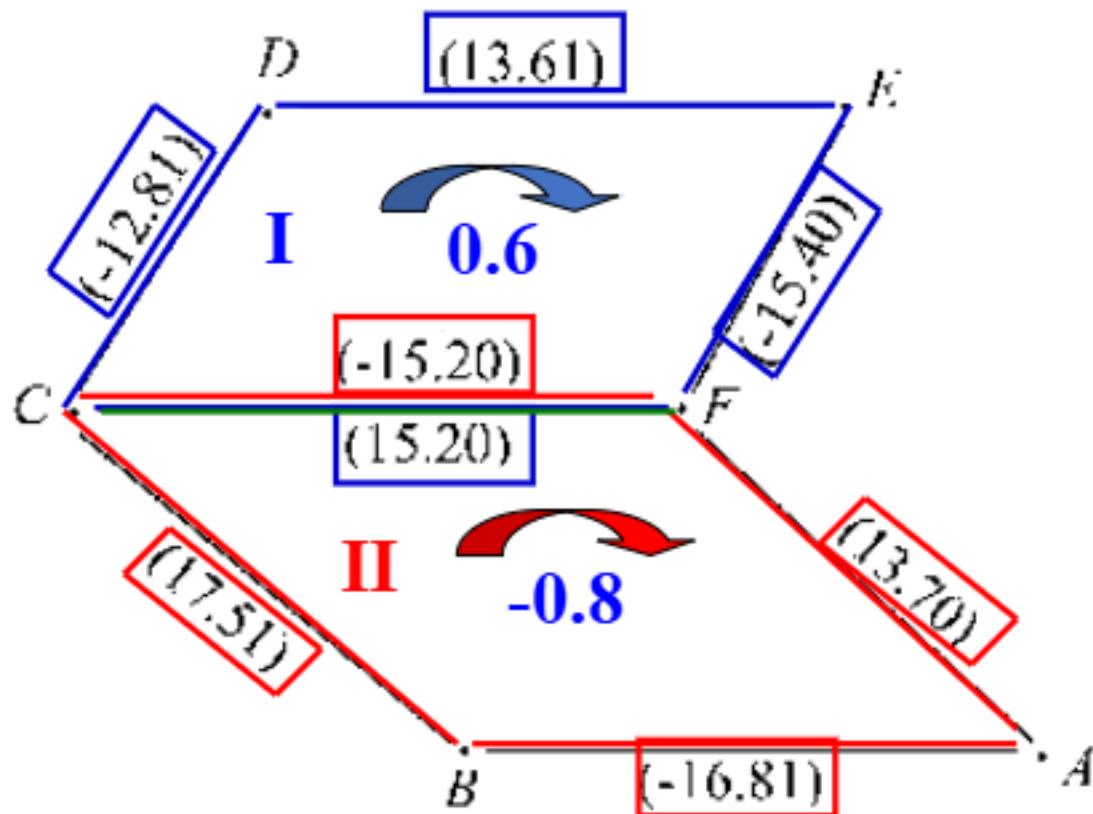
■ 平差

第一环：

$$\begin{aligned}\delta g_1 = \sum \Delta g_i &= 1.520 - 1.261 \\ &+ 1.361 - 1.540 = 0.060 \text{mGal}\end{aligned}$$

第二环：

$$\begin{aligned}\delta g_2 = \sum \Delta g_i &= 1.370 - 1.681 \\ &+ 1.751 - 1.520 = 0.080 \text{mGal}\end{aligned}$$



闭合差不为零



3. 基点网平差

GeoGoku

■ 平差

平差是将每个环路中的闭合差按照一定的方法和条件分配到相应环路的每个边上，使分配后环路上各边的重力增量能满足下式，这种平差又称为条件平差。

$$V + \sum \delta g_i = 0$$

平差无误后，可以求出各基点相对起始基点（或总基点）的相对重力值（或绝对值）。

3. 基点网平差

GeoGoku

■ 平差 (单环路)

若只有一个环路，闭合差为 V ，每边上观测的平均时间为 t_i 在按各边观测时间长短来分配闭合差时，其平差系数为：

$$k = \frac{V}{\sum t_i}$$

第 i 边上的平差值为 $\delta g_i = -kt_i$

这样，该闭合环满足了 $V + \sum \delta g_i = 0$ 的条件。



3. 基点网平差

GeoGoku

■ 平差（多环路）

方程组平差法

当基点网是由多个环路组成，每个环上都有一个或多个公共边时，就要求用每个环的闭合差所求得的 k_i 来进行平差，并使同一公共边上两侧的平差值大小相等而符号相反。

3. 基点网平差

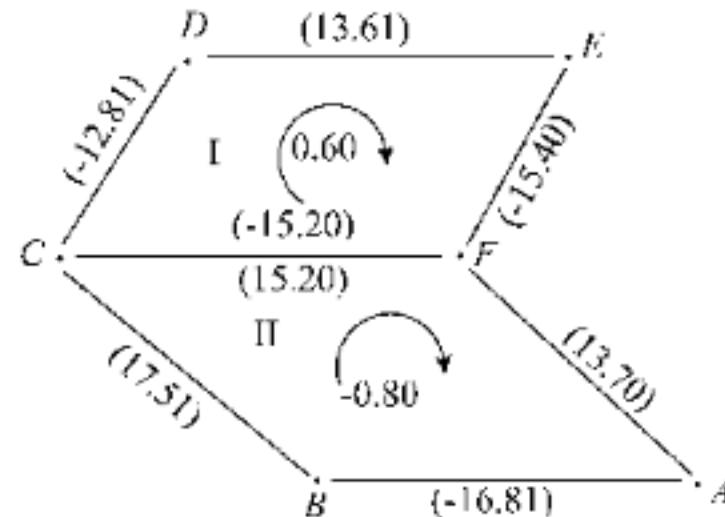
GeoGoku

■ 平差 (多环路)

建立线性方程组联立求解平差系数

$$\left. \begin{array}{l} V_I = k_I \sum t_{iI} - k_{II} t_{FC} \\ V_{II} = k_{II} \sum t_{iII} - k_I t_{FC} \end{array} \right\}$$

方程组平差法



- V_I 、 V_{II} 分别为第I、II环的闭合差,
- t_{iI} 与 t_{iII} 为观测I、II环某边的闭合时间 (包含公共边的 t_{FC}) ,
- k_I 、 k_{II} 为待求的平差系数。



3. 基点网平差

GeoGoku

■ 平差 (多环路)

波波夫逐次逼近平差法

- (1) 边对应的重力差标记在圆括号内，闭合时间标记在方括号内；
- (2) 按顺时针方向计算各环路的闭合差；
- (3) 计算各环路的总闭合时间；
- (4) 从闭合差最大的环路开始平差；



3. 基点网平差

GeoGoku

■ 平差 (多环路)

波波夫逐次逼近平差法

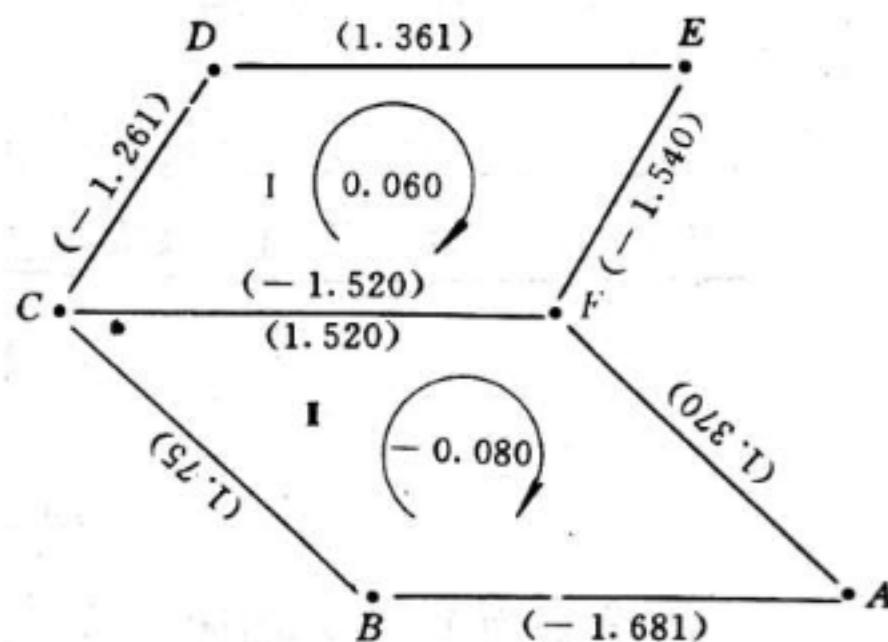
下边还是以上边讲的两个环路为例讲解方法的实现：

1环的总时间：

$$t_1 = 45 + 32 + 51 + 33 = 161 \text{分}$$

2环的总时间：

$$t_2 = 42 + 36 + 51 + 42 = 171 \text{分}$$





3. 基点网平差

GeoGoku

■ 平差 (多环路)

波波夫逐次逼近平差法

2环的平差系数为:

$$K_2 = -0.080 / 171$$

各边的平差值分别为:

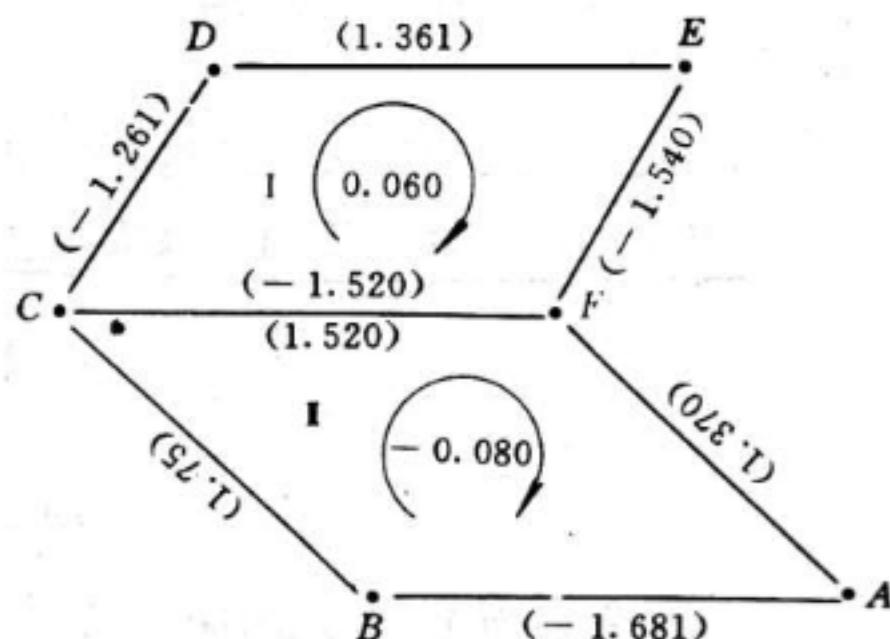
$$B-A: \delta_{BA} = -K_2 \times 42 = 0.020$$

$$C-B: \delta_{CB} = -K_2 \times 36 = 0.016$$

$$F-C: \delta_{FC} = -K_2 \times 51 = 0.024$$

$$A-F: \delta_{AF} = -K_2 \times 42 = 0.020$$

将各边的平差值写在各边的对应位置上





3. 基点网平差

GeoGoku

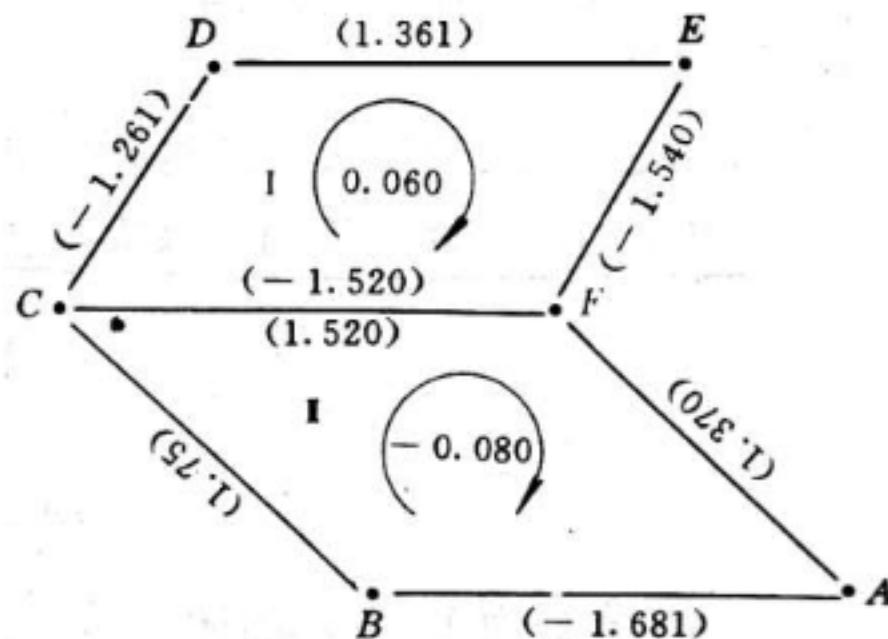
■ 平差 (多环路)

考虑1环的平差：

在1环的公共边 FC 上，将2环的平差值变号加到该边上，这样1环的闭合差为：

$$\Delta g_1 = 0.060 - 0.024 = 0.036$$

波波夫逐次逼近平差法





3. 基点网平差

GeoGoku

■ 平差 (多环路)

波波夫逐次逼近平差法

1环的平差系数: $K_1 = 0.036 / 161$

各边的平差值为:

$$C - F: \delta g_{CF} = -K_1 \times 51 = -0.011$$

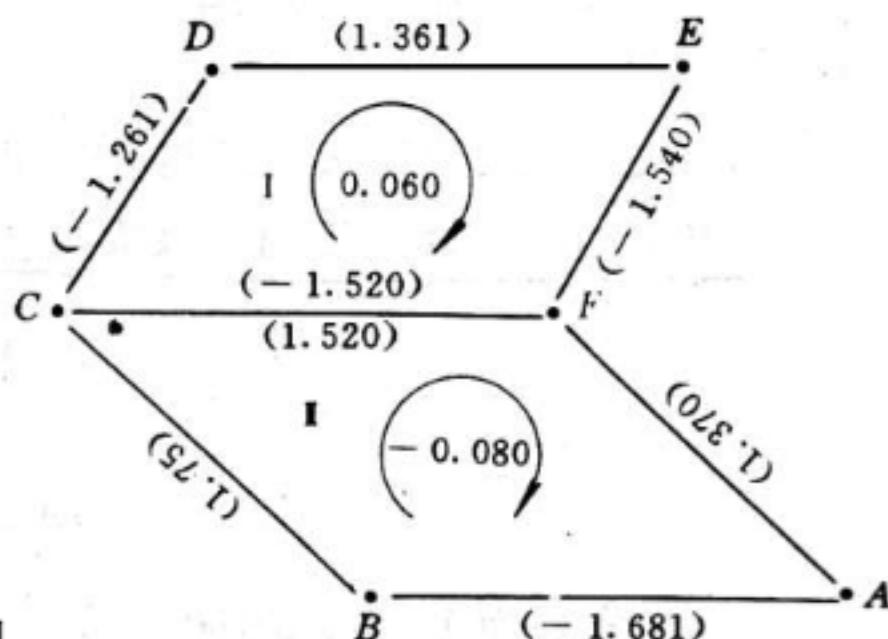
$$D - C: \delta g_{DC} = -K_1 \times 32 = -0.007$$

$$E - D: \delta g_{ED} = -K_1 \times 45 = -0.010$$

$$F - E: \delta g_{FE} = -K_1 \times 33 = -0.008$$

再将公共边平差值变化分配转入2环,

按上述方法持续下去, 直到所有环路完全闭合。





3. 基点网平差

GeoGoku

■ 平差 (多环路)

波波夫逐次逼近平差法

此时，2环又有 -0.011 的闭合差，平差系数为：

$K_2 = 0.011/171$, 各边的平差值分别为：

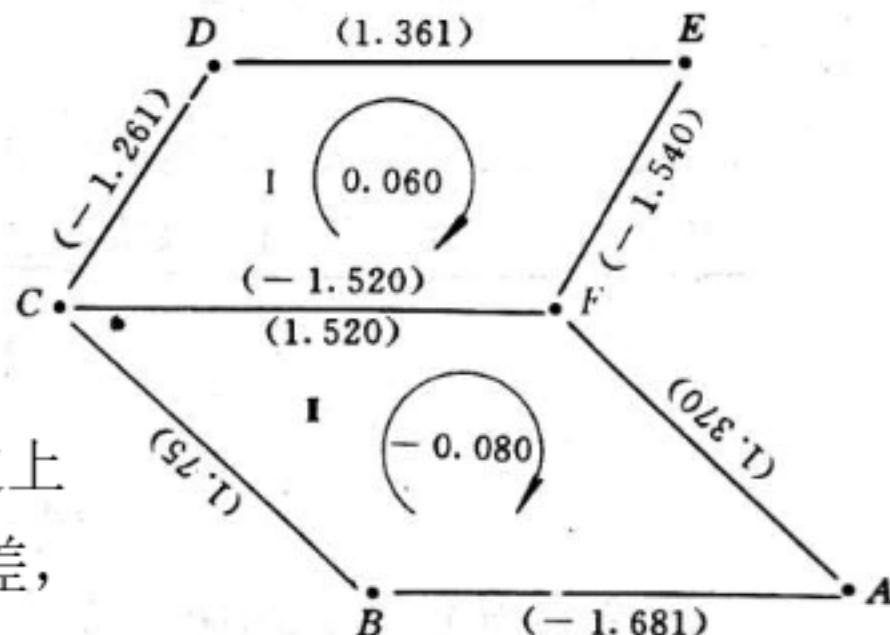
$$B-A: \delta_{BA} = -K_2 \times 42 = -0.003$$

$$C-B: \delta_{CB} = -K_2 \times 36 = -0.007$$

$$F-C: \delta_{FC} = -K_2 \times 51 = -0.010$$

$$A-F: \delta_{AF} = -K_2 \times 42 = -0.008$$

将各边的平差值写在各边的对应位置上将公共边上
的平差值变号转入1环，1环又有了 0.003 的闭合差，
继续对1环平差。

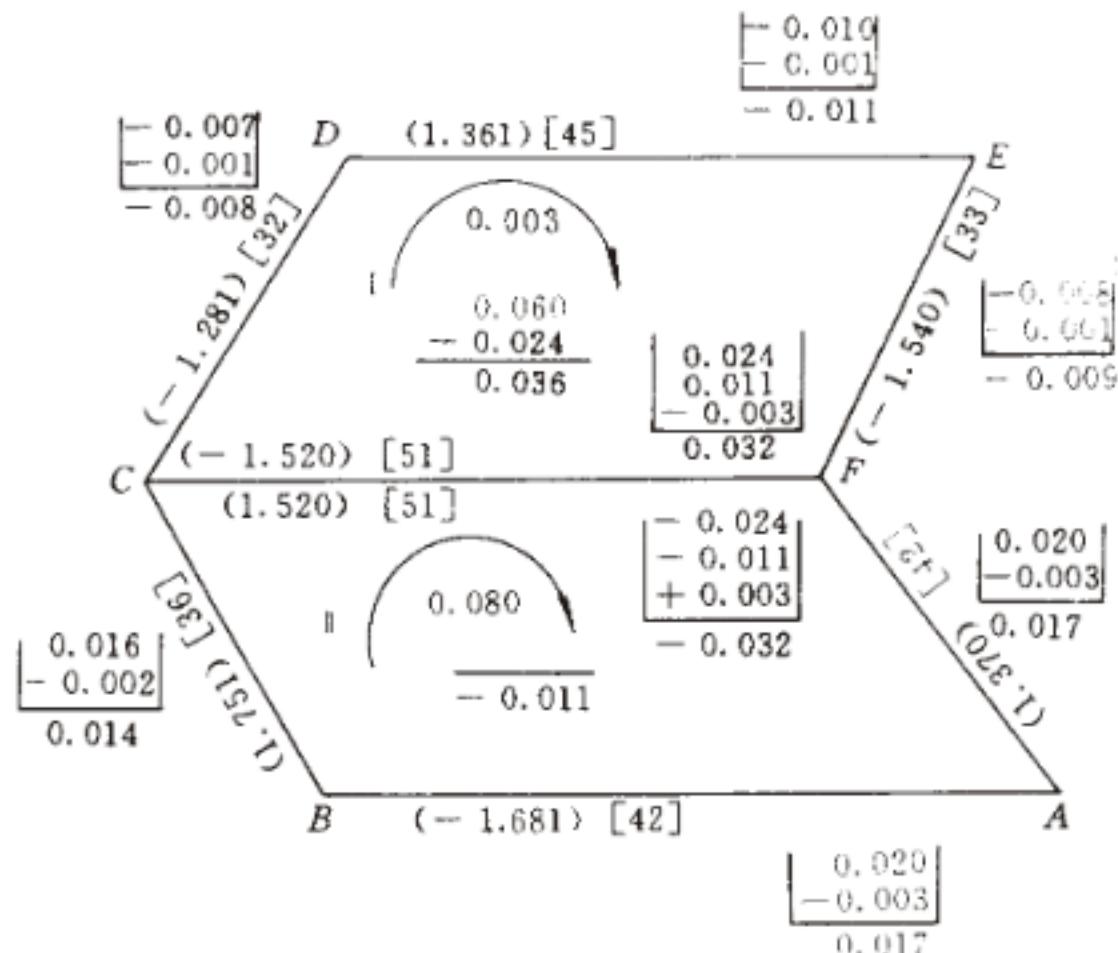


3. 基点网平差

GeoGoku

■ 平差 (多环路)

波波夫逐次逼近平差法





3. 基点网平差

GeoGoku

■ 平差精度

$$\varepsilon_j = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n_j} V_{ij}^2}{n_j(n_j - 1)}}$$

ε_j 为第 j 边段平均重力增量的联测均方误差；

ε_b 为基点网的重力联测均方误差；

n_j 为组成第 j 边段平均重力增量的独立增量数；

N 为基点网的联测边段数；

V_{ij} 为基点网第 j 边段上各独立增量与该边段平均重力增量之差。

$$\varepsilon_b = \pm \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N \varepsilon_j^2}{N}}$$



目 录

GeoGoku

第一节 固体潮校正

第二节 零点校正

第三节 基点网平差

第四节 布格重力异常



4. 布格重力异常

GeoGoku

经过**固体潮校正、零点校正、平差**后得到的是各测点相对于总基点的相对重力值，它包括因**地下密度不均匀的地质体**引起的异常，也包含因各测点周围**地形不同、所处纬度不同等**因素的影响。

4. 布格重力异常

■ 地形校正

校正原因：地形起伏往往使得测点周围的物质不能处于同一水准面内，对实测重力异常造成了严重的干扰，必须通过地形校正予以消除。

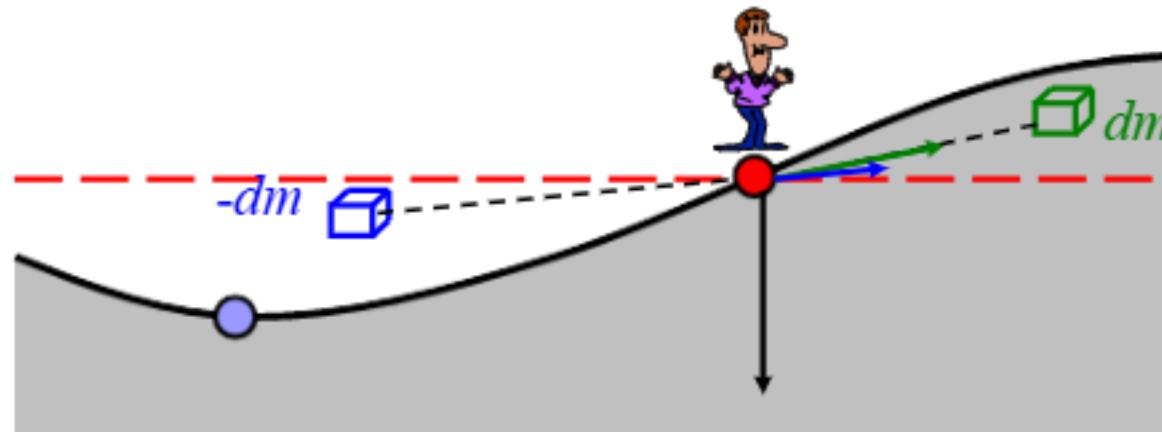


测点处于上方无介质，下方又完全被介质充满的平面上

4. 布格重力异常

■ 地形校正

校正原因：地形起伏往往使得测点周围的物质不能处于同一水准面内，对实测重力异常造成了严重的干扰，必须通过地形校正予以消除。



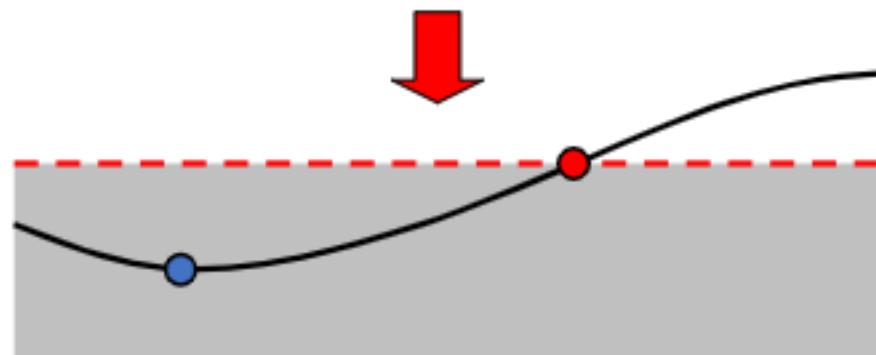
4. 布格重力异常

■ 地形校正

校正办法：除去测点所在水准面以上的多余物质，并将水准面以下空缺部分用物质填补起来。



地形校正值为正？为负？

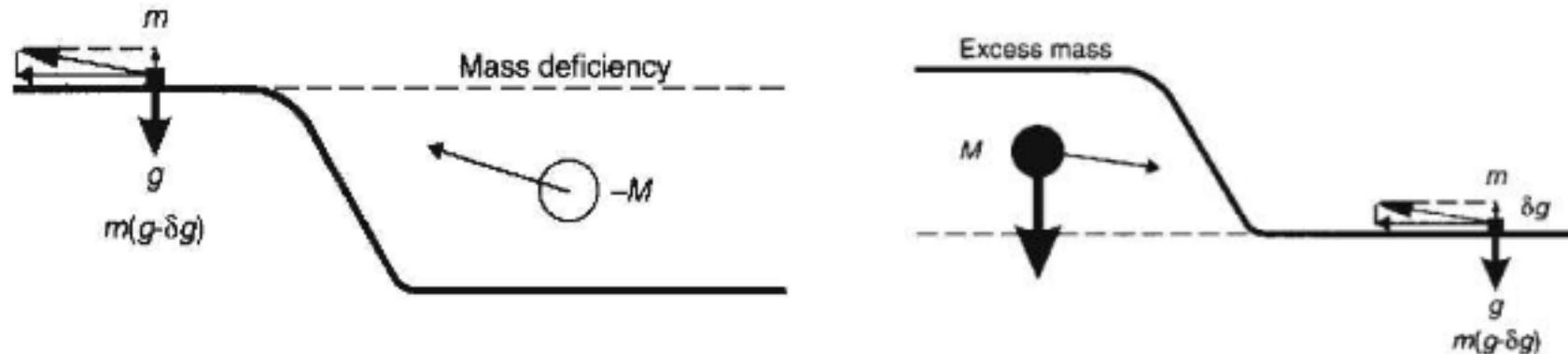


4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 地形校正

校正办法：除去测点所在水准面以上的多余物质，并将水准面以下空缺部分用物质填补起来。



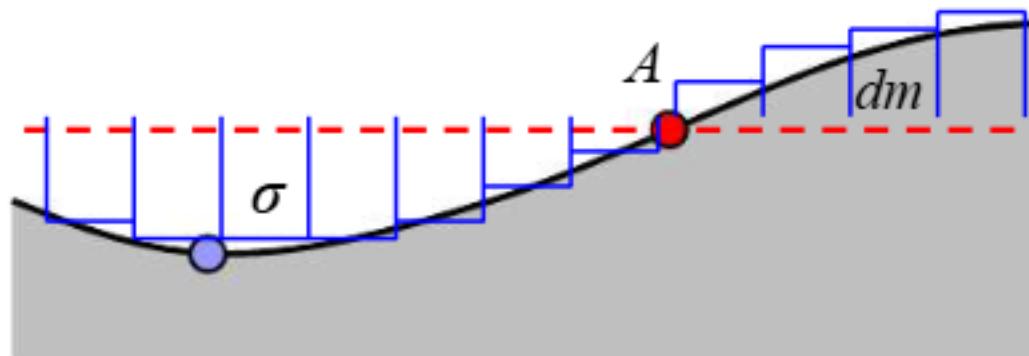
两部分物质对重力测量的影响从符号来考虑，都是使得重力测量结果比平面时更小，所以地形改正值总为正

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 地形校正

校正办法：除去测点所在水准面以上的多余物质，并将水准面以下空缺部分用物质填补起来。



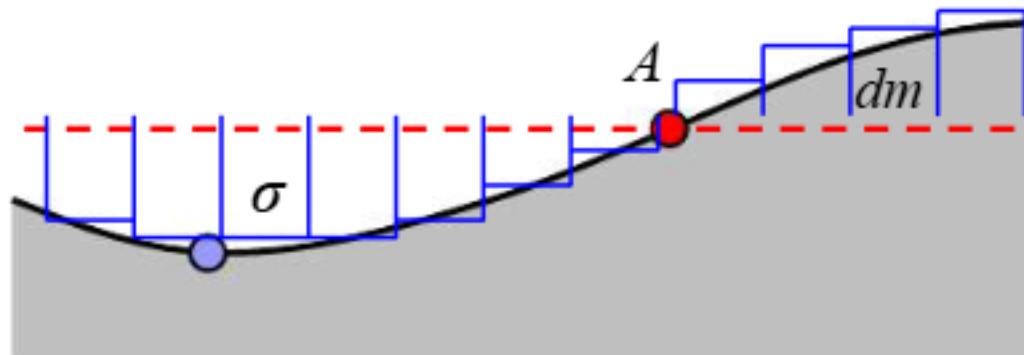
$$dg = G \frac{dm}{\rho^2} \cos \theta$$

$$dm = \sigma d\xi d\eta d\zeta$$

4. 布格重力异常

■ 地形校正

校正办法：除去测点所在水准面以上的多余物质，并将水准面以下空缺部分用物质填补起来。



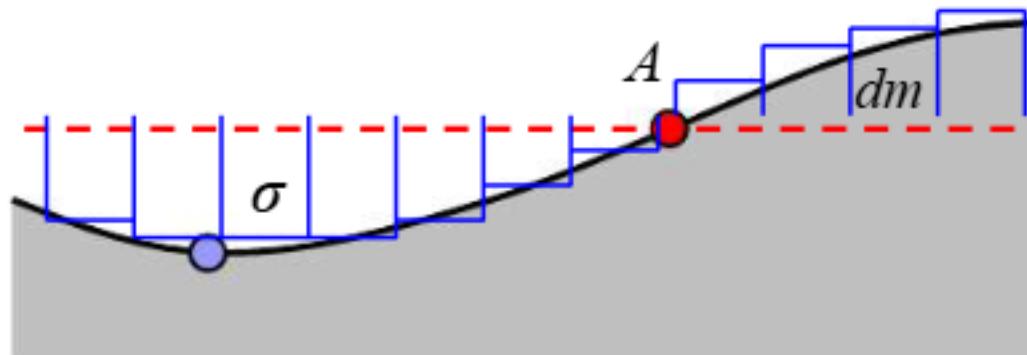
$$\Delta g = G \iiint \frac{\sigma(\zeta - z)}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{3/2}} d\xi d\eta d\zeta$$

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 地形校正

校正办法：除去测点所在水准面以上的多余物质，并将水准面以下空缺部分用物质填补起来。

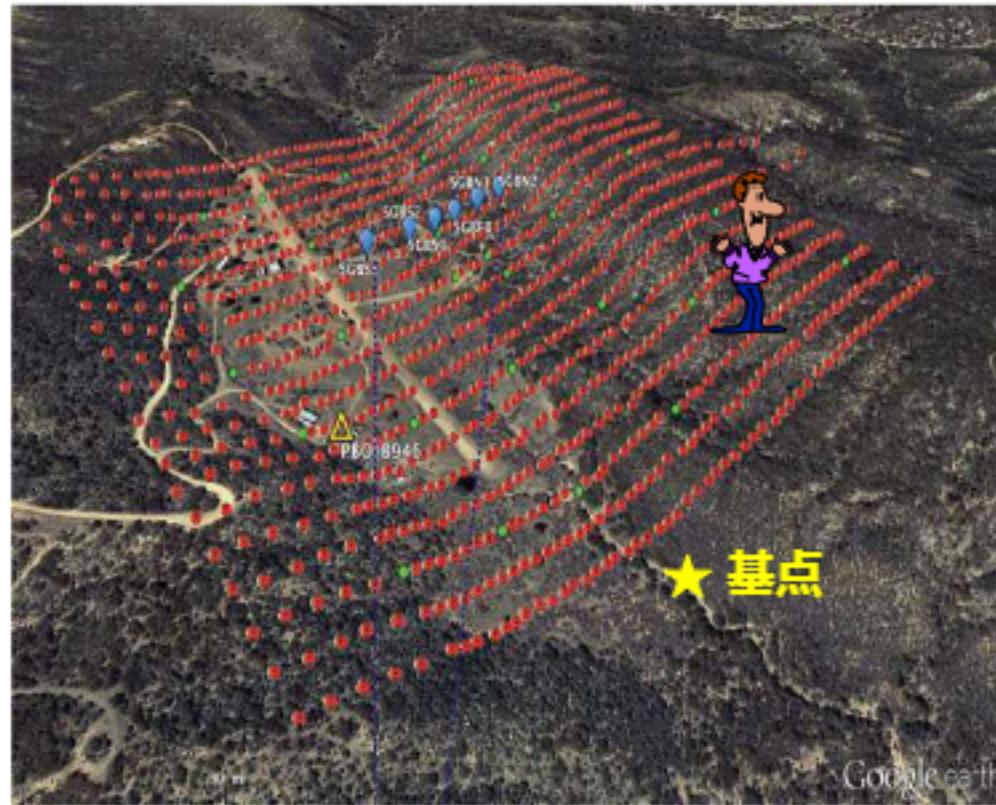


$$\Delta g = G\sigma \iiint \frac{(\zeta - z)}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{3/2}} d\xi d\eta d\zeta$$

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 地形校正

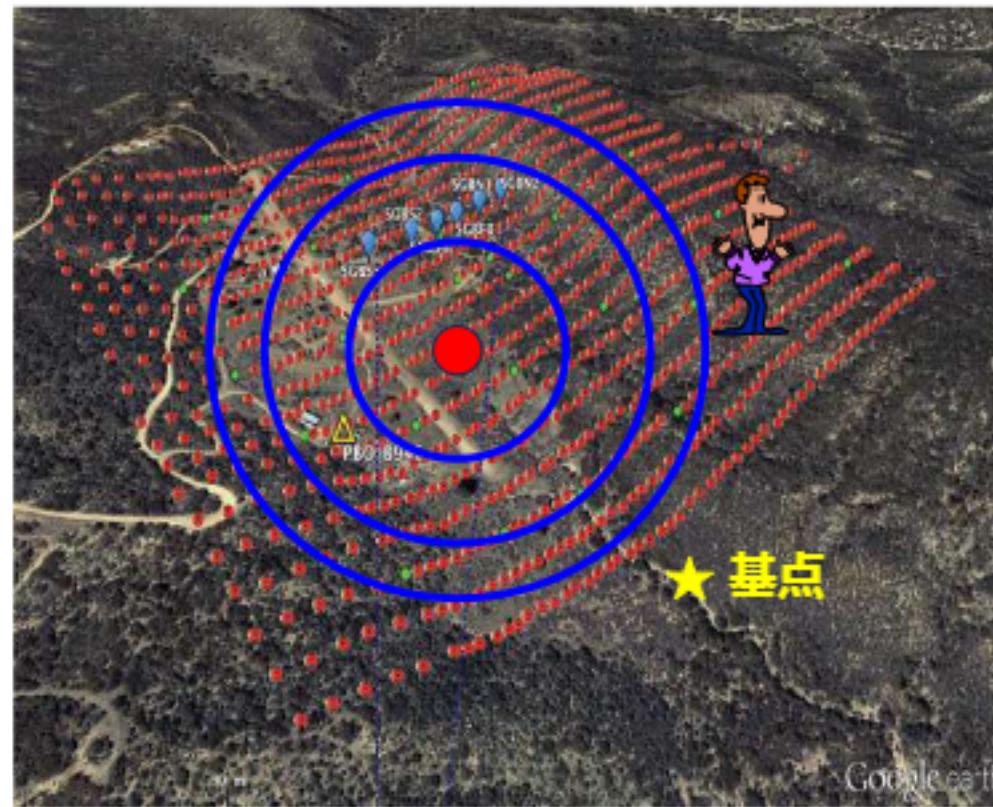


4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 地形校正

扇形分区的地形校正方法—三环八方位



4. 布格重力异常

GeoGoku

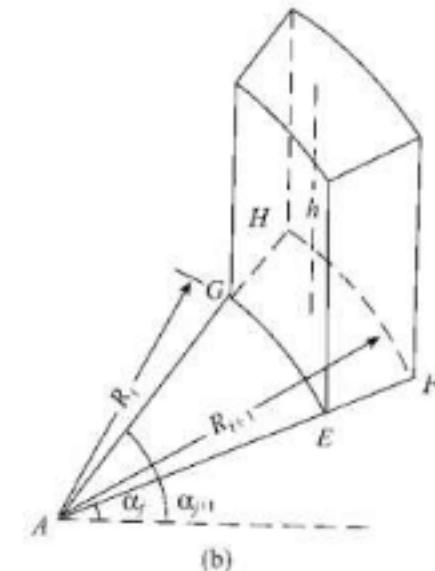
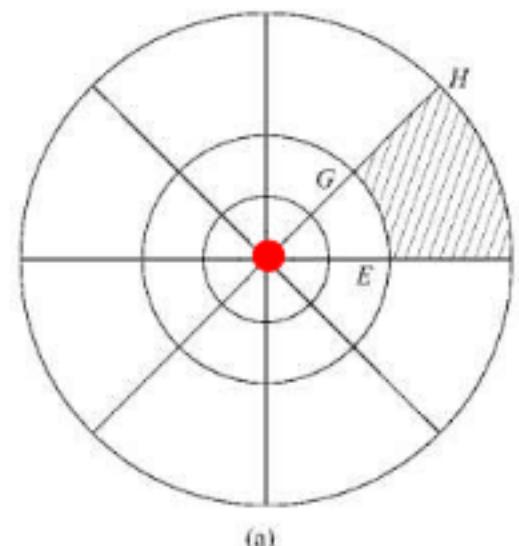
■ 地形校正

扇形分区的地形校正方法—三环八方位

$$\delta g_T = G\sigma \int_{R_i}^{R_{i+1}} dR \int_{\alpha_j}^{\alpha_{j+1}} d\alpha \int_0^h \frac{R\zeta}{(R^2 + \zeta^2)^{3/2}} d\zeta$$

若令 $\alpha_{j+1} - \alpha_j = 2\pi/n$, 则:

$$\delta g_T = \frac{2\pi G\sigma}{n} (\sqrt{R_i^2 + h^2} - \sqrt{R_{i+1}^2 + h^2} + R_{i+1} - R_i)$$



红色观测点地形校正总体响应: $\Delta g_T = \sum \delta g_T$

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 地形校正

扇形分区的地形校正方法—三环八方位

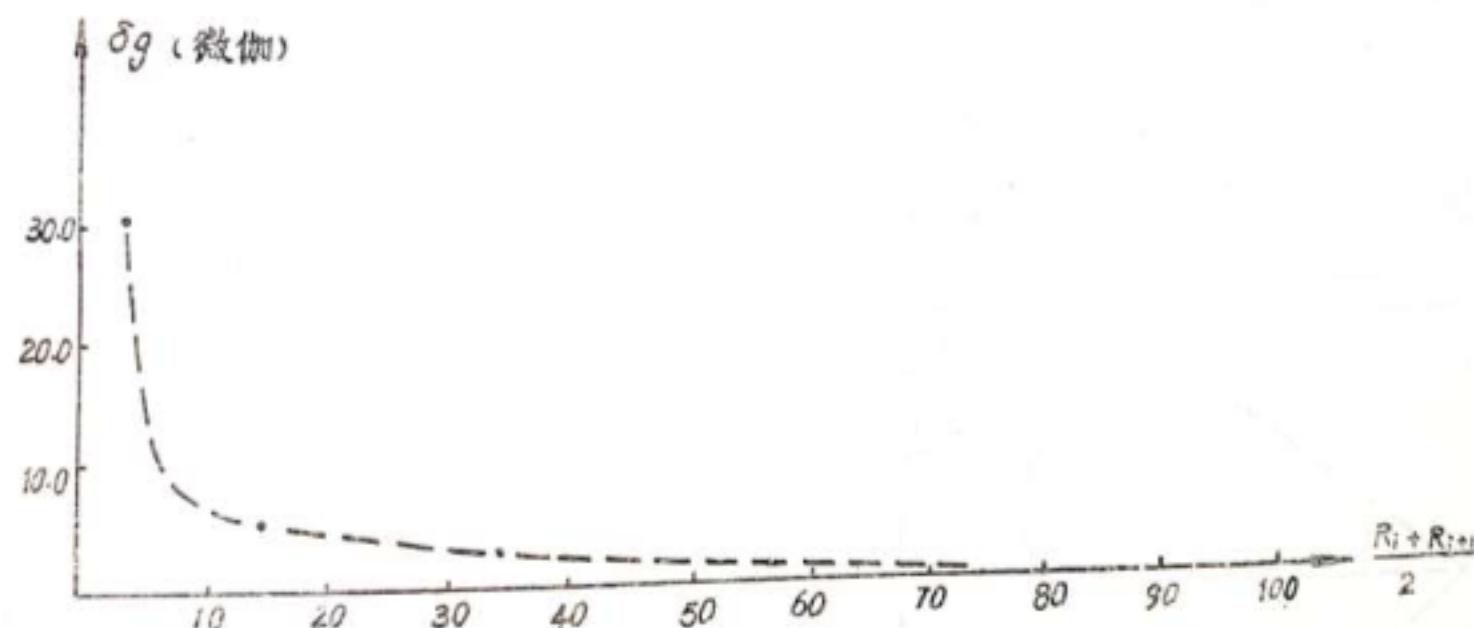


图 4.2—5

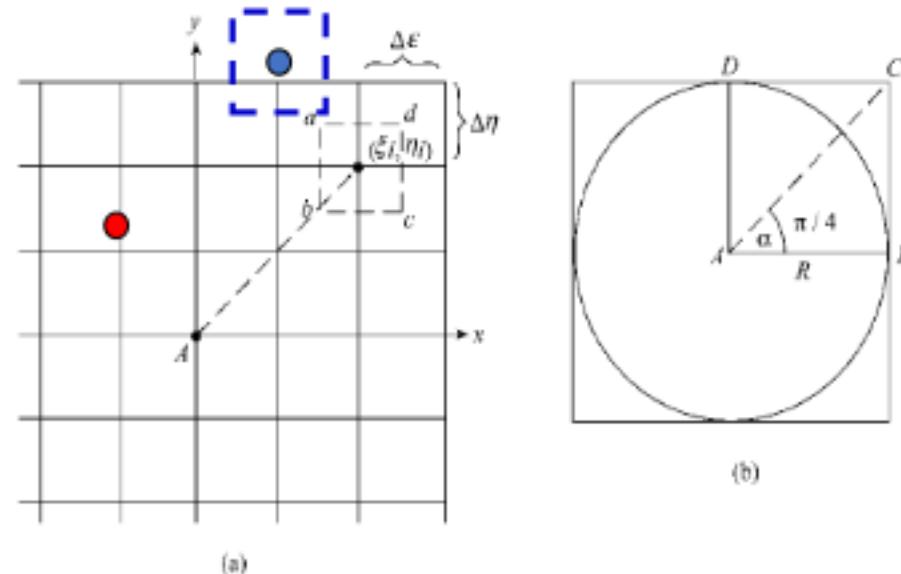
4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 地形校正

$$\delta g_T = G\sigma \int_{\xi_{i-1} + \frac{1}{2}\Delta\xi}^{\xi_{i+1} - \frac{1}{2}\Delta\xi} \int_{\eta_{j-1} + \frac{1}{2}\Delta\eta}^{\eta_{j+1} - \frac{1}{2}\Delta\eta} \int_0^{h_i} \frac{\zeta d\xi d\eta d\zeta}{(\xi^2 + \eta^2 + \zeta^2)^{3/2}}$$

方形域地形校正方法



红色观测点地形校正总体响应:

$$\Delta g_T = \sum \delta g_T$$

■ 地形校正

地形校正的分区

- ✓通常按近、中、远分区进行的。
- ✓在金属矿区，近区0-20 m，中区20-200 m，200 m以远为远区。
- ✓在区域重力调查中，近区0-50(或100、200) m，中区为50(或100、200)-2000 m，远区一般是20-30 km左右。
- ✓三个区校正值的总和即为该点的地形校正值。

■ 地形校正

地形校正最大范围

- ✓ 以不影响对局部异常的正确划分为前提，即最大校正以外的地形影响小于地形校正允许的误差。
- ✓ 或者虽然影响值较大，但对工区内所有测点来说，其影响值接近于线性变化，在对实测异常进行数据处理时，可以当作区域背景予以基本消除。
- ✓ 区域重力测量中，按技术规定，最大为20-30 km。

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 地形校正

地形校正精度

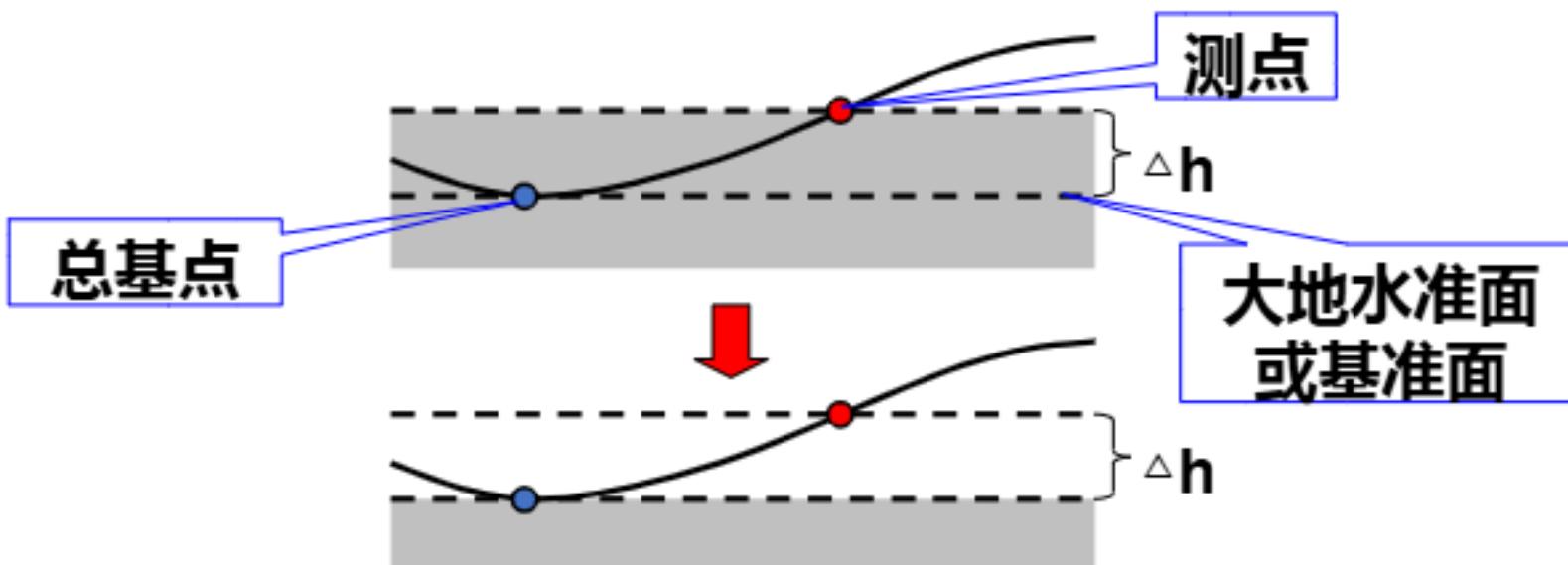
$$\begin{aligned}\varepsilon &= \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \delta_i^2}{2n}} \\ \varepsilon_T &= \pm \sqrt{\varepsilon_{\text{近}}^2 + \varepsilon_{\text{中}}^2 + \varepsilon_{\text{远}}^2}\end{aligned}$$

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 中间层校正

校正原因：经地形校正后，测点周围的地形变成水准面，但测点所在水准面与大地水准面或基准面（总基点所在水准面）间还存在着一个水平物质层，消除这一物质层的影响就是中间层校正。



■ 中间层校正

校正办法：中间层可当作一个厚度为 Δh ，密度为 ρ 的无限长水平均匀物质面，其重力值为：

$$\Delta g_\rho = 2\pi G \rho \Delta h$$

Δg 用mGal为单位， Δh 用m为单位，则有

$$\{\Delta g_\rho\}_{mGal} = 0.0419 \{\rho\}_{g/cm^3} \{\Delta h\}_m$$

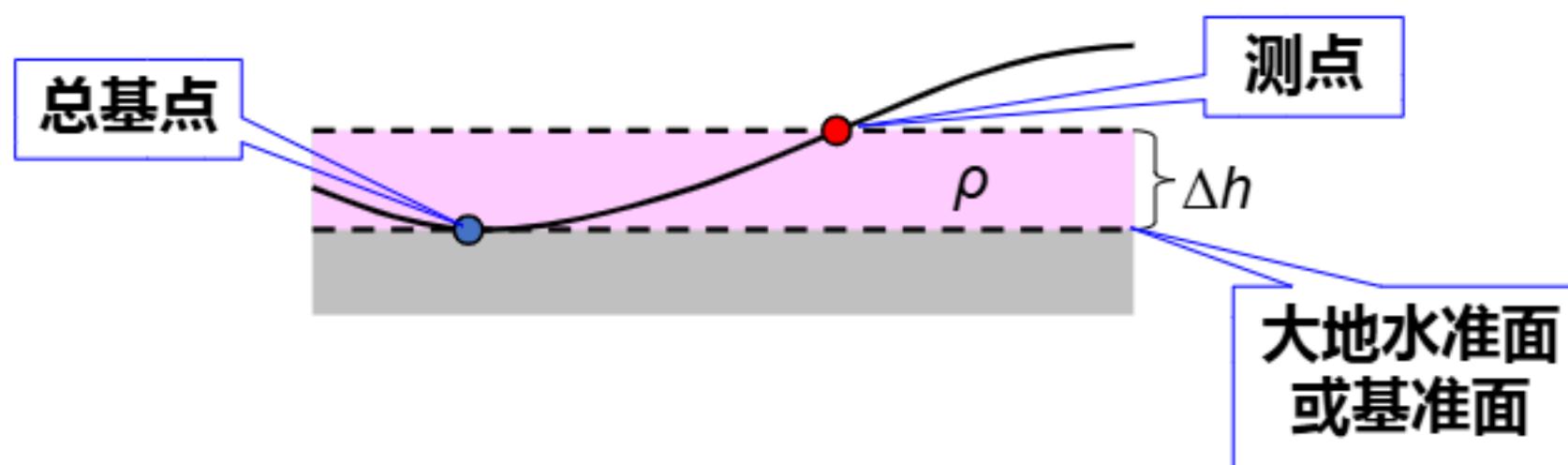
4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 中间层校正

校正办法: 中间层可当作一个厚度为 Δh , 密度为 ρ 的无限长水平均匀物质面, 其重力值为:

$$\{\Delta g_{\rho}\}_{mGal} = 0.0419 \{\rho\}_{g/cm^3} \{\Delta h\}_m$$



4. 布格重力异常

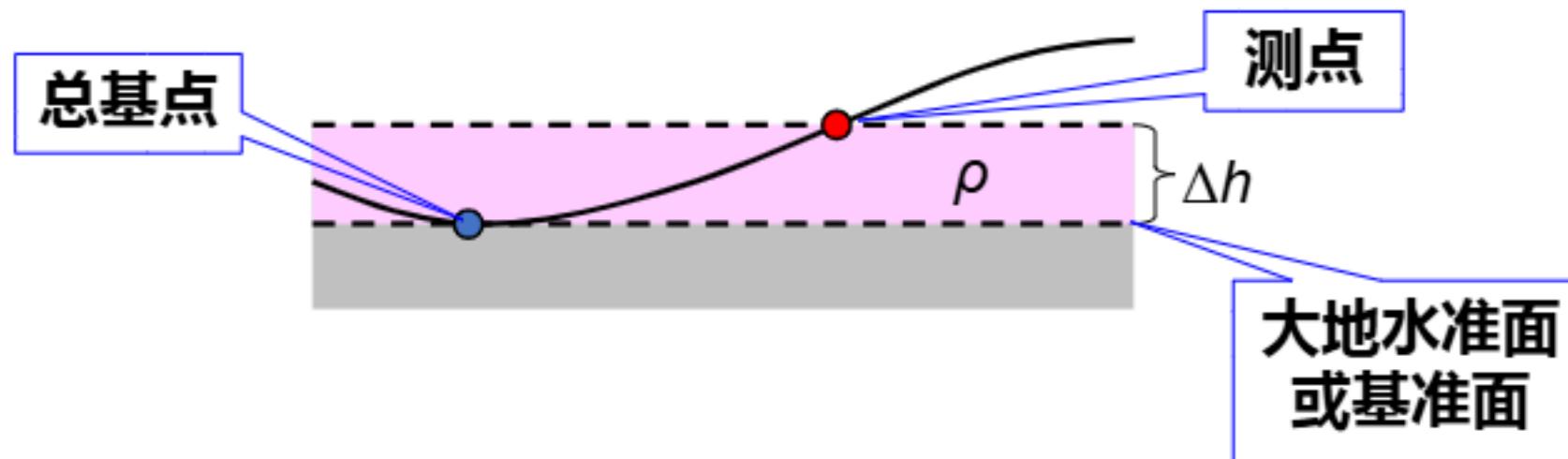
GeoGoku

■ 中间层校正

校正办法：中间层可当作一个厚度为 Δh ，密度为 ρ 的无限长水平均匀物质面，其校正公式为：

$$\{\Delta g_{\rho}\}_{mGal} = -0.0419 \{\rho\}_{g/cm^3} \{\Delta h\}_m$$

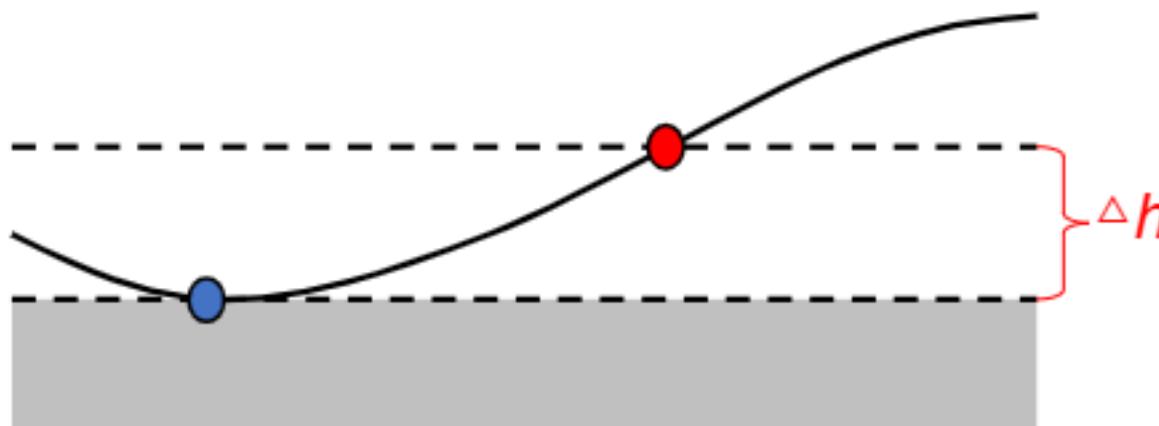
测点高于大地水准面或基准面时， Δh 取正，反之取负。



4. 布格重力异常

■ 高度（自由空气）校正

校正原因：经地形、中间层校正后，测点与大地水准面或基准面间还存在一个高度差 Δh ，要消除这一高度差对实测的影响，就要进行高度校正。

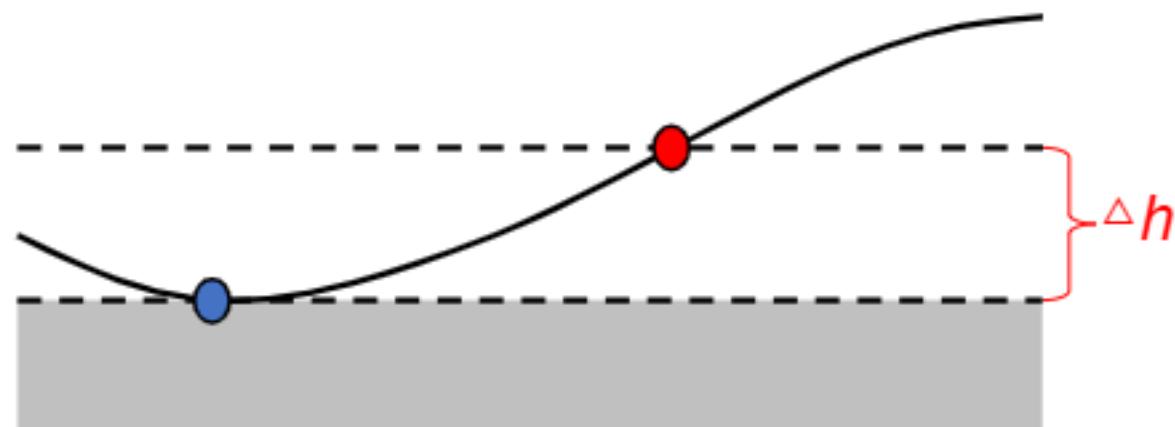


4. 布格重力异常

■ 高度（自由空气）校正

正常重力场基本上与地
球的半径的平方成反比

$$g = C \frac{1}{R^2}$$



4. 布格重力异常

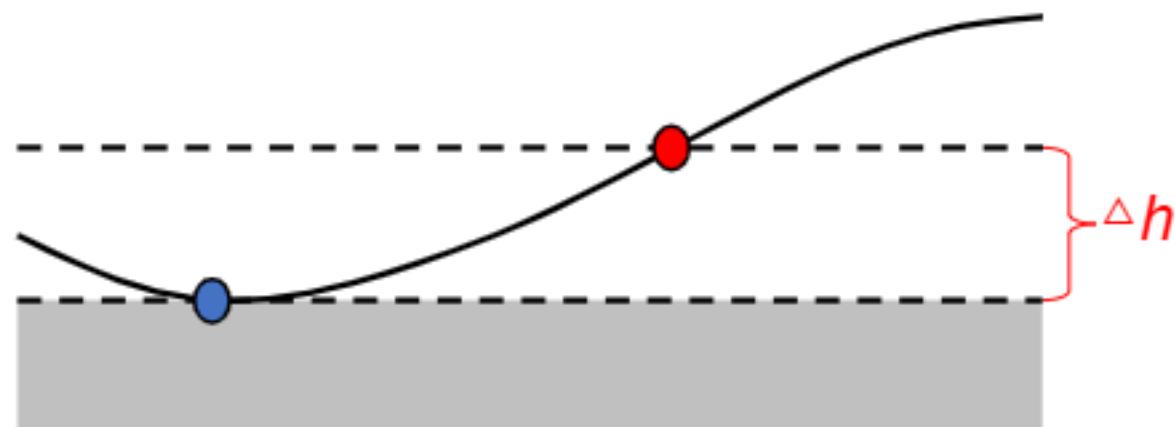
GeoGoku

■ 高度（自由空气）校正

正常重力场随 R 的变化率

$$g = C \frac{1}{R^2}$$

$$\Rightarrow \frac{\partial g}{\partial R} = -\frac{2C}{R^3} = -\frac{2g}{R}$$



4. 布格重力异常

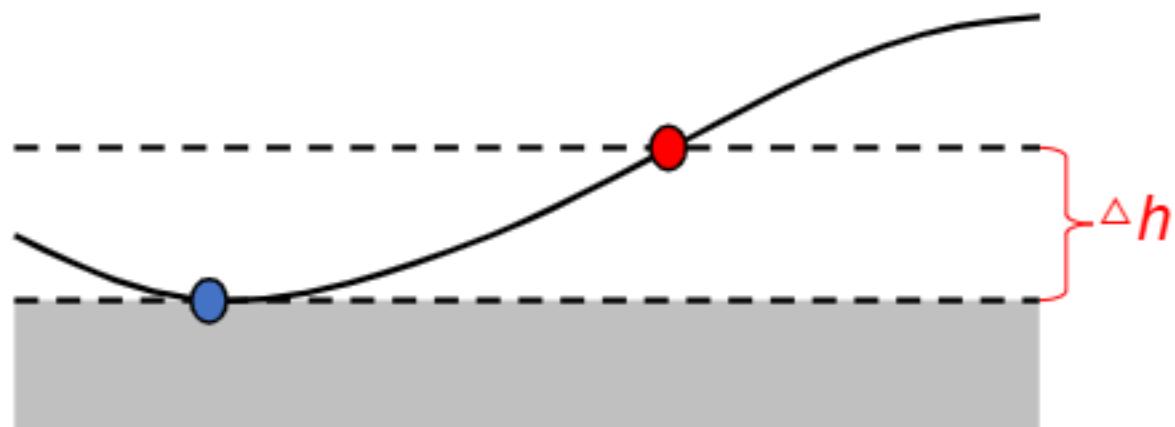
GeoGoku

■ 高度（自由空气）校正

正常重力场随 R 的变化率

取 $R=6370 \text{ km}$, $g = 980 \text{ mGal}$

$$\frac{\partial g}{\partial R} = -0.308 \text{ mGal/m}$$



4. 布格重力异常

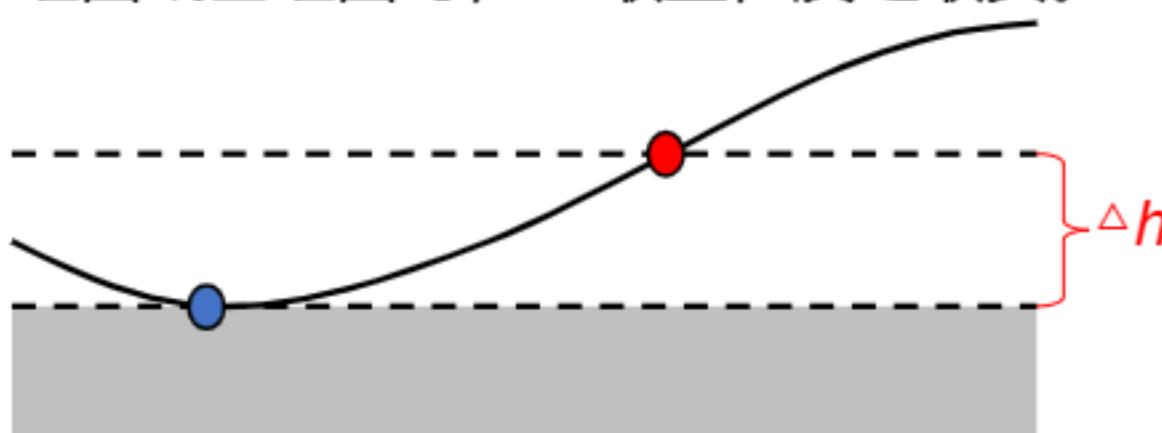
GeoGoku

■ 高度（自由空气）校正

校正方法：

$$\{\Delta g_h\}_{mGal} = 0.3086 \{\Delta h\}_m$$

测点高于大地水准面或基准面时， Δh 取正，反之取负。





4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 布格校正

高度校正和中间层校正都与测点高程有关，将两者合并，称为布格校正。

$$\{\Delta g_b\}_{mGal} = (0.3086 - 0.0419 \{\rho\}_{g/cm^3}) \{h\}_m$$

均方误差：

$$\varepsilon_b = \pm \sqrt{(0.3086 - 0.0419 \rho)^2 \varepsilon_h^2 + (0.419 h \varepsilon_\rho)^2}$$



4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 布格校正

均方误差: $\varepsilon_b = \pm \sqrt{(0.3086 - 0.0419\rho)^2 \varepsilon_h^2 + (0.419h\varepsilon_\rho)^2}$

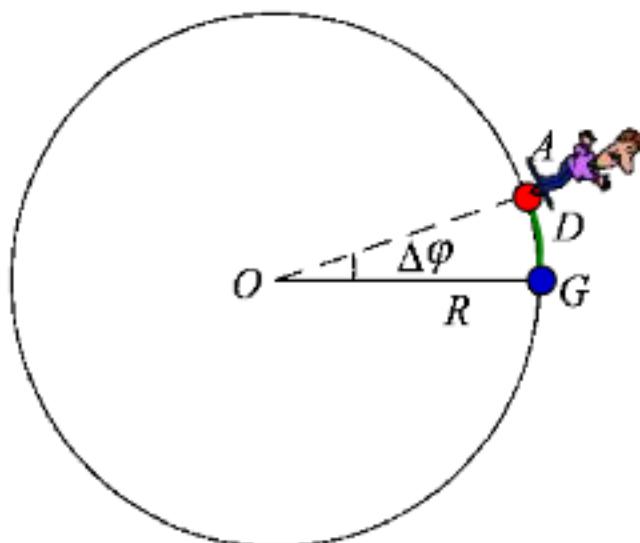
- ✓ 根号中**第一项**表明，在 ε_h 相同的条件下， ρ 越大误差越小。但地表岩石平均密度一般不会超过 3 g/cm^3 ，为提高精度，主要应提高测点高程的测量精度。
例如，当 $\rho = 2\text{ g/cm}^3$ 时，在 $\varepsilon_b \leq \pm 0.25\text{ g.u.}$ 条件下， ε_h 应小于 $\pm 10\text{ cm}$ 。
- ✓ 根号中**第二项**表明，如果 ε_ρ 定下后，其误差与高程 h 成比例，因而有可能造成与地形起伏相关的虚假异常。

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 正常场（纬度）校正

校正原因：当测点与总基点不在同一纬度时，测点重力值包含了总基点与测点间的正常重力场的差值，这一差值需要消除。



正常重力公式

$$g = g_e (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi)$$

$$\beta = (g_p - g_e) / g_e$$

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

$$\varepsilon = \frac{a - c}{a}$$

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 正常场（纬度）校正

校正方法：在大面积测量时，按下列某式计算正常重力值，再从观测值中减掉它。

✓ 1901-1909年赫尔默特公式

$$g_\varphi = 9.78030(1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi) \text{ m/s}^2$$

✓ 1930年卡西尼国际正常重力公式

$$g_\varphi = 9.78049(1 + 0.0052884 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi) \text{ m/s}^2$$

✓ 1979年国际地球物理及大地测量联合会推荐的正常重力公式

$$g_\varphi = 9.780327(1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.000005 \sin^2 2\varphi) \text{ m/s}^2$$



4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 正常场（纬度）校正

校正方法：在小面積重力測量中，按下式计算：

$$\{\Delta g_\varphi\}_{mGal} = -0.814 \sin 2\varphi \cdot \{D\}_{km}$$

φ 为总基点纬度或测区平均纬度

D 为测点到总基点纬度向距离，在北半球，当测点位于总基点以北时 D 取正，反之取负，单位为 km。

■ 正常场（纬度）校正

- 纬度校正的误差

$$\varepsilon_{\varphi} = \pm 8.14 \sin 2\varphi \cdot \varepsilon_D$$

- 例如在北纬45°地区，当 $\Delta D = \varepsilon_D = \pm 20$ m时，可产生 ± 0.16 g.u.的误差。
- 野外实测时需要根据误差设计确定测高精度



4. 布格重力异常

GeoGoku

各项校正物理含义

- 地形校正

消除测点附近的地形影响，使测点周围没有地形；

- 中间层校正

消除测点和基点之间中间层质量的影响；

- 高度校正

消除正常重力场随高度的变化的影响，使测点和基点位于同一高度；

- 纬度校正

消除正常重力场随纬度的变化的影响，使测点和基点位于同一纬度。



4. 布格重力异常

GeoGoku

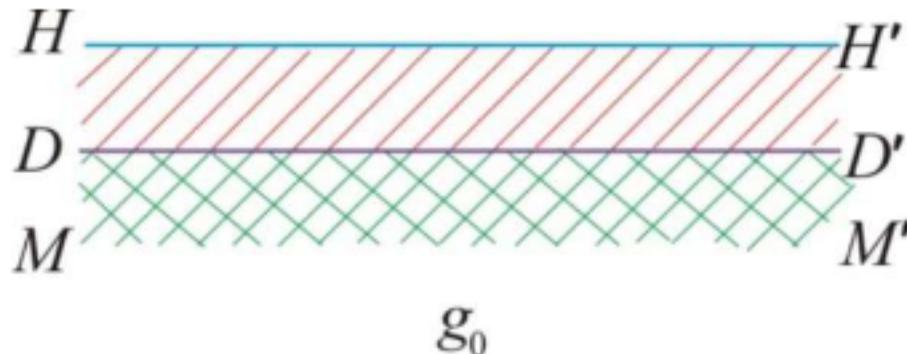
在有起伏的自然地表面进行重力测量，经各项校正后所获得的重力异常是大地水准面(或总基点所在水准面)上的异常还是原测点处的重力异常，为什么？

- ✓ 地表实测重力值是地下密度均匀体和密度不均匀地质体(如地质构造、岩矿体等)的综合影响。
- ✓ 上述校正消除了起伏地形上各测点与大地水准面或基准面密度均匀体对实测重力值的影响，并没有消除密度不均匀体的影响。
- ✓ 因此，对于校正后仅由密度不均匀体引起的异常而言，上述各项校正后，各测点仍在起伏的自然表面上。

4. 布格重力异常

GeoGoku

重力异常的地质地球物理含义



TT' —地表面

NN' —通过测点的平面

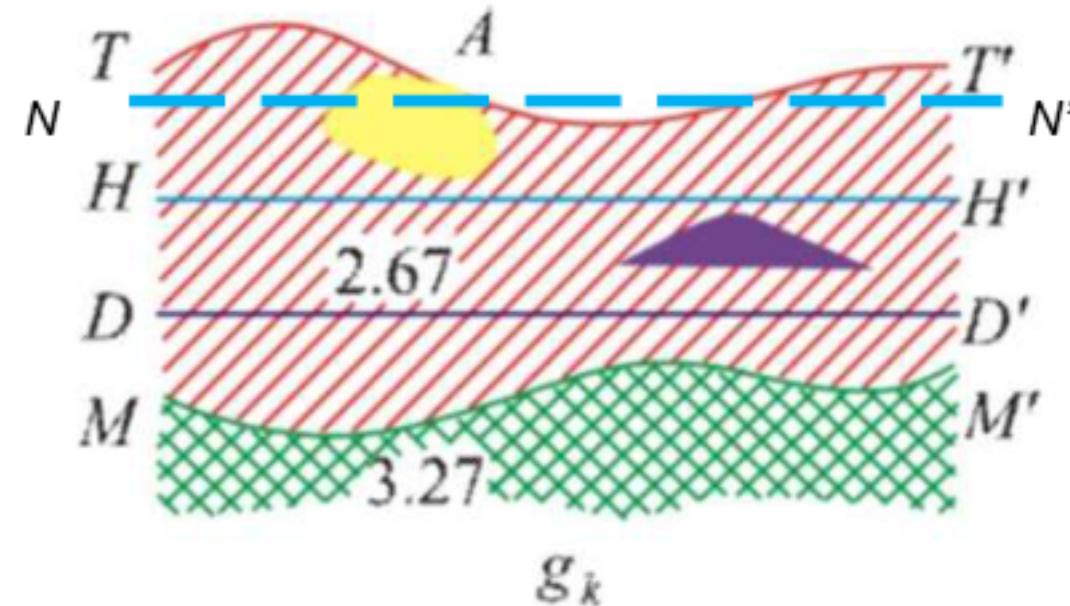
HH' —大地水准面

DD' —正常地壳厚度平面

MM' —莫霍面

} 局部场源体剩余质量分布

} 局部场源体质量分布



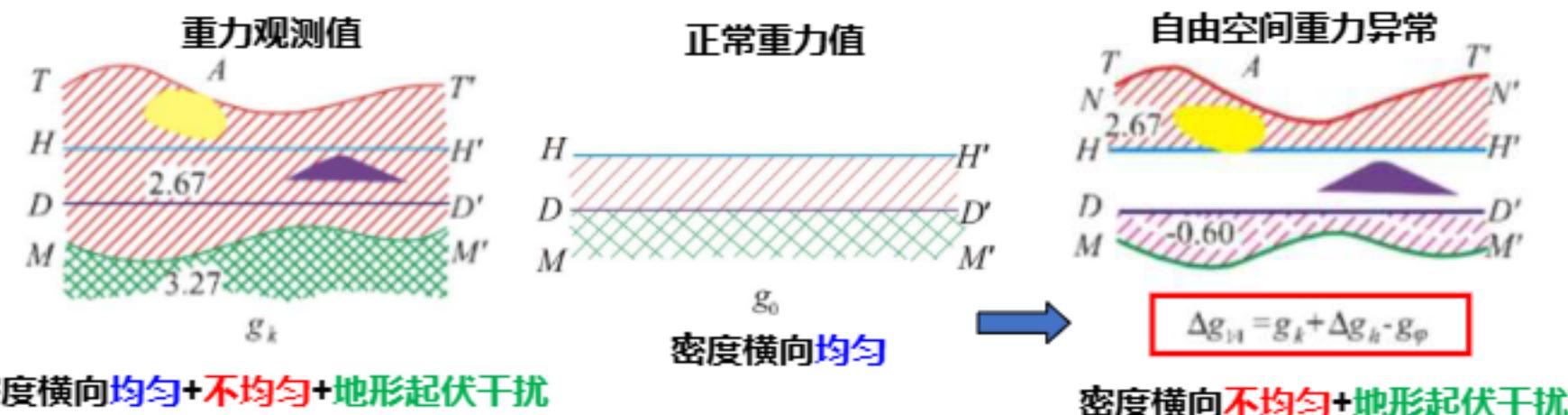
左为正常重力值对应的参考椭球体，右为实际地球， g_0 正常重力值， g_k 重力观测值。

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 自由空间重力异常 (Free-air anomaly)

自由空间重力异常是对观测值仅做正常场校正和高度校正，反映的是实际地球的形状和质量分布与大地椭球体的偏差。



TT'—地表面

NN'—通过测点的平面

HH'—大地水准面

DD'—正常地壳厚度平面

MM'—莫霍面

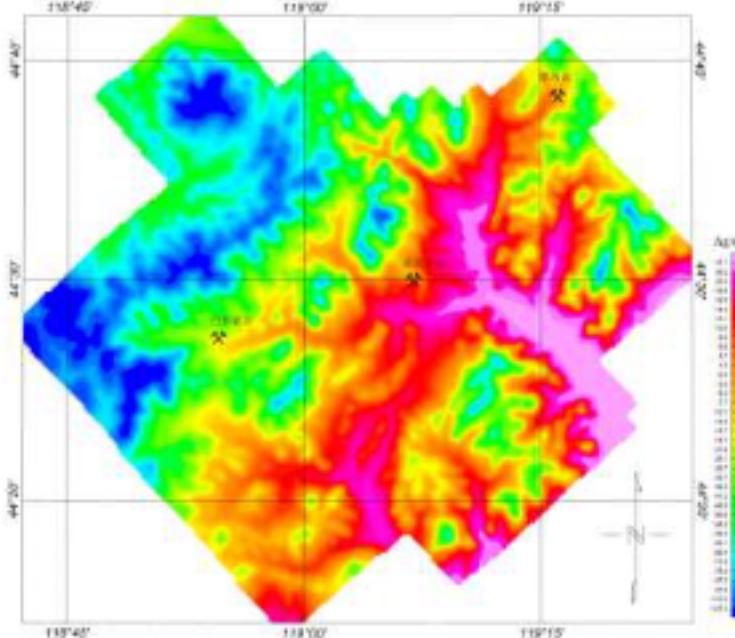
局部场源体剩余质量分布

局部场源体质量分布

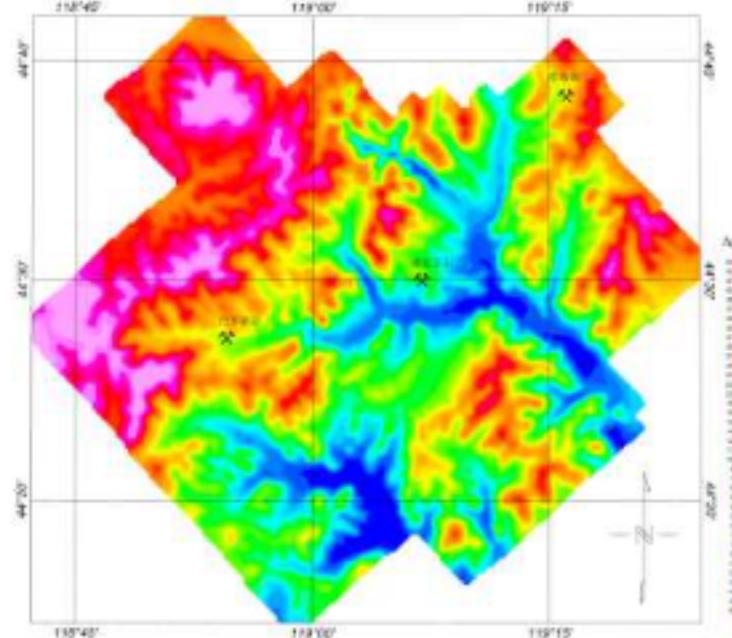
4. 布格重力异常

GeoGoku

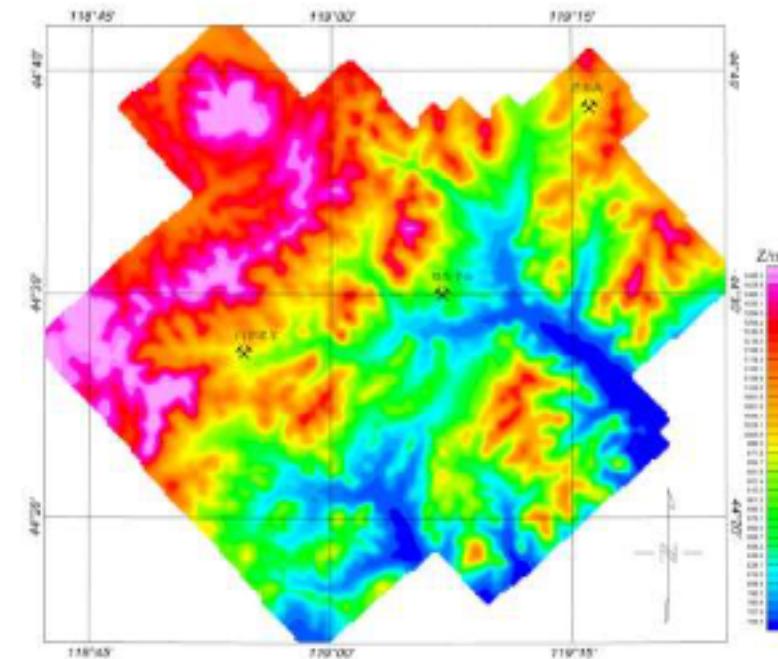
■ 自由空间重力异常 (Free-air anomaly)



相对重力异常



自由空间重力异常



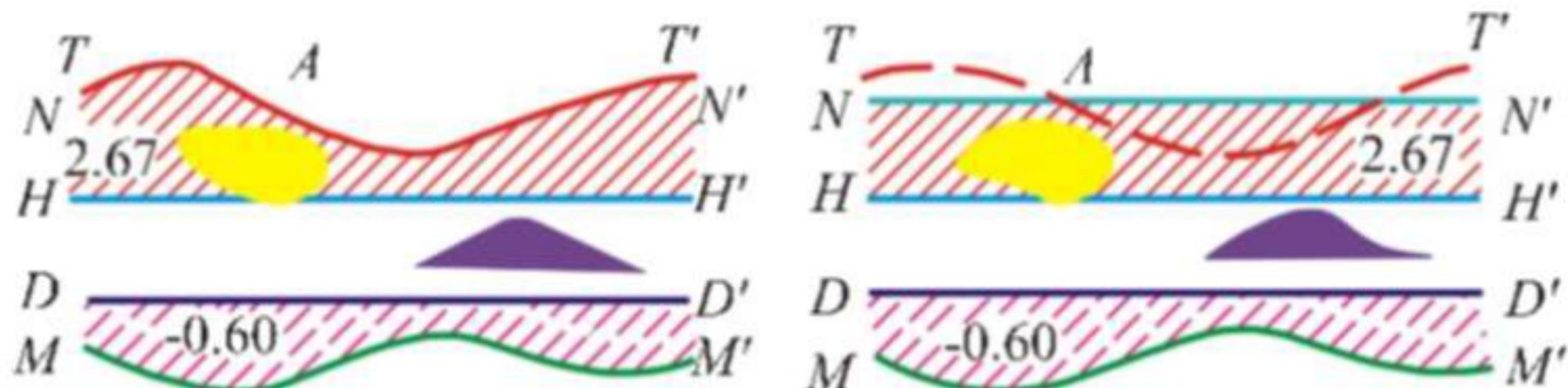
地形高程

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 法耶重力异常

法耶重力异常是对观测值做正常场校正、高度校正和地形校正。



$$\Delta g_{\text{F}} = g_k + \Delta g_h - g_\varphi$$



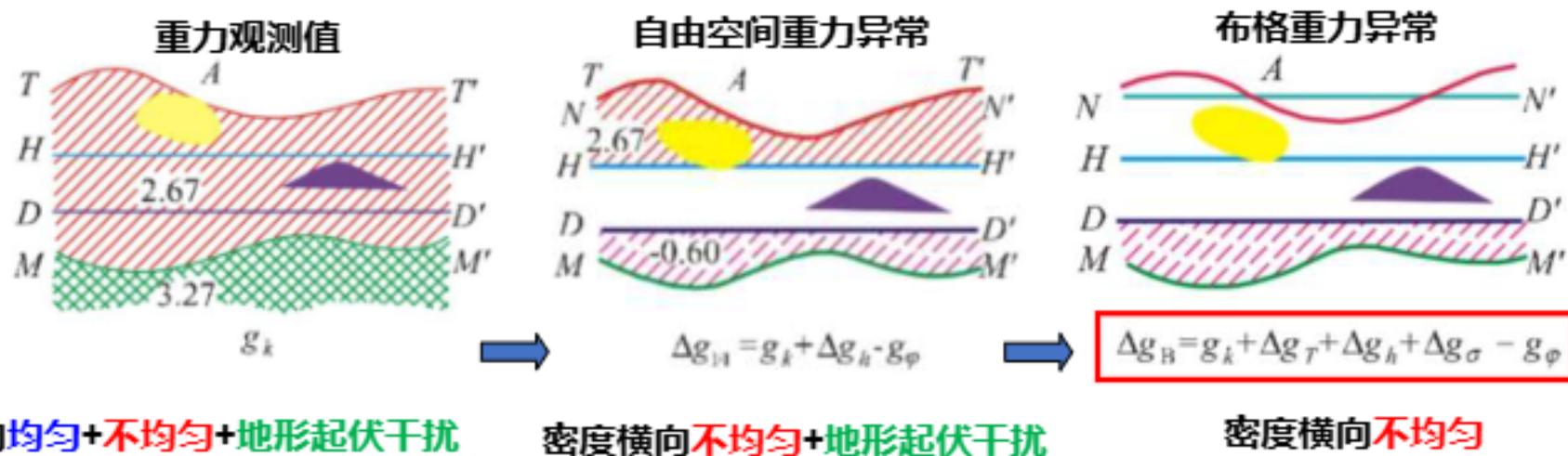
$$\boxed{\Delta g_B = g_k + \Delta g_h + \Delta g_T - g_\varphi}$$

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 布格重力异常 (Bouguer anomaly)

在自由空间重力异常基础上，再加上地形和中间层校正，即经过正常场校正、地形校正、高度校正和中间层校正的重力异常，称为布格重力异常。

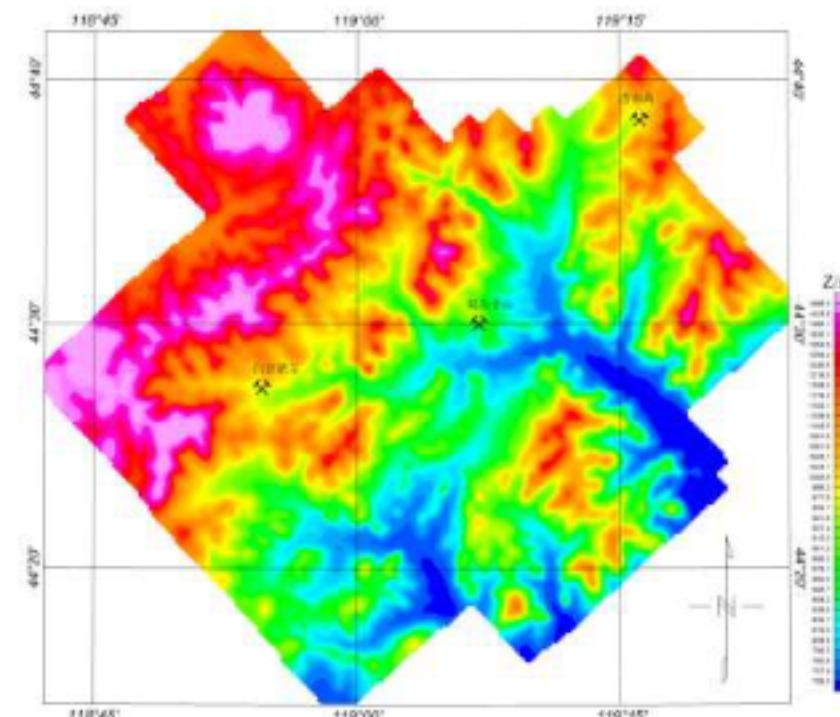
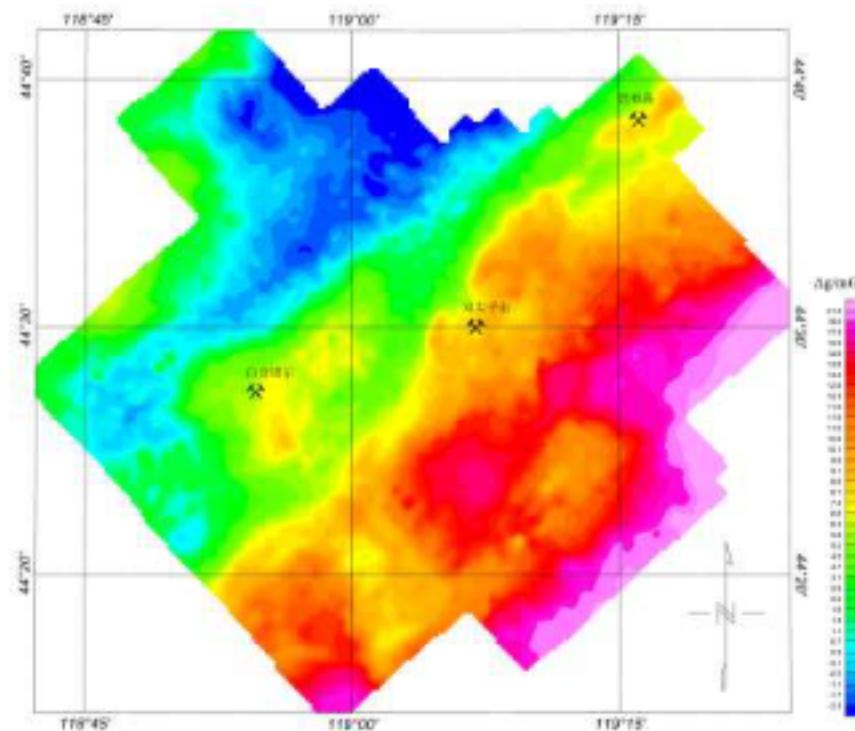


布格重力异常包含壳内各种偏离正常密度分布的矿体与构造的影响，也包括地壳下界面起伏而在横向上相对上地幔质量的巨大亏损或盈余的影响。

4. 布格重力异常

GeoGoku

■ 布格重力异常 (Bouguer anomaly)



■ 布格重力异常 (Bouguer anomaly)

绝对布格重力异常

$$\Delta g_B = g_k + \Delta g_h + \Delta g_T + \Delta g_\sigma - g_\varphi$$

- 以大地水准面作为基准面，观测值为绝对重力值，布格校正用的高度为海拔高程，密度用统一的 2.67g/cm^3 ，正常场校正用正常重力公式算。
- 多用在中、小比例尺中，以便大面积的拼图和统一进行解释。

■ 布格重力异常 (Bouguer anomaly)

相对布格重力异常

$$\Delta g_B = \Delta g_k + \Delta g_h + \Delta g_T + \Delta g_\sigma + \Delta g_\varphi$$

- 取**总基点所在的水准面**作为基准面，观测值是**相对重力值**，布格校正用的高程是测点相对总基点的**相对高程**，密度用当地地表**实测的平均密度值**，而正常场校正就用**小面积纬度校正算**。
- 多用在**小面积大比例尺**的测量中，以便对局部地区的异常作较深入的分析。

■ 布格重力异常 (Bouguer anomaly)

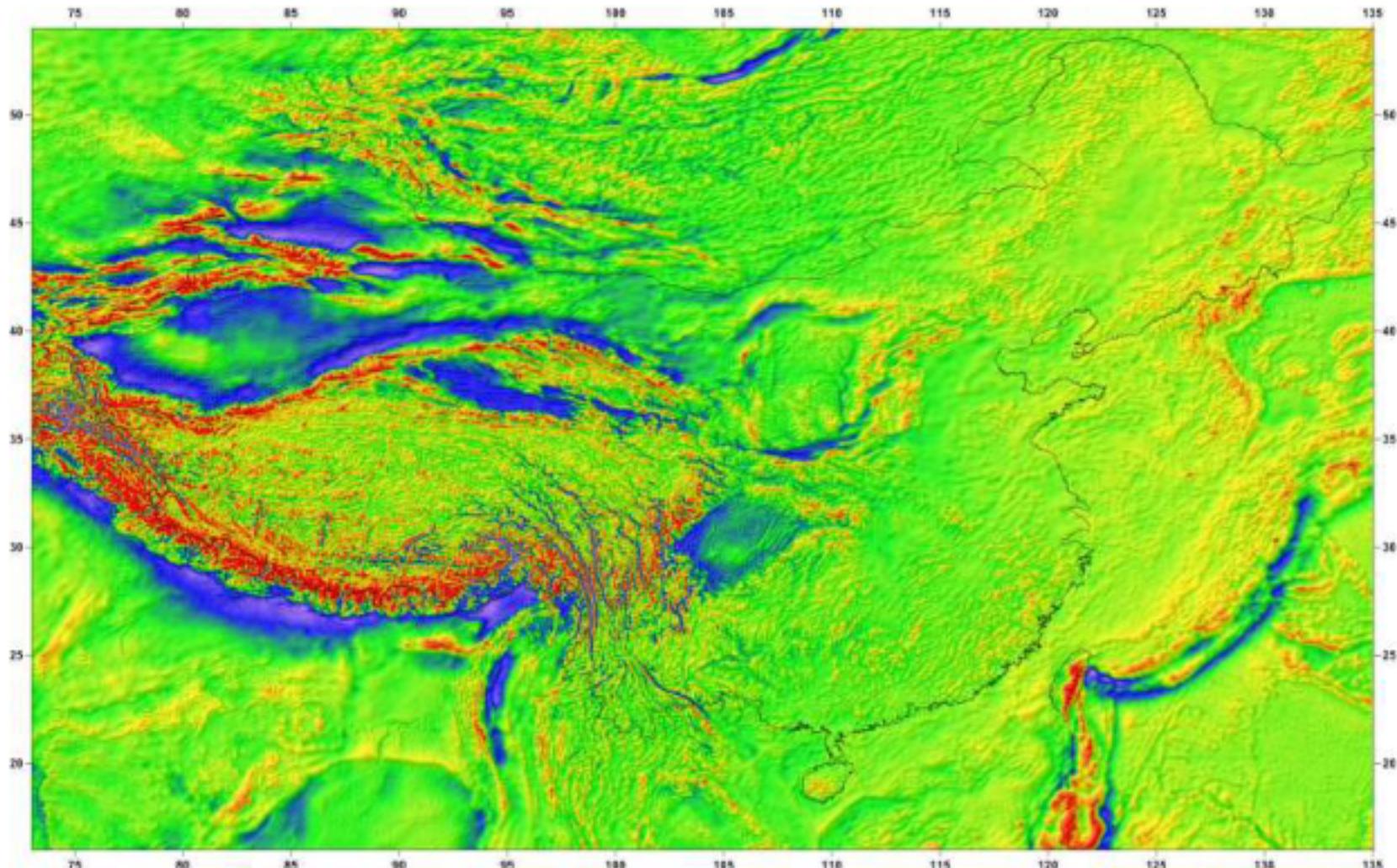
$$\varepsilon_{\text{异}} = \pm \sqrt{\varepsilon_k^2 + \varepsilon_T^2 + \varepsilon_b^2 + \varepsilon_\varphi^2}$$

布格重力异常包含了壳内各种偏离正常密度分布的矿体与构造的影响，也包括了地壳下界面起伏而在横向上相对上地幔质量的巨大亏损或盈余的影响。

4. 布格重力异常

GeoGoku

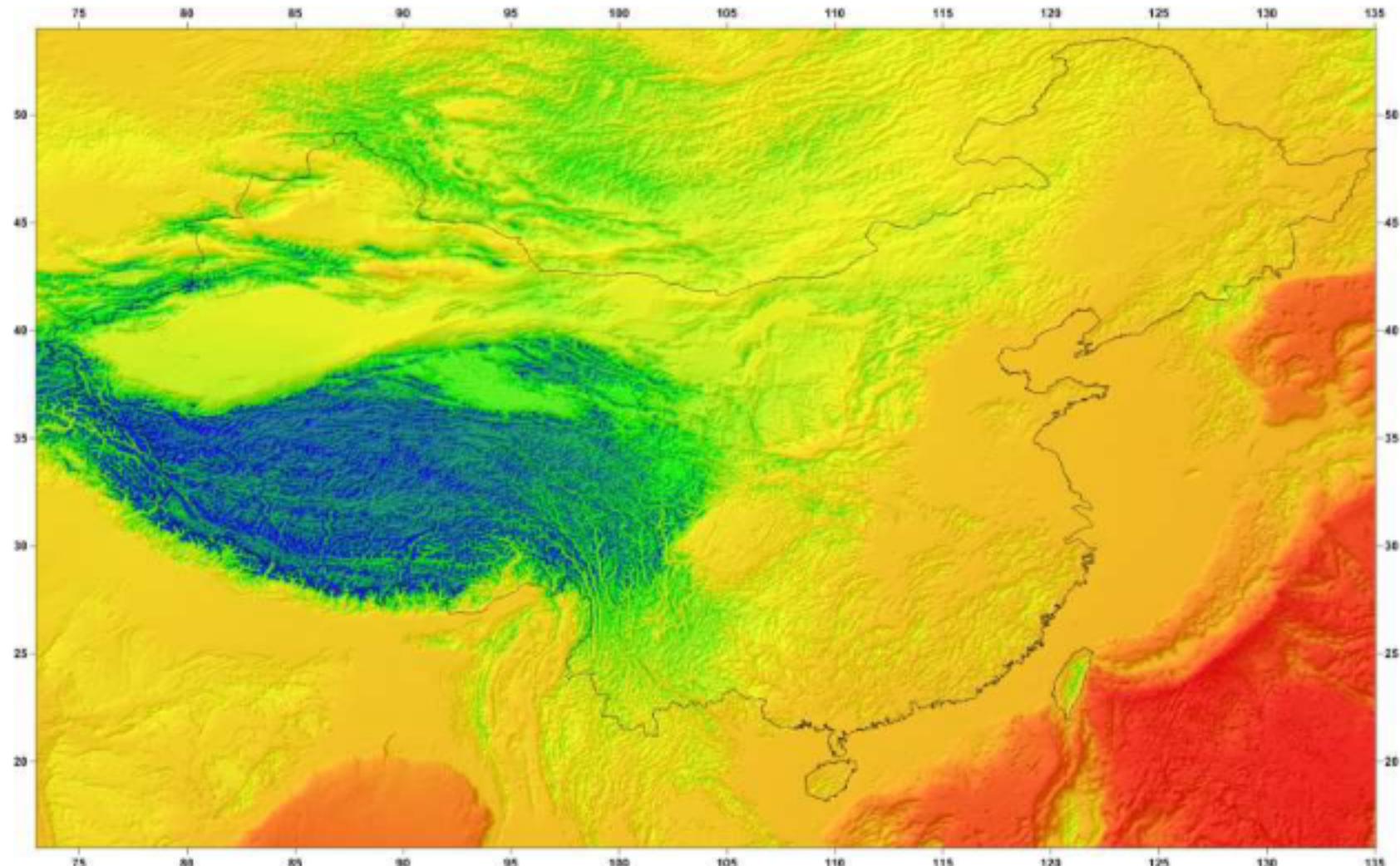
自由空间重力异常



4. 布格重力异常

GeoGoku

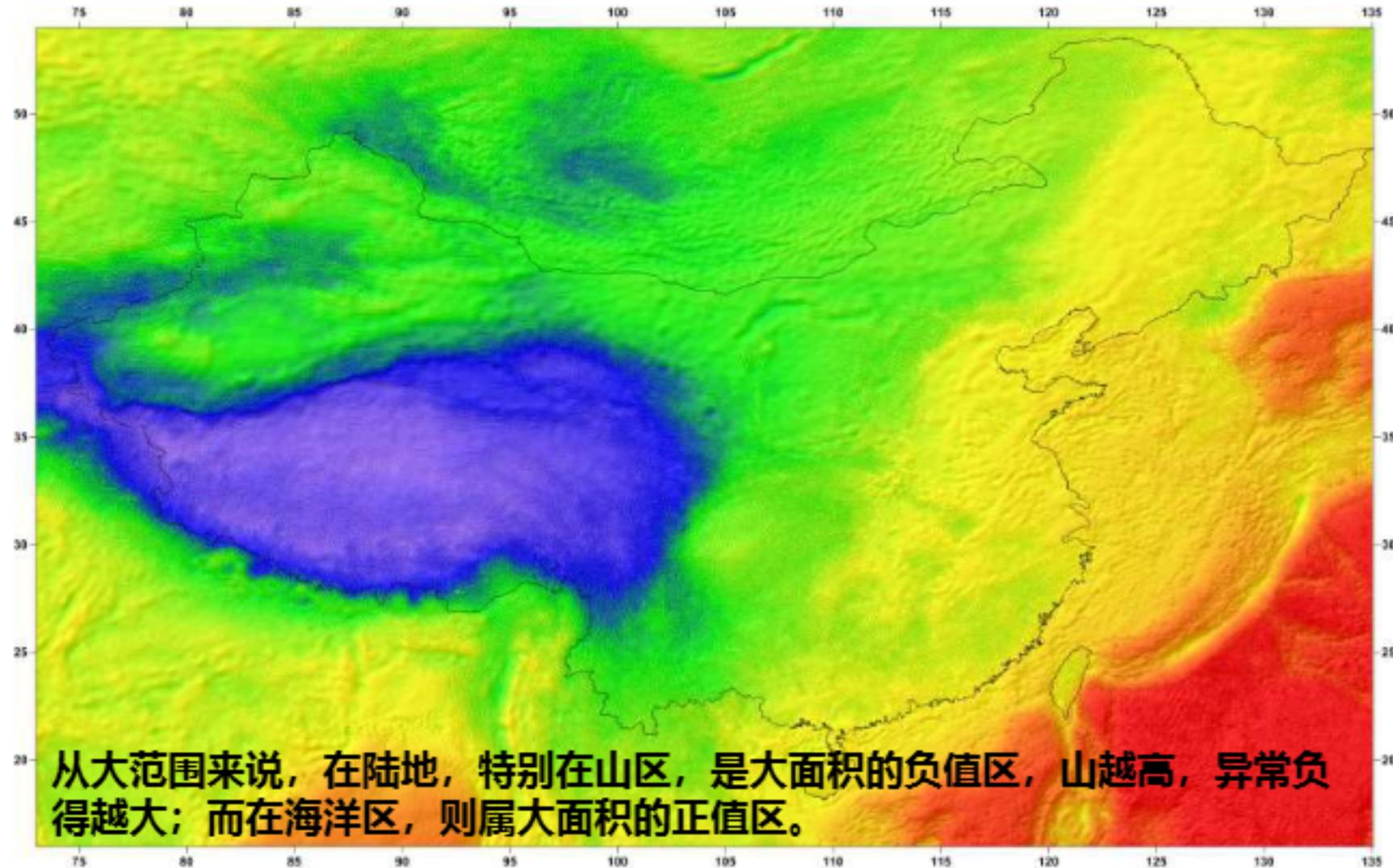
中间层校正+地形校正



4. 布格重力异常

GeoGoku

布格重力异常



4. 布格重力异常

GeoGoku

The screenshot shows a computer browser displaying the official website of the Bureau Gravimétrique International (BGI). The URL in the address bar is bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Grids-and-models/wgm2012. The page content is centered around the WGM2012 global model, featuring a large world map with color-coded gravity anomalies. The main navigation menu includes links for "The BGI", "Data / Products", "Activities", "Publications", "Links", "Download page", "Data extract tool", and "3D viewer". A sidebar on the left provides links to various sections like "Presentation", "Missions", "Organization", "Supporting agencies and laboratories", "International collaborations", "Why and how to provide data to BGI?", "Practical information", "Contact", "Grids and models" (which is currently selected), and "Toolbox". The right side of the page contains detailed text about the WGM2012 model, its derivation from EGM2008 and DTU10, and its resolution. It also lists several reference documents and links for ordering maps.

NSA: EGM2008 - WGS84 X WGM2012 global model X

bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Grids-and-models/wgm2012

French English

Login Sitemap AA AA

Bureau Gravimétrique International
International Gravimetric Bureau

BGI > Data / Products > Grids and models > WGM2012 global model

Download page Data extract tool 3D viewer

WGM2012 Earth's gravity anomalies

Free-air gravity anomaly
Complete Bouguer gravity anomaly

Summary

WGM2012 is the first release of a high resolution grids and maps of the Earth's gravity anomalies (Bouguer, isostatic and surface free-air), computed at global scale in spherical geometry. It has been realized by the Bureau Gravimétrique International (BGI) in the frame of collaborations with international organizations such as Commission for the Geological Map of the World (CGMW), UNESCO, International Association of Geodesy (IAG), International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), International Union of Geological Sciences (IUGS) and with various scientific institutions.

WGM2012 gravity anomalies are derived from the available Earth global gravity models EGM2008 and DTU10 and include 1'x1' resolution terrain corrections derived from ETOP01 model that consider the contribution of most surface masses (atmosphere, land, oceans, inland seas, lakes, ice caps and ice shelves). These products have been computed by means of a spherical harmonic approach using theoretical developments carried out to achieve accurate computations at global scale (Balmino, G., Vales, N., Bonvalot, S. and Brais, A., 2011. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *Journal of Geodesy*, DOI 10.1007/s00190-011-0530-4).

Citation of WGM2012 global grids and maps

Bonvalot, S., Balmino, G., Brais, A., M. Kuhn, Payette, A., Vales N., Bancal, R., Gabald, G., Rançon, F., Sarah, M., 2012. World Gravity Map. Commission for the Geological Map of the World. Eds: BGI-CGMW-CNRS-IRD, Paris

WGM2012 reference theoretical paper (*Journal of Geodesy*)

2011_Balmino_JGEOD.pdf 2.65 MB

WGM2012 reference explanatory leaflet

WGM_2012_explanatory_leaflet.pdf 14.93 MB

WGM2012 maps (1:50 000 000)

Ordering to : Commission for the Geological Map of the World (CGMW)

affiche

BUREAU GRAVIMÉTRIQUE INTERNATIONAL - 14, Avenue Edouard Belin - 31400 Toulouse, France

Copyright © 2012 OMP - service_web OMP - mentions légales

4. 布格重力异常

GeoGoku

NGA EGM2008 - WGS 84 X WGM2012 global model X
earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/egm08_wgs84.html

NATIONAL GEOSPATIAL-INTELLIGENCE AGENCY

WWW

NGA > Products and Services > Office of Geomatics > Earth Gravitational Model > EGM2008

▶ EGM2008 - WGS 84 Version Free-air gravity anomaly

Introduction

The official Earth Gravitational Model EGM2008 has been publicly released by the U.S. National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) EGM Development Team. This gravitational model is complete to spherical harmonic degree and order 2150, and contains additional coefficients extending to degree 2190 and order 2150. Full access to the model's coefficients and other descriptive files with additional details about EGM2008 are provided herein.

Those wishing to use EGM2008 to compute **geoid undulation values with respect to WGS 84**, may do so using the self-contained suite of coefficient files, FORTRAN software, and pre-computed geoid grids provided on this web page. For other applications, the previous release of the full 'Geoscience' package for EGM2008 can be accessed through the link at the bottom of this web page.

The WGS 84 constants used to define the reference ellipsoid, and the associated normal gravity field, to which the geoid undulations are referenced are:

- $a=6378137.00\text{ m}$ (semi-major axis of WGS 84 ellipsoid)
- $f=1/298.257223563$ (fattening of WGS 84 ellipsoid)
- $GM=3.98004418 \times 10^{14} \text{ m}^3\text{s}^{-2}$ (Product of the Earth's mass and the Gravitational Constant)
- $\omega=7292115 \times 10^{-11} \text{ radians/sec}$ (Earth's angular velocity)

All synthesis software, coefficients, and pre-computed geoid grids listed below assume a **Tide Free** system, as far as permanent tide is concerned.

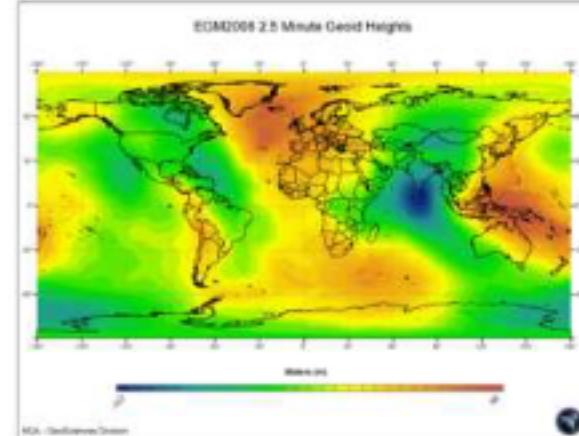
Note that the harmonic synthesis software provided below applies a constant, zero-degree term of -41 cm to all geoid undulations computed using EGM2008 with the height_anomaly-to_geoid_undulation correction model (also provided). Similarly, all pre-computed geoid undulations incorporate this constant zero-degree term. This term converts geoid undulations that are intrinsically referenced to an ideal mean-earth ellipsoid into undulations that are referenced to WGS 84. The value of -41 cm derives from a mean-earth ellipsoid for which the estimated parameters in the Tide Free system are: $a=6378136.58\text{ m}$ and $1/f=298.257086$.

Description of Software and Data

To compute point geoid undulations from spherical harmonic synthesis of the [EGM2008 Tide Free Spherical Harmonic Coefficients](#) and its associated [Correction Model](#), at any WGS 84 latitude/longitude coordinate pair listed in a coordinate input file (such as [INPUT.DAT](#)), use the FORTRAN harmonic synthesis program, [hsynth_WGS84.f](#).

At present, we are also providing two grids of pre-computed geoid undulations: one at 1×1 -minute resolution and one at 2.5×2.5 -minute resolution. To interpolate geoid undulations from the [1x1-Minute Geoid Undulation Grid](#) file, for any WGS 84 latitude/longitude coordinate pair listed in a coordinate input file (such as [INPUT.DAT](#)), use the FORTRAN interpolation program [interp_1min.f](#). Similarly, the FORTRAN interpolation program [interp_2p5min.f](#) will interpolate geoid undulations from the [2.5x2.5-Minute Geoid Undulation Grid](#) file.

File names containing a "dot" in the suffix have been compressed using the Unix "tar" command.





目 录

GeoGoku

第一节 基点网平差

第二节 固体潮校正

第三节 零点校正

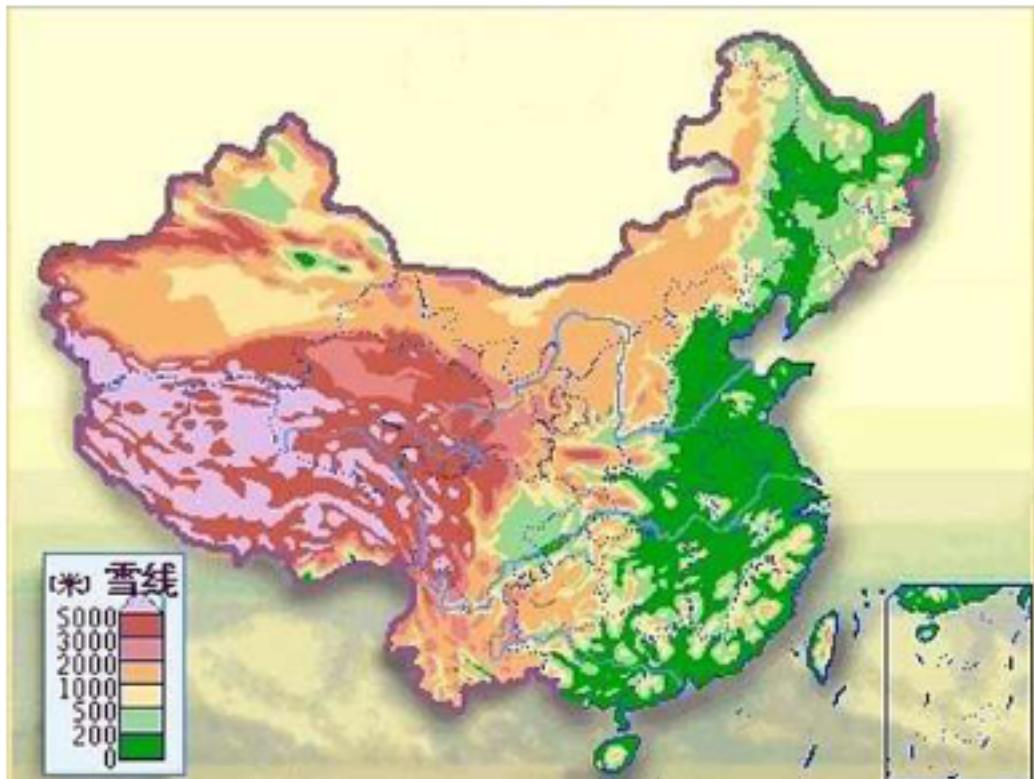
第四节 布格重力异常

第五节 均衡异常

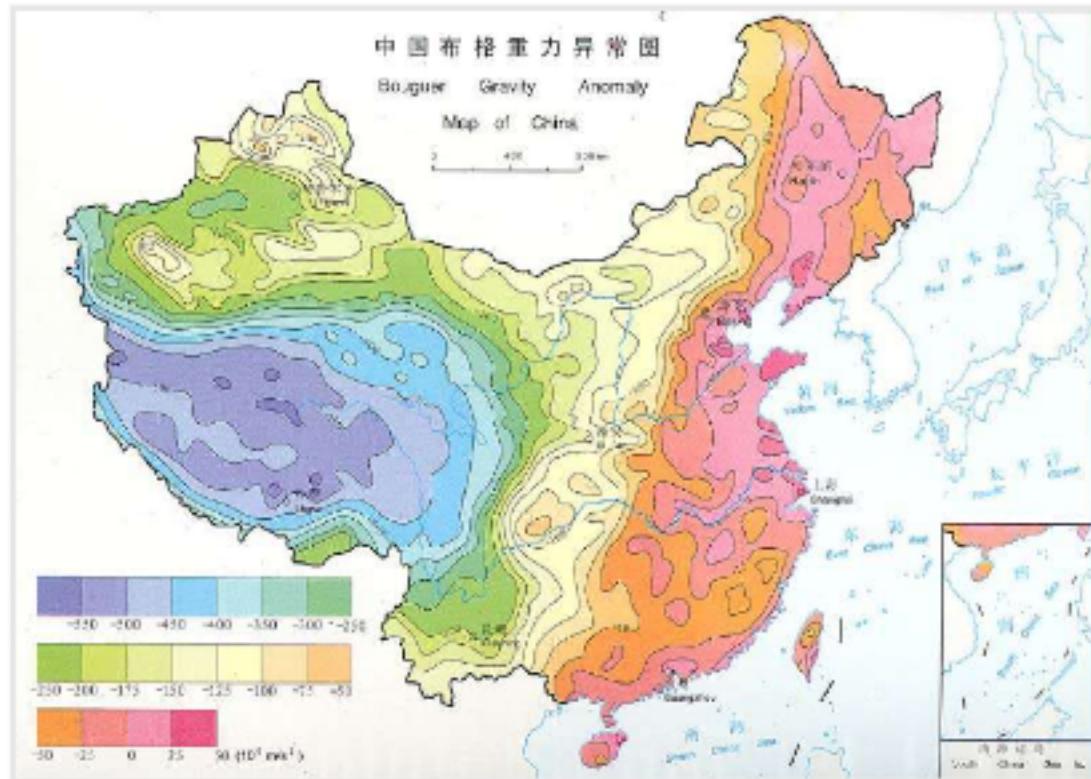
5. 均衡异常

GeoGoku

■ 均衡直观表现



中国地形图



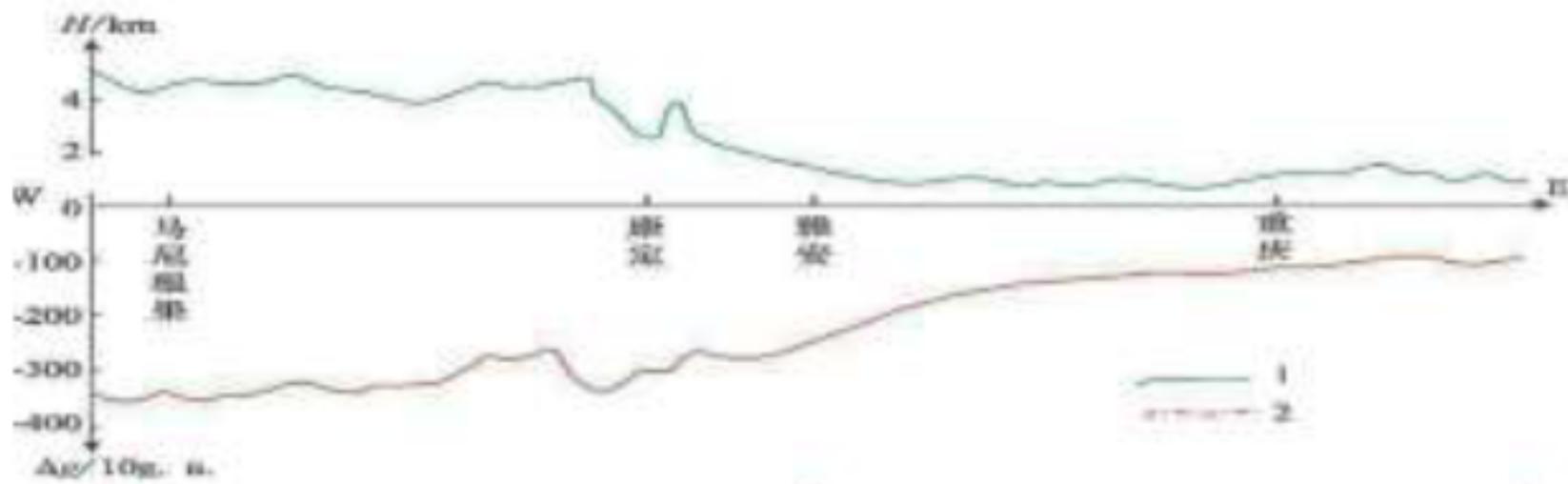
中国布格重力异常图

相关

5. 均衡异常

GeoGoku

■ 均衡直观表现



中国地形图

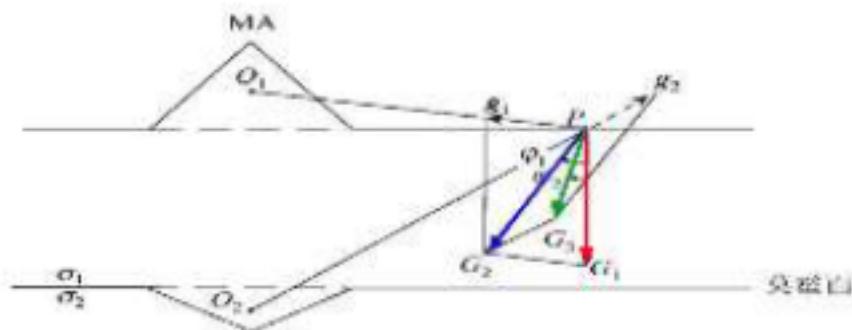
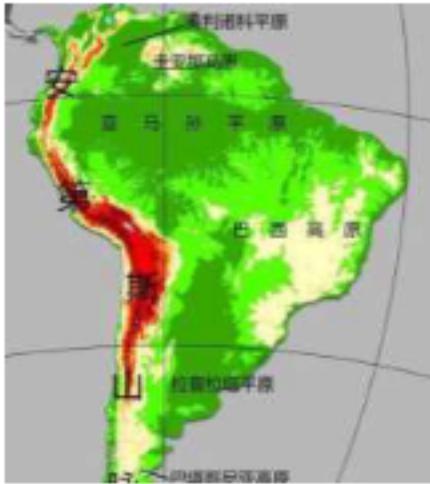
中国布格重力异常图

相关

5. 均衡异常

GeoGoku

■ 均衡的发现 (Bouguer)



1735年和1745年间，布格领导的一个法国大地测量队，在秘鲁测量子午线的弧长。安第斯山对铅垂线会有一个水平引力，而这一引力会引起铅垂线方向发生局部变化。他们在测量中发现，观测到的垂线偏差比理论上计算出的、已知的安第斯山地形起伏引起的数值要小得多。



5. 均衡异常

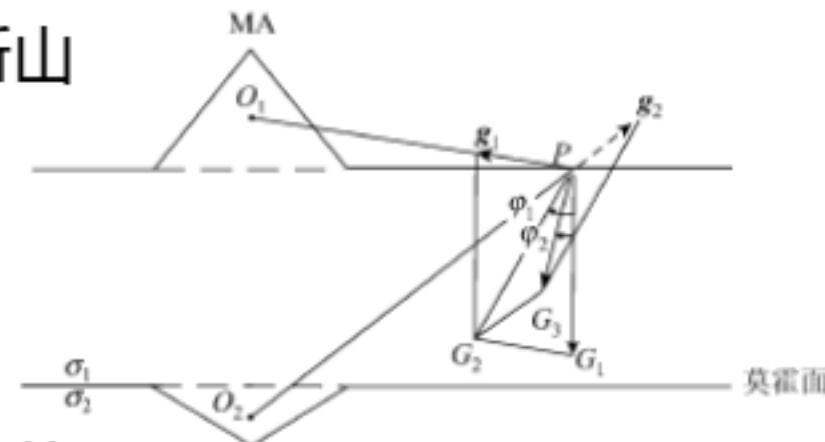
GeoGoku

■ 均衡解释：物质亏损 (Boscovitch)

在地下某个深度(称为补偿深度)的下面，地球内部的压力是流体静压力或静水压 力，这就意味著在补偿深度处单位横截面上伏柱体的重量，必须完全是相等的； 地球曲率的小的校正会造成一些差别。

如果在地球的表面存在过剩的负载，例如山脉，洋脊或冰帽，那么如果达到了均衡，在这个表面之下，补偿深度之上，一定存在一个等效的补偿质量的亏损；对于海洋，这样的亏损负载会出现相反的情况。

安第斯山



均衡补偿



5. 均衡异常

GeoGoku

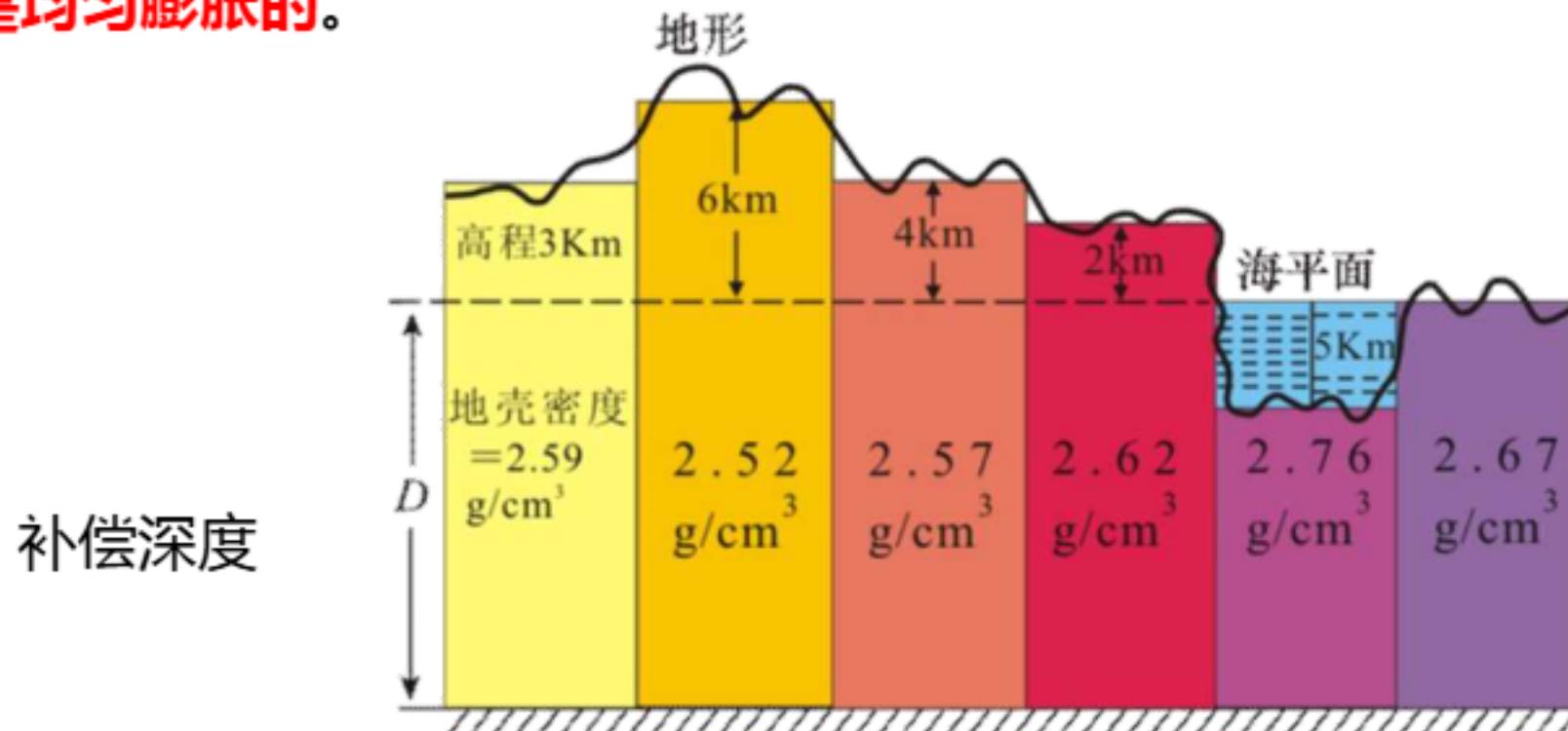
- 布格重力异常在山区是大面积大幅度的负异常背景，而在海洋区则为正异常，在接近海平面的陆地上平均值接近于零。
- 说明在地球内部特别是接近地球表层的物质分布是不均匀的，在高山地区地下质量亏损，而在海洋和盆地下面质量盈余。这正是一种地下质量补偿地球表面形态原理的重要例证。

5. 均衡异常

GeoGoku

■ 普拉特-海福特假说

地下从某一深度算起（称补偿深度），以下物质的**密度是均匀的**，但以上的物质，则相同截面的柱体保持**相同的总质量**，因此地形越高，密度越小，即在**垂直方向是均匀膨胀的**。





5. 均衡异常

■ 普拉特-海福特假说

✓ 在陆地上

平衡条件: $\sigma(D+H) = \sigma_0 D = \text{常数}$

密度:

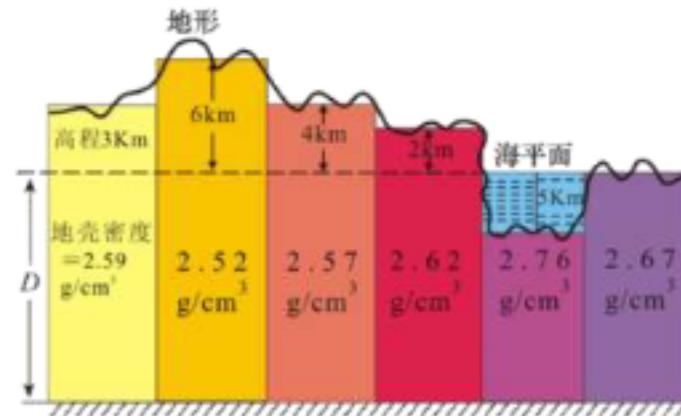
$$\sigma = \sigma_0 \frac{D}{(D+H)}$$

✓ 在海洋上

平衡条件: $1.03h + \sigma_1(D-h) = \sigma_0 D$

密度:

$$\sigma_1 = \frac{\sigma_0 D - 1.03h}{D-h}$$



σ_0 地壳密度

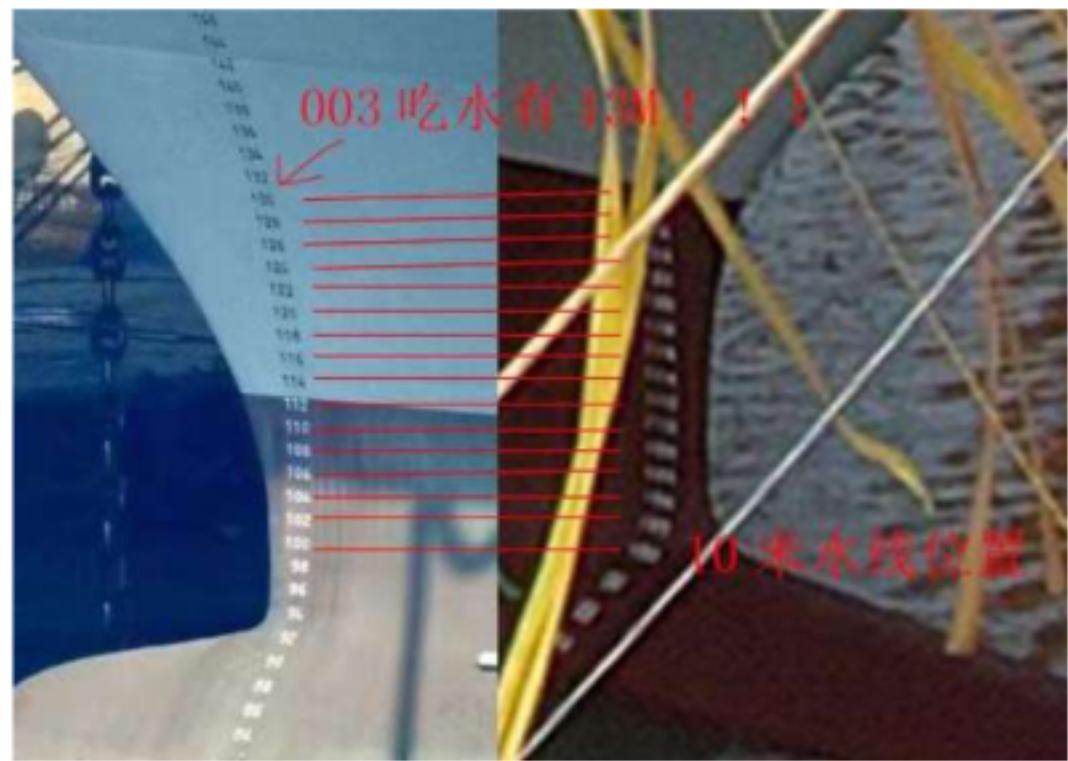
H 海拔高度

σ 任意柱体密度

5. 均衡异常

GeoGoku

■ 艾里-海斯坎宁假说

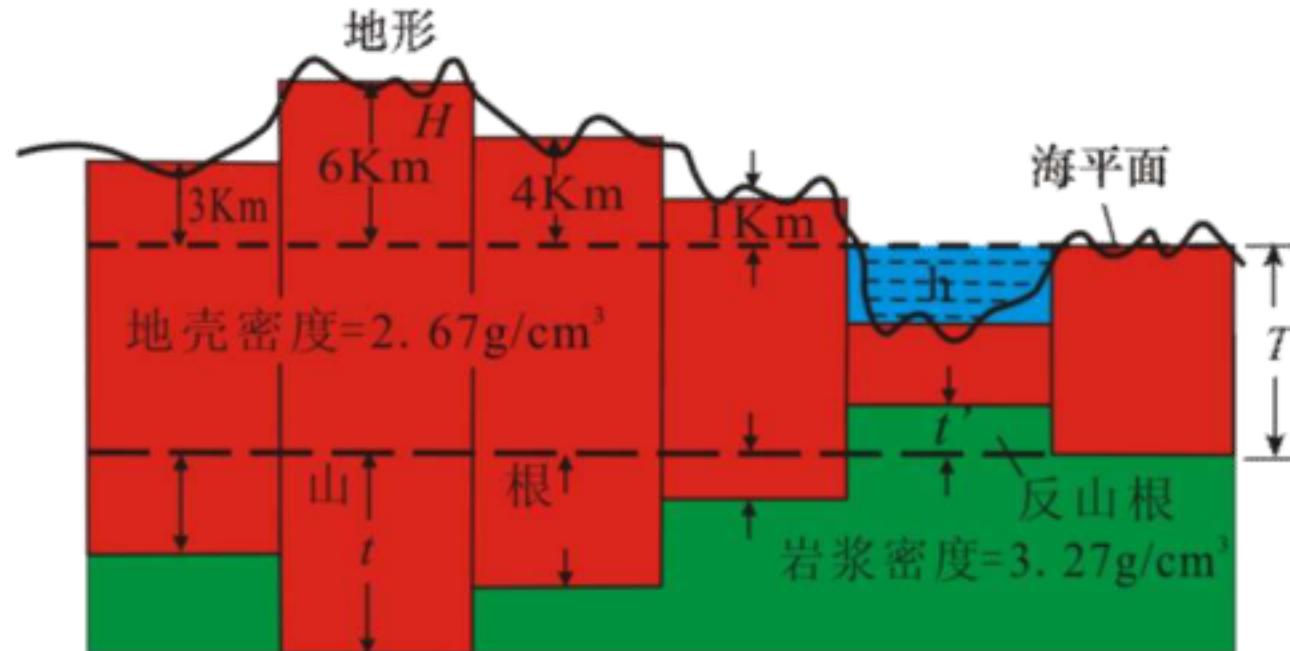


5. 均衡异常

GeoGoku

■ 艾里-海斯坎宁假说

把地壳视为较轻的均质岩石柱体，漂浮在较重的均质岩浆之上、处于静力平衡状态，根据**阿基米德浮力原理**可知，山愈高则陷入岩浆愈深形成山根，而海愈深则缺失的质量越多，岩浆将向上凸出也愈高，形成反山根。



5. 均衡异常

GeoGoku

■ 艾里-海斯坎宁假说

✓ 在陆地上

平衡条件:

$$\sigma_0 H = (\sigma - \sigma_0)t$$

山根厚度:

$$t = \frac{\sigma_0 H}{\sigma - \sigma_0} = \frac{2.67}{0.60} H = 4.45H$$

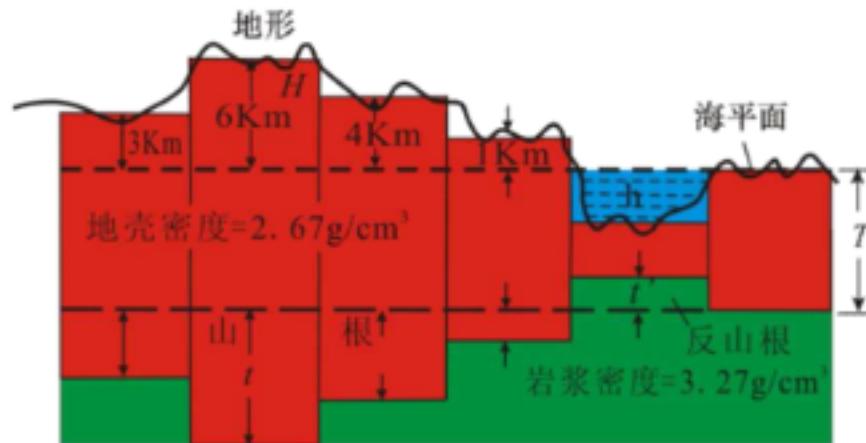
✓ 在海洋上

平衡条件:

$$(\sigma_0 - \sigma_2)h = (\sigma - \sigma_0)t'$$

反山根厚度:

$$t' = \frac{\sigma_0 - \sigma_2}{\sigma - \sigma_0} h = 2.73h$$



σ_0 地壳密度

σ 岩浆密度

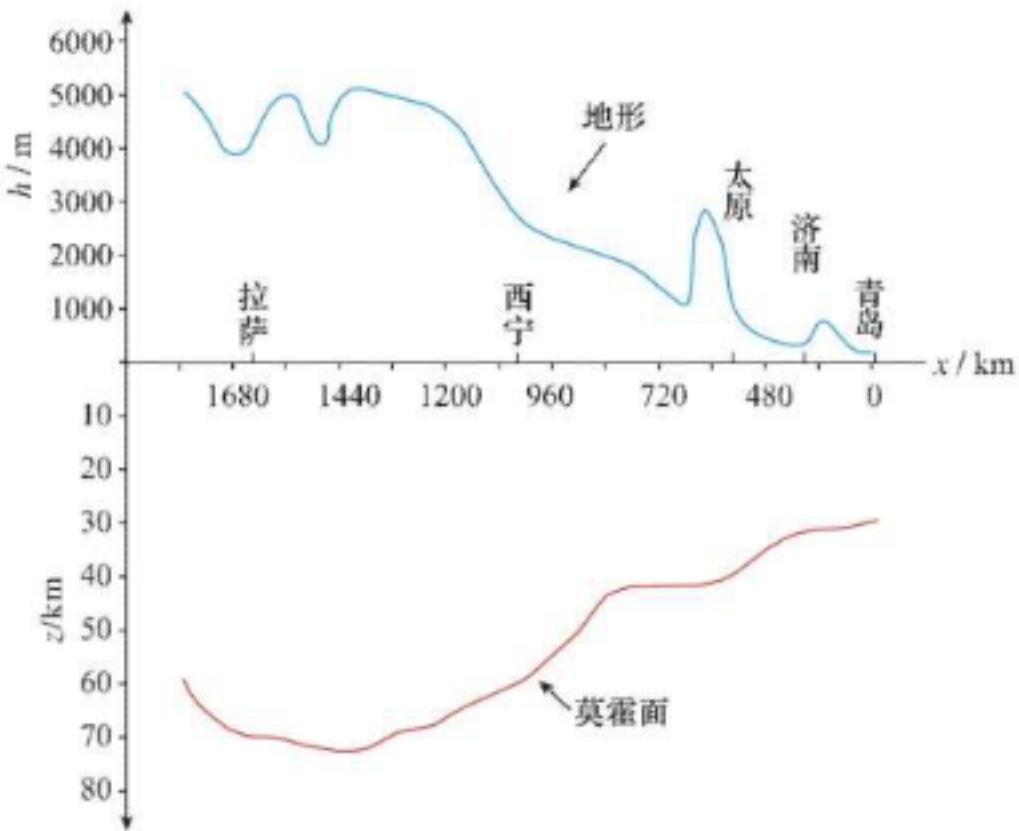
σ_2 海水密度

5. 均衡异常

GeoGoku

所谓地壳均衡，就是说从地下某一深度算起，相同面积所承载的质量趋于相等，地面上大面积质量的增减，地下必有所补偿。

地形起伏与地壳厚度变化呈反相关关系，遵循了艾里的均衡假说。



■ 均衡校正

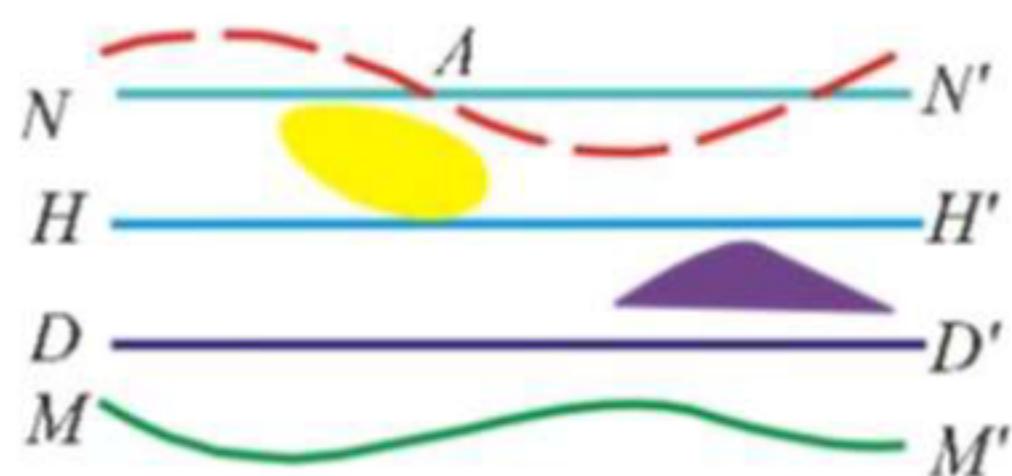
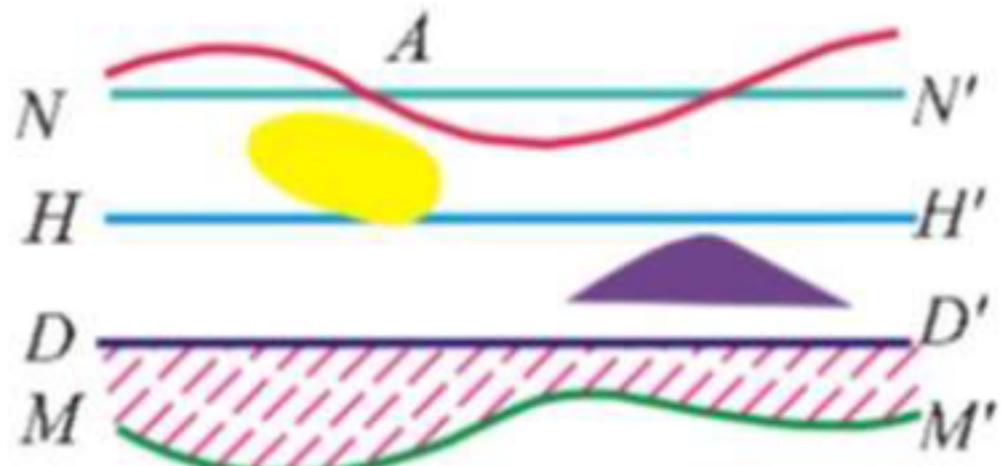
- 将大地水准面以上多余的按正常地壳密度分布的物质全部移去，即遍及全球的地形校正；
- 将这移去的质量全部填补到大地水准面以下至均衡补偿面之间（或是山根与反山根）的范围内，并计算出填补进去的物质在测点处产生的引力铅垂分量；
- 将该分量加到布格异常中去，便得到均衡重力异常 Δg_c

$$\Delta g_c = \Delta g_B + \delta g_c$$

5. 均衡异常

GeoGoku

■ 均衡校正



$$\Delta g_B = g_k + \Delta g_T + \Delta g_h + \Delta g_\sigma - g_\varphi$$

$$\Delta g_c = \Delta g_B + \delta g_c$$

对布格重力异常再作均衡校正，即得到均衡重力异常



5. 均衡异常

GeoGoku

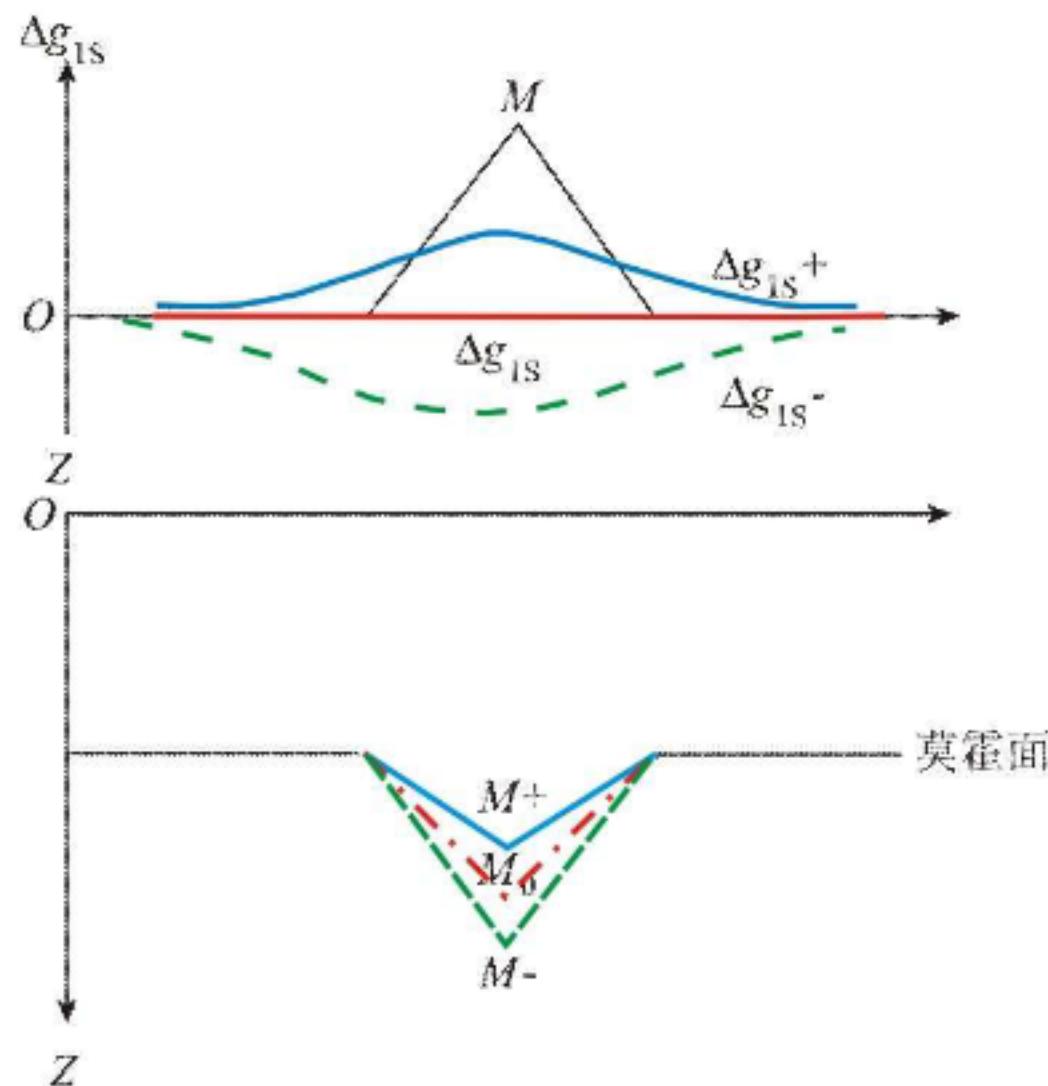
■ 均衡校正

- **均衡异常接近于零**: 大地水准面上多出的物质正好补偿了大地水准面至均衡面之间缺失的物质。
- **均衡异常为正值**: 填补进去的物质数量超过了下面缺失的质量, 地壳下界还未达到正常地壳的深度, 所以称补偿不足。
- **均衡异常为负值**: 填补进去的物质数量还不足以弥补下面质量的亏损, 地壳下界面已超过正常地壳的深度, 补偿过剩。

5. 均衡异常

GeoGoku

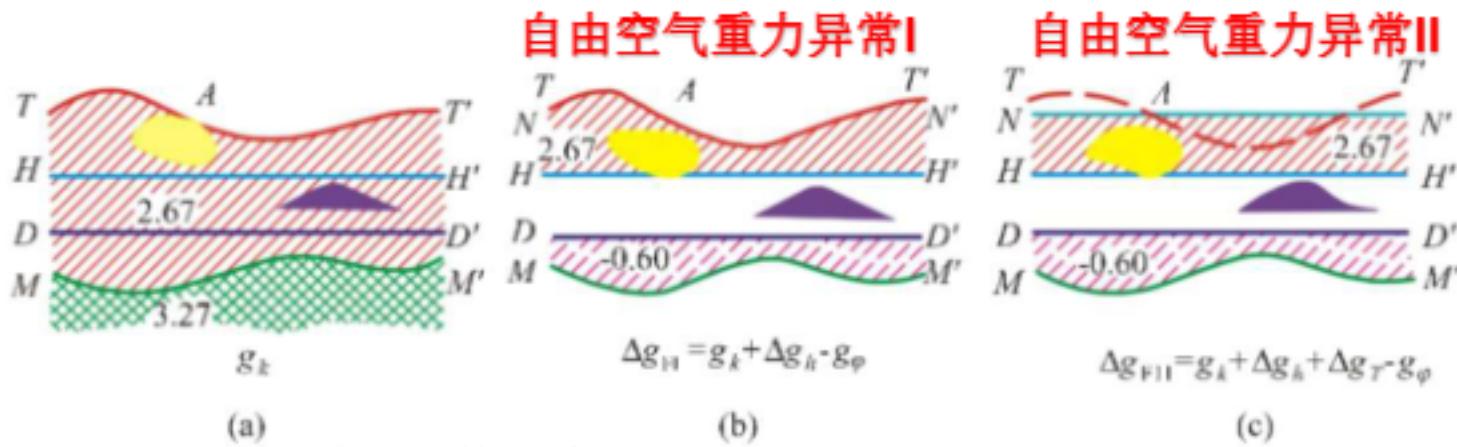
■ 均衡校正



5. 均衡异常

GeoGoku

■ 均衡校正

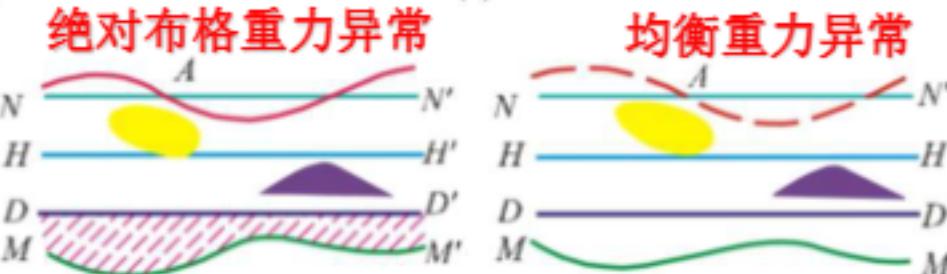


自由空气重力异常I 自由空气重力异常II

(a)

(b)

(c)



$$\Delta g_B = g_k + \Delta g_r + \Delta g_h + \Delta g_\sigma - g_\varphi$$

(d)

$$\Delta g_c = \Delta g_B + \delta g_c$$

(e)

TT' —地表面

NN' —通过测点的平面

HH' —大地水准面

DD' —正常地壳厚度平面

MM' —莫霍面

} 局部场源体剩余质量分布

} 局部场源体质量分布



目 录

GeoGoku

第一节 基点网平差

第二节 固体潮校正

第三节 零点校正

第四节 布格重力异常

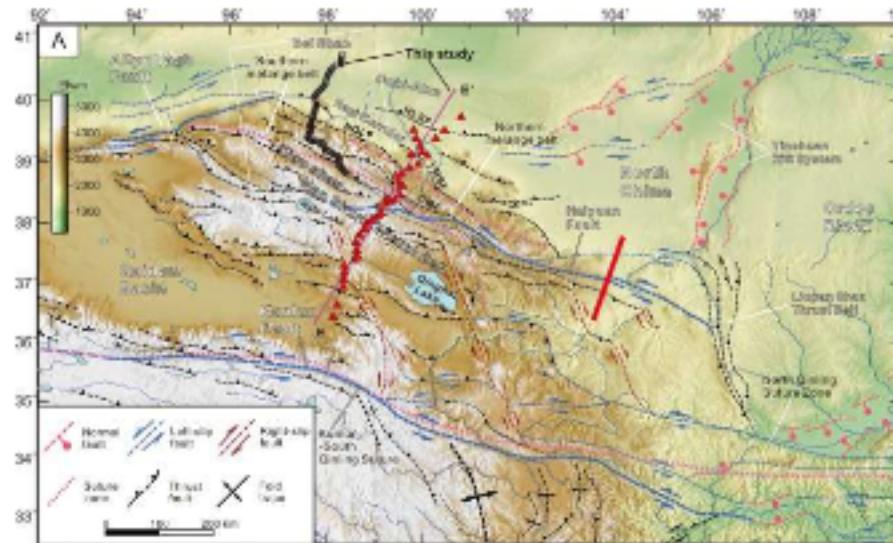
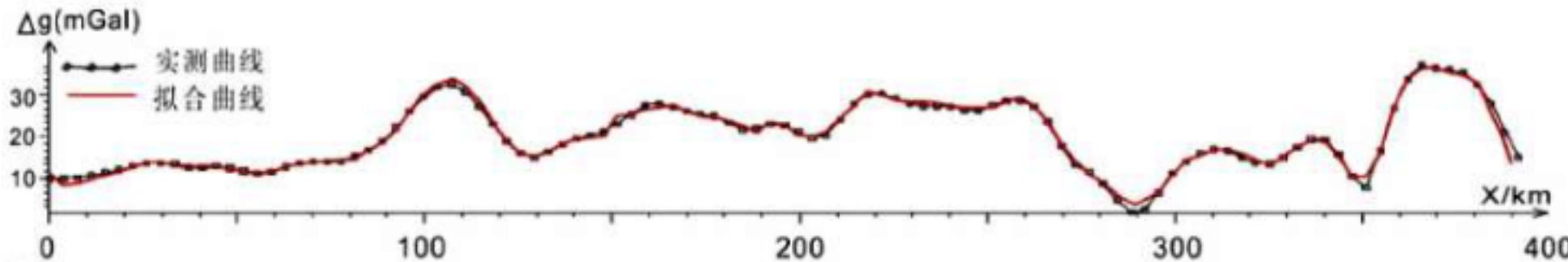
第五节 均衡异常

第六节 重力异常的图示

6. 重力异常的图示

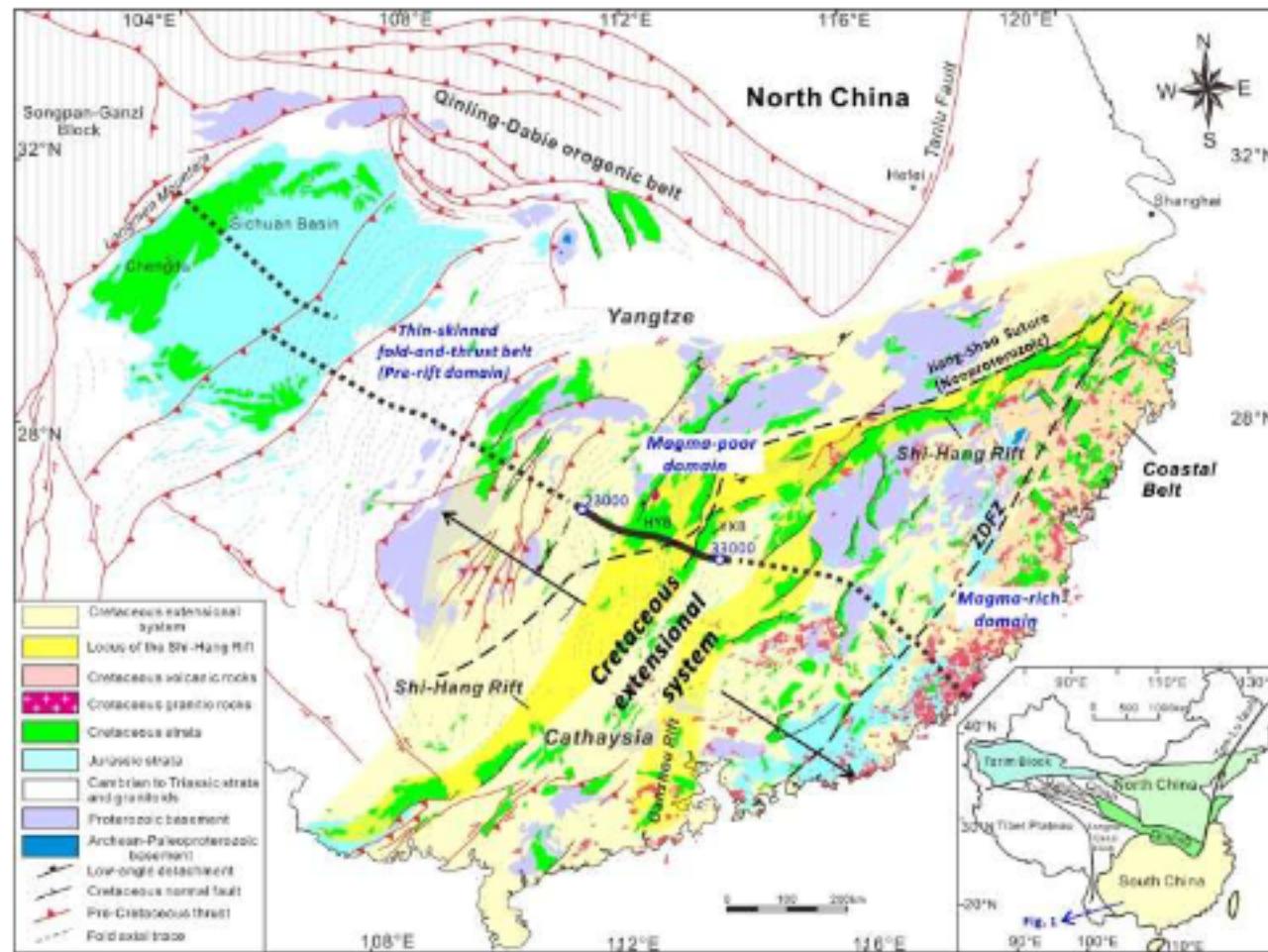
GeoGoku

■ 剖面图



6. 重力异常的图示

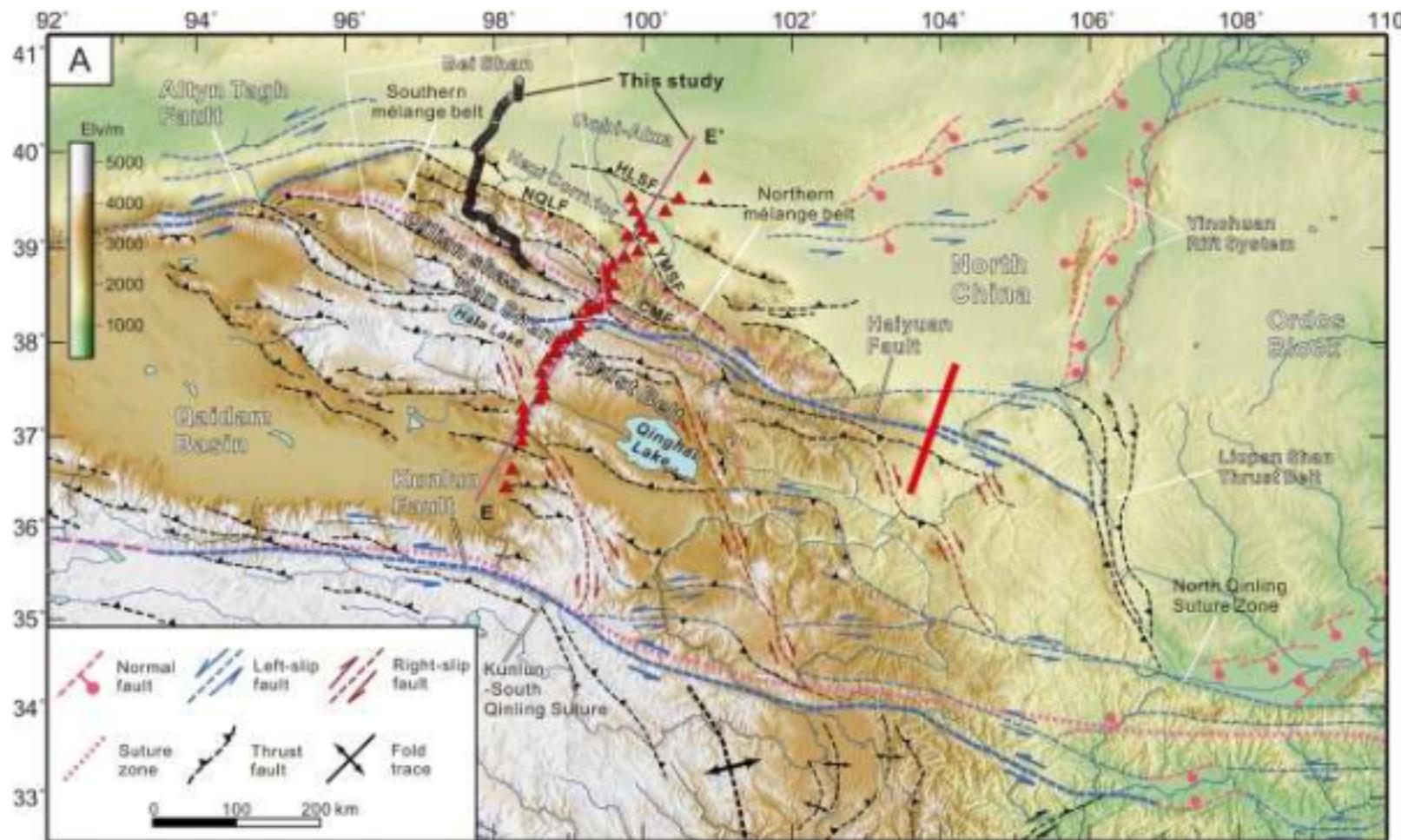
■ 剖面图



6. 重力异常的图示

GeoGoku

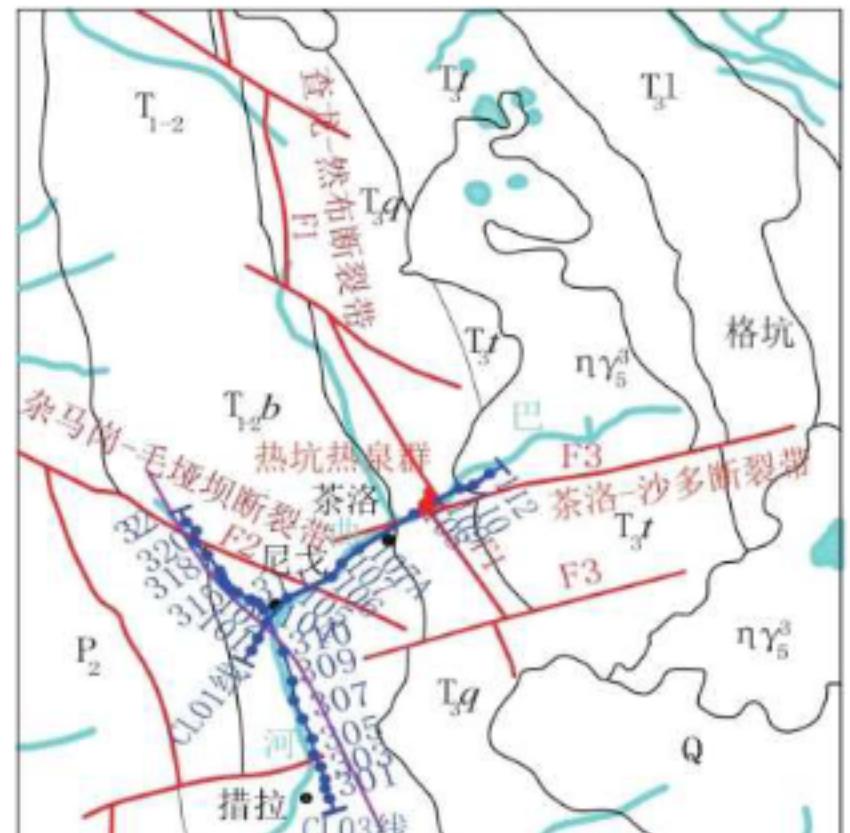
■ 剖面图



6. 重力异常的图示

GeoGoku

■ 剖面图



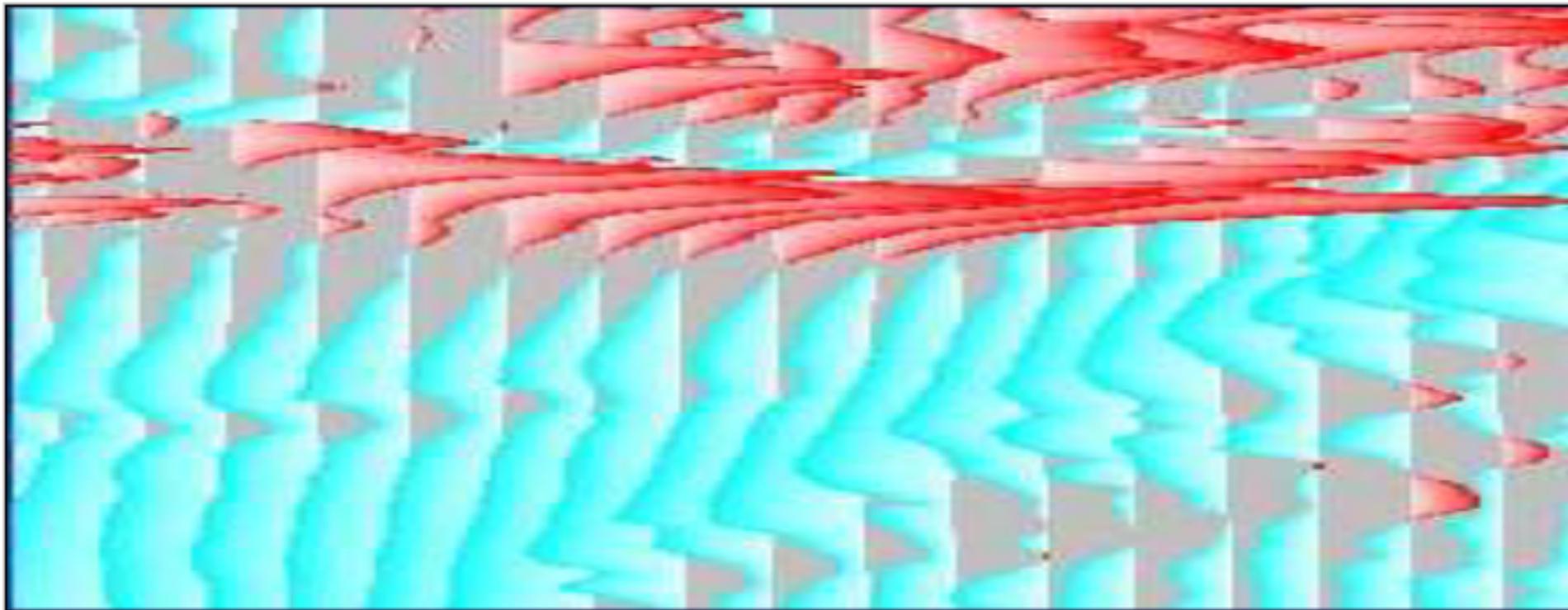
图例	● 地名	○ 地质界线及代号
	○ 河流	— 断层及编号
	— 物探测线测点及编号	— 茶洛隧道位置

(b) 研究区地质简图

6. 重力异常的图示

GeoGoku

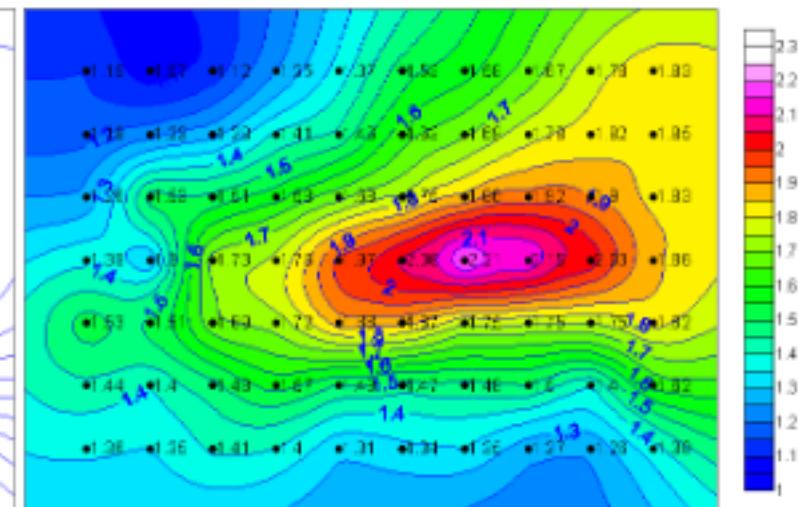
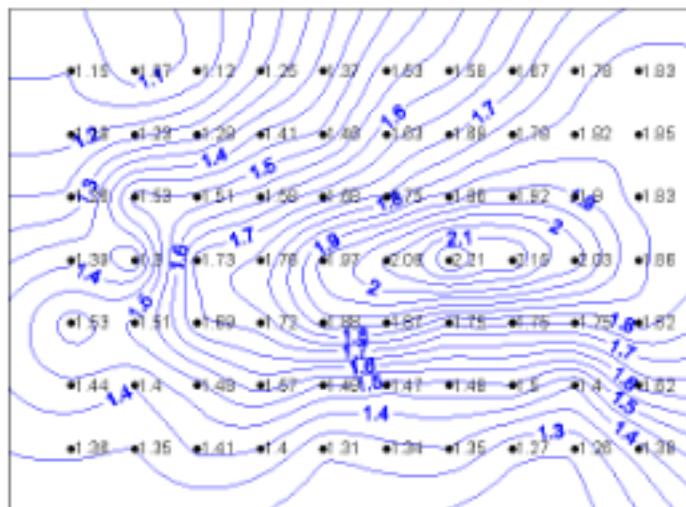
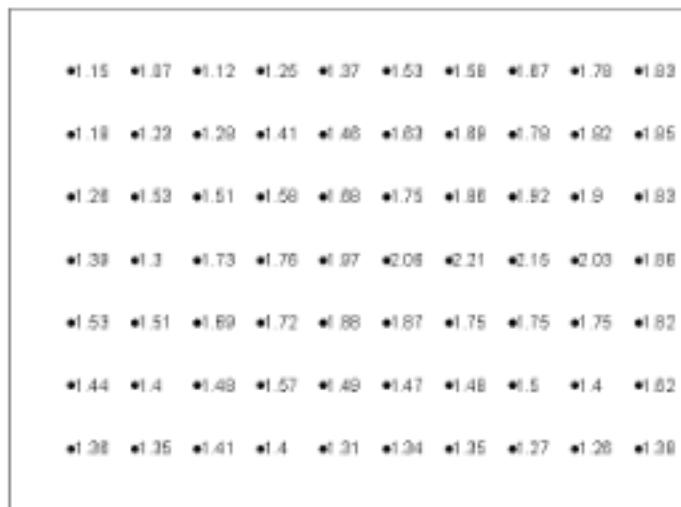
■ 平面剖面图（平剖图）



6. 重力异常的图示

GeoGoku

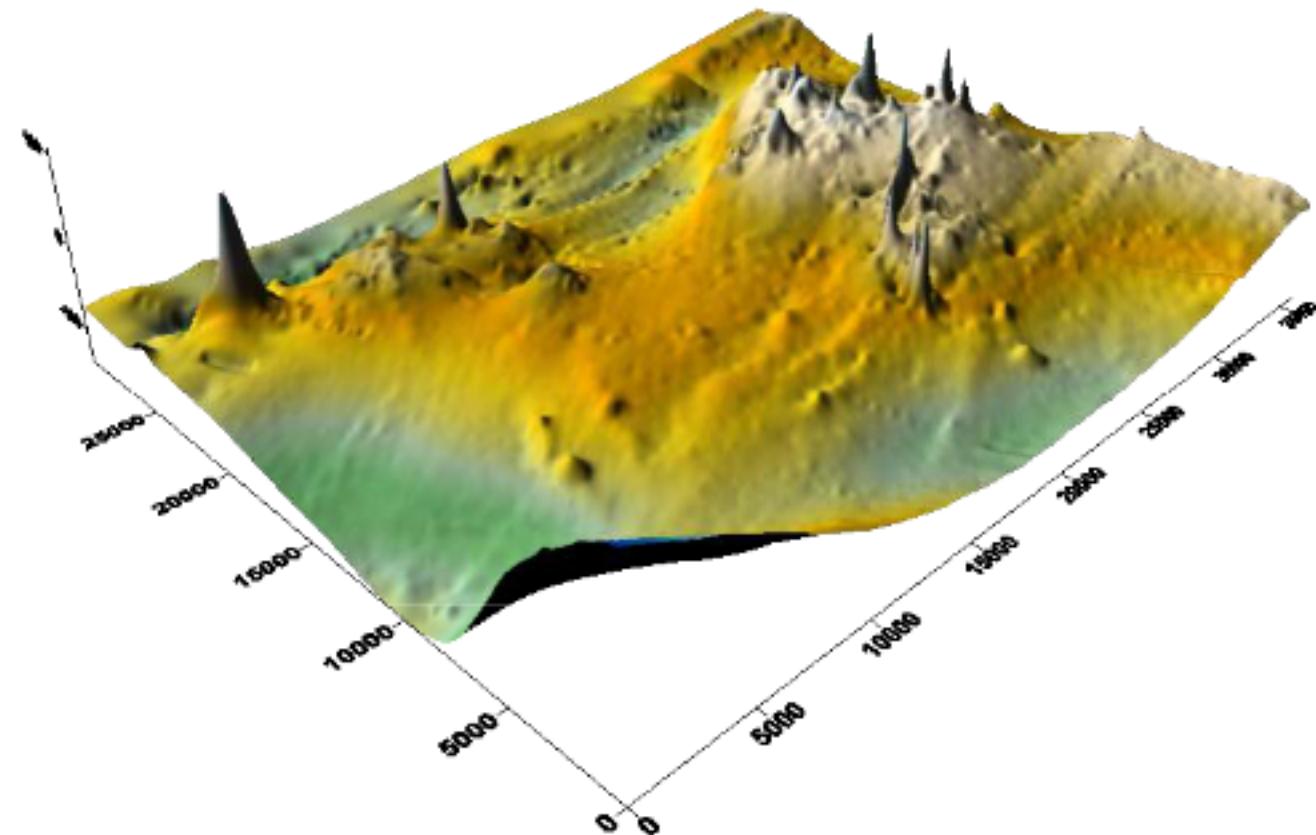
■ 等值线图



6. 重力异常的图示

GeoGoku

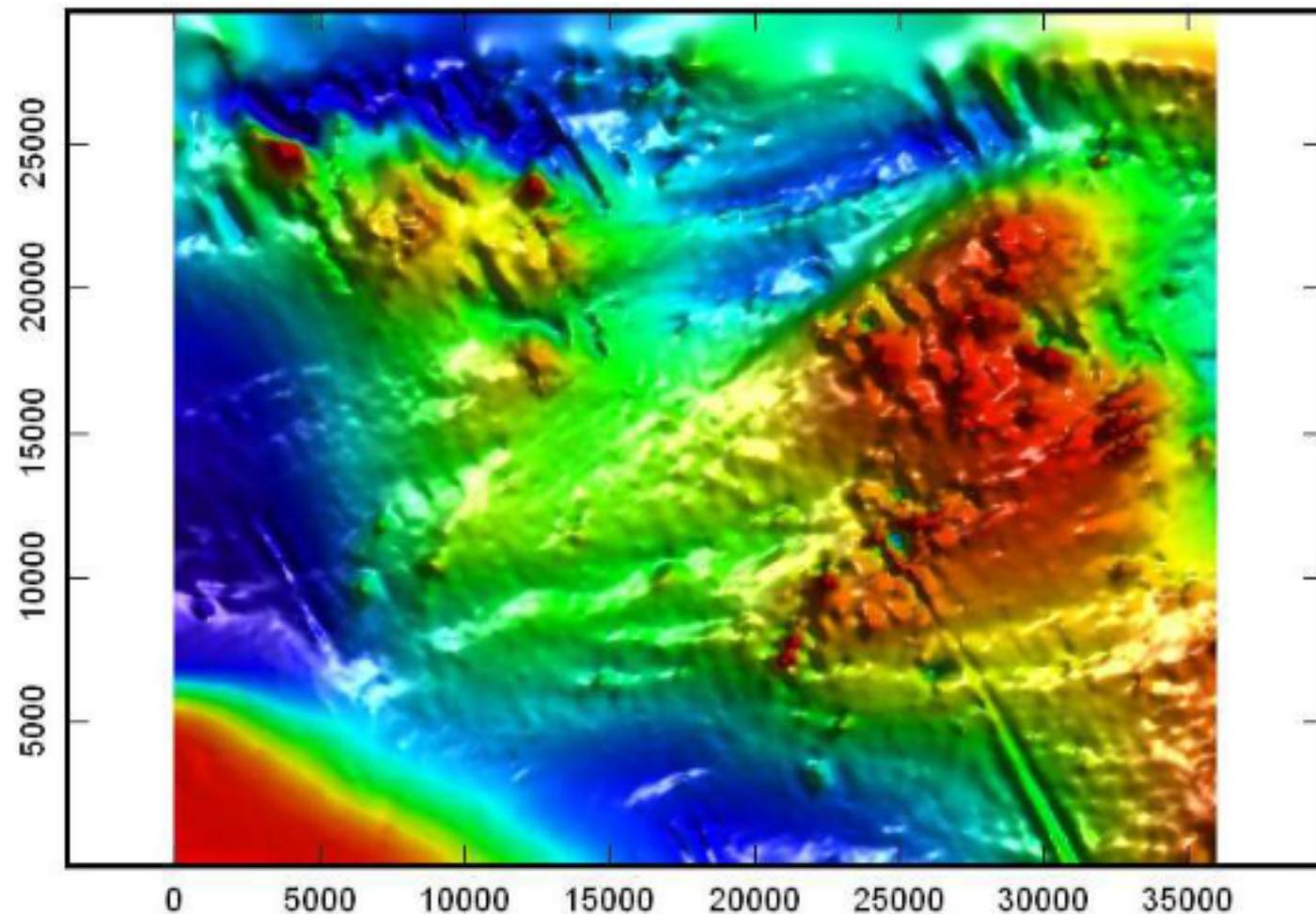
■ 三维图



6. 重力异常的图示

GeoGoku

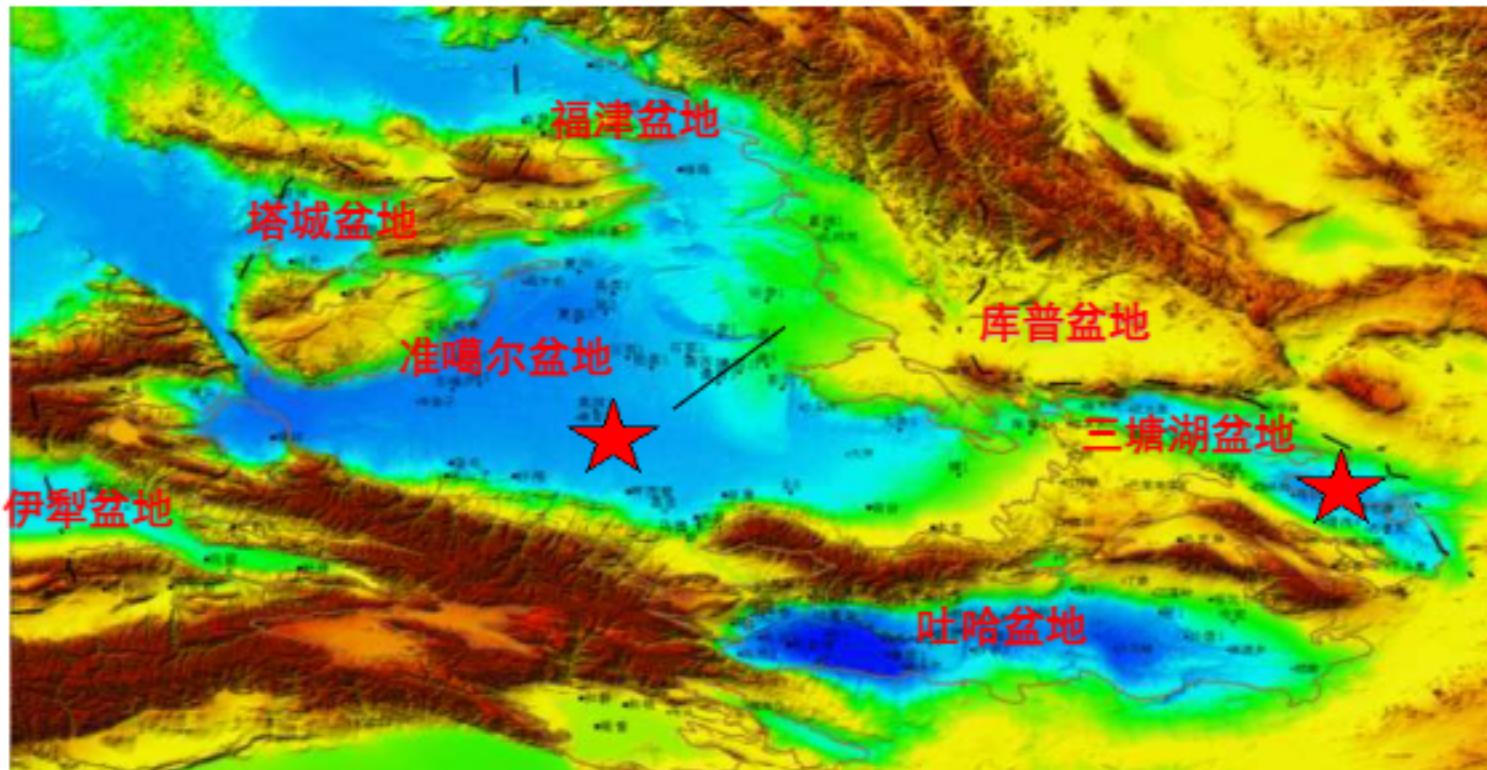
■ 影像图



6. 重力异常的图示

GeoGoku

■ 影像图

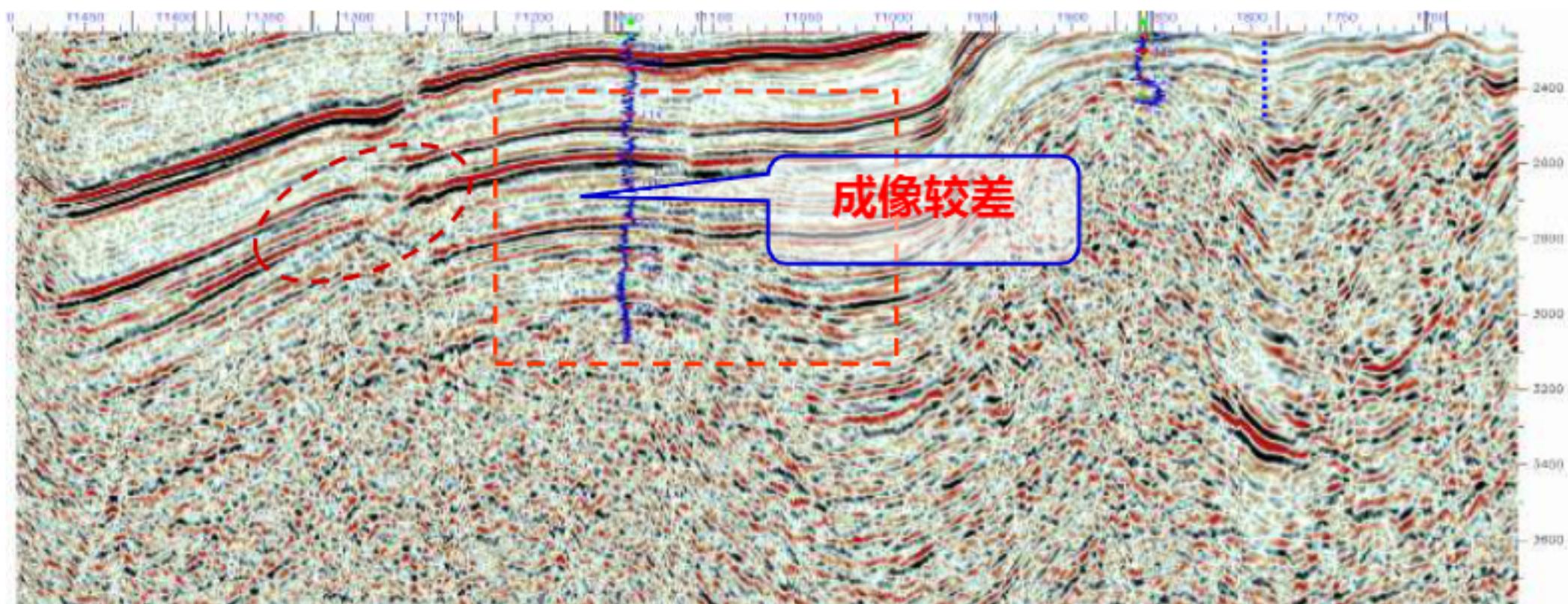


6. 重力异常的图示

GeoGoku

■ 断面图

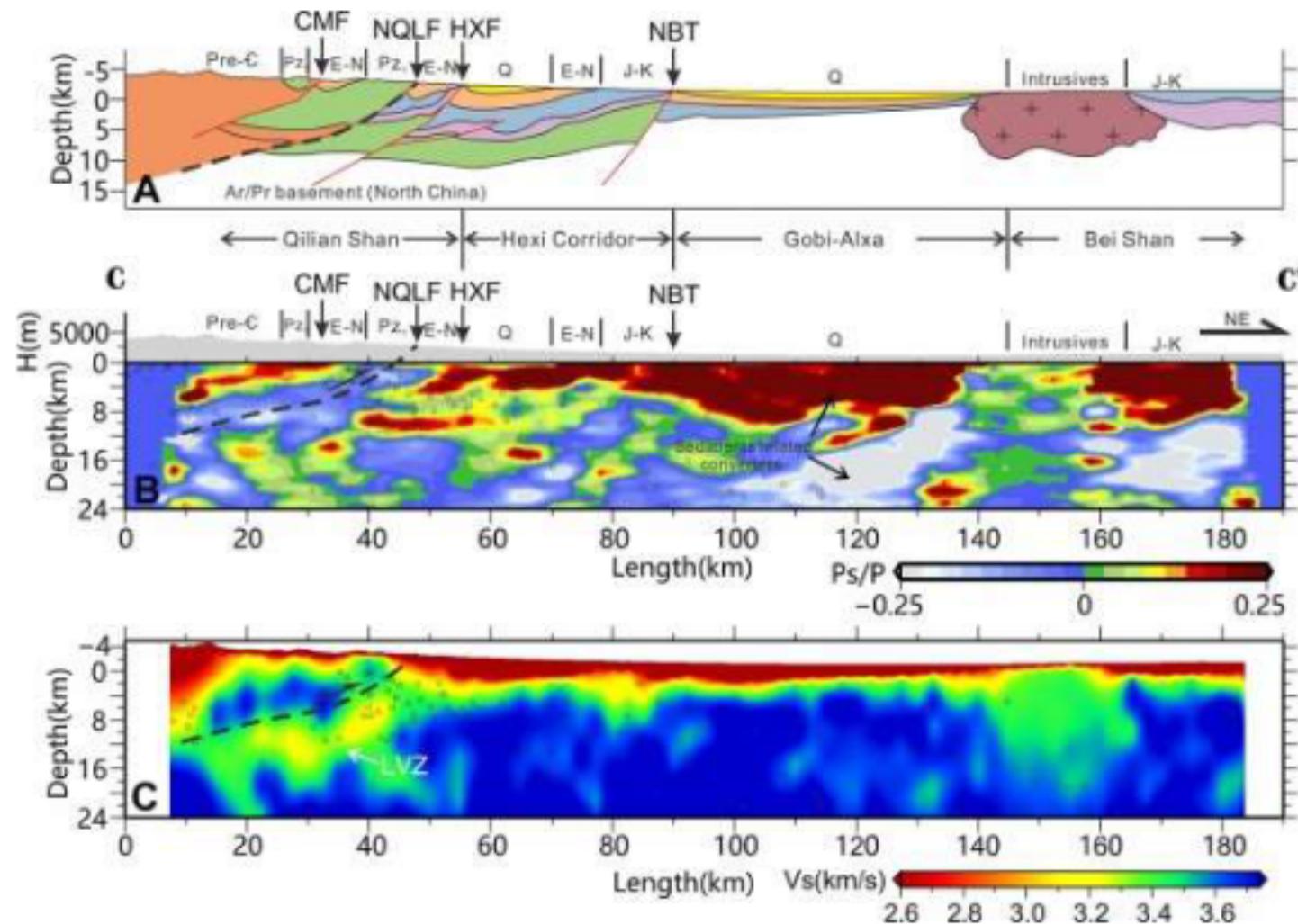
准噶尔盆地三维叠前时间偏移



6. 重力异常的图示

GeoGoku

■ 断面图





6. 重力异常的图示

GeoGoku

思考?

如何选择合适的图件展示结果?

6. 重力异常的图示

■ 原则

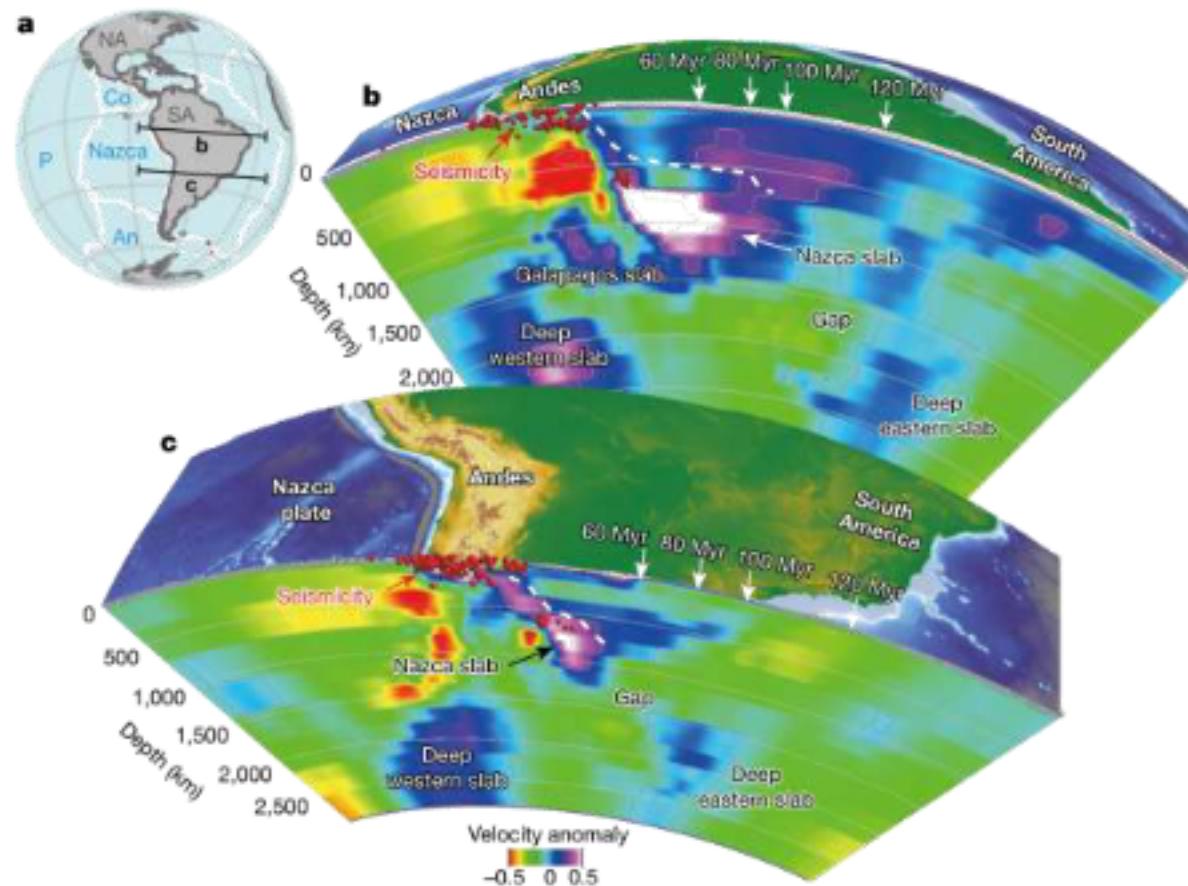
- ✓ 更好体现数据本身
- ✓ 选择合适的colormap
- ✓ 遵循传统

6. 重力异常的图示

GeoGoku

| 南美洲下的板块

Yi-Wei Chen 及其同事
(2019) 利用地震层析成像模型重建了安第斯山脉的俯冲历史——安第斯山脉的群山是由太平洋下方的纳斯卡板块俯冲于南美板块之下形成



6. 重力异常的图示

| 你熟悉的数据展示形式

以4人为小组，讨论学习和科研中常用的数据展示形式，1分钟后选择一个代表进行总结发言





6. 重力异常的图示

GeoGoku

| 数据高效展示的基本概念

数据特征

01

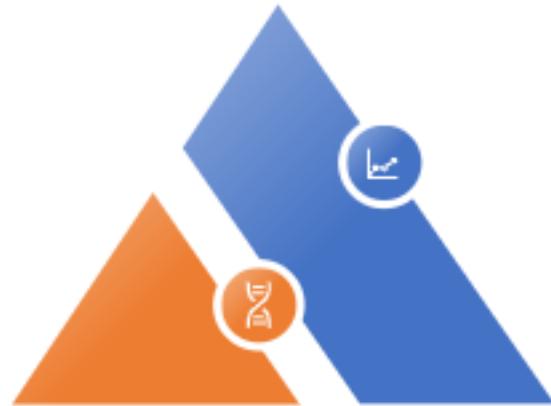
哪些特征更好表达作者的意图



6. 重力异常的图示

GeoGoku

| 数据高效展示的基本概念



数据特征

- 01 哪些特征更好表达作者的意图

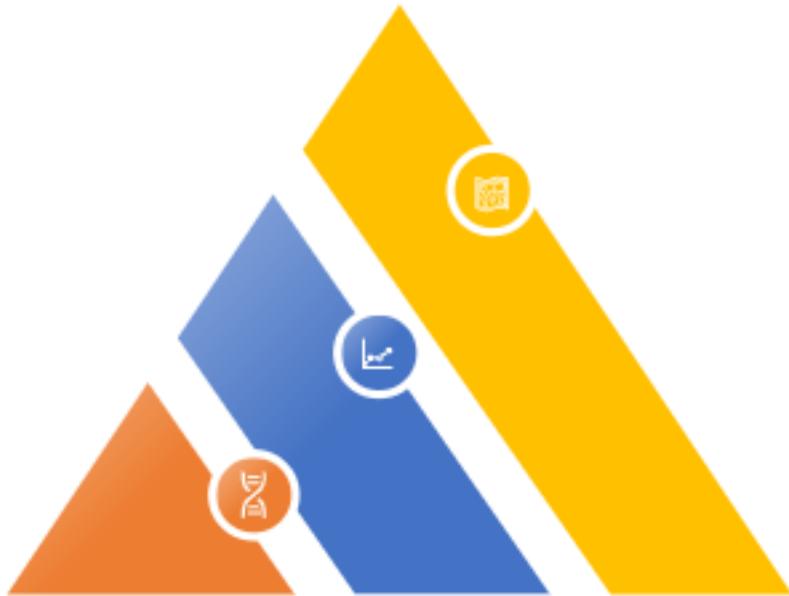
子图形式

- 02 用什么图呈现相应的特征

6. 重力异常的图示

GeoGoku

|| 数据高效展示的基本概念



数据特征

- 01 哪些特征更好表达作者的意图

子图形式

- 02 用什么图呈现相应的特征

子图的组合

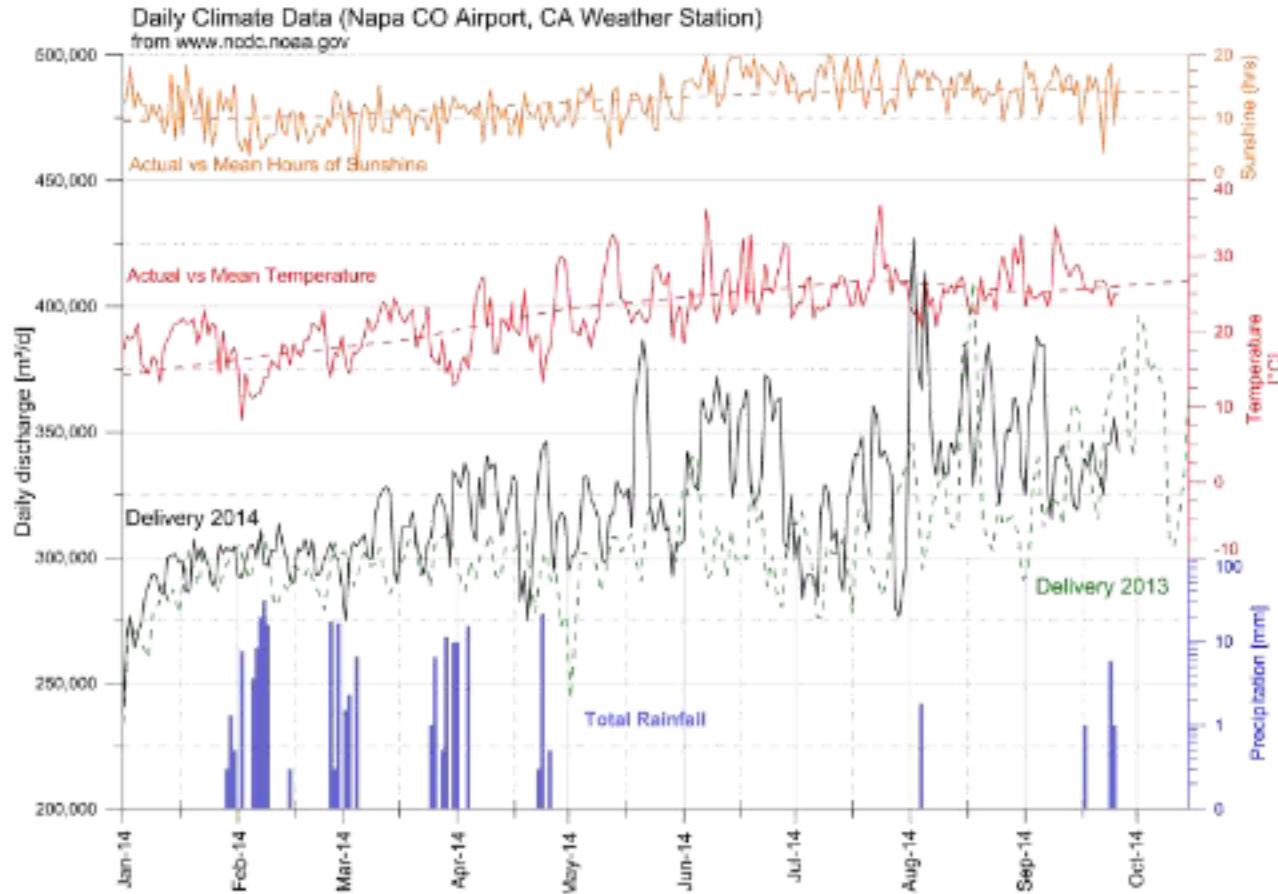
- 03 什么样的结构读者更容易理解

6. 重力异常的图示

GeoGoku

数据高效展示案例

➤ Napa County Airport日常天气数据展示

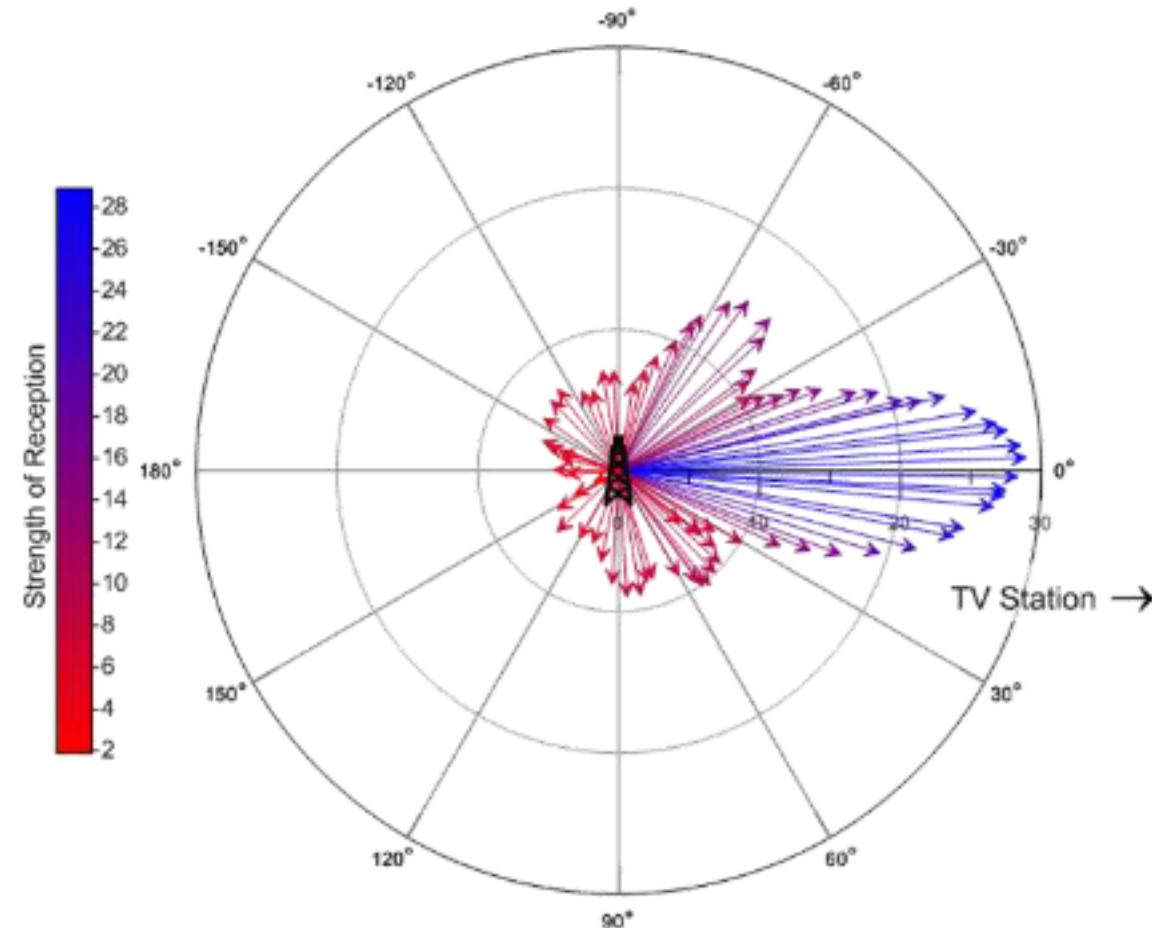


6. 重力异常的图示

数据高效展示案例



- 天线增益随距离和方向的变化

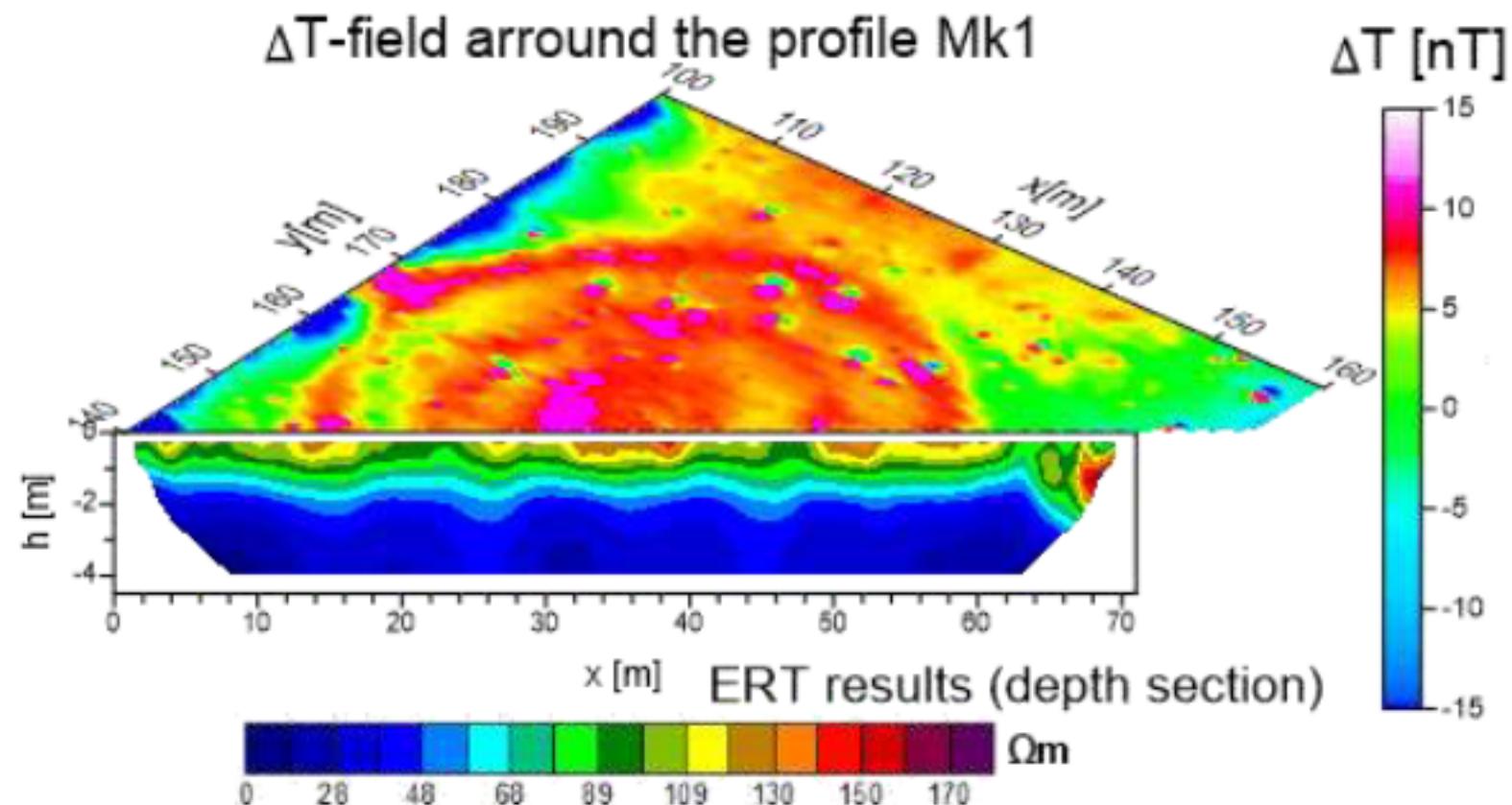


6. 重力异常的图示

GeoGoku

数据高效展示案例

- 综合磁场-电场数据解译地下结构

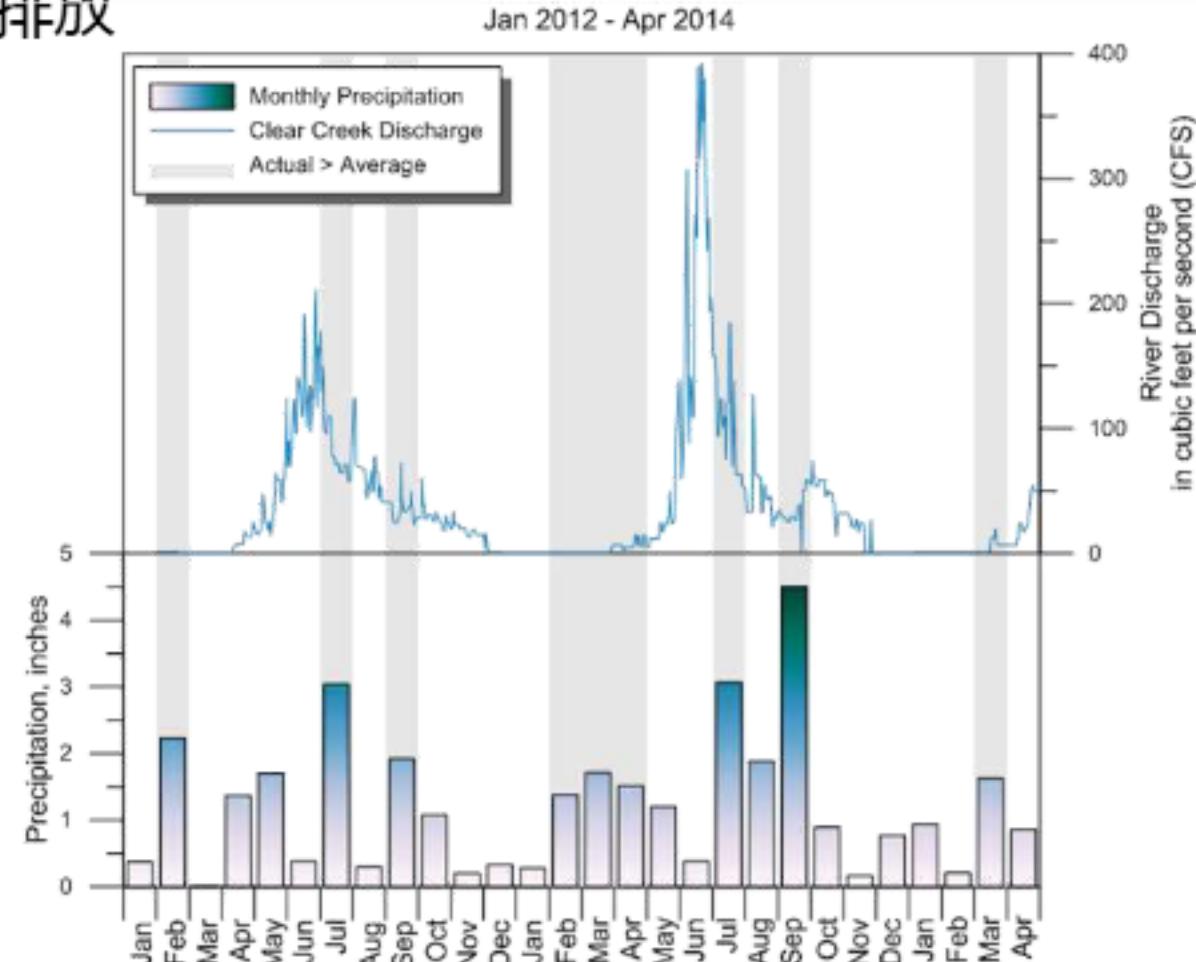


6. 重力异常的图示

GeoGoku

数据高效展示案例

➤ 降水和河流排放

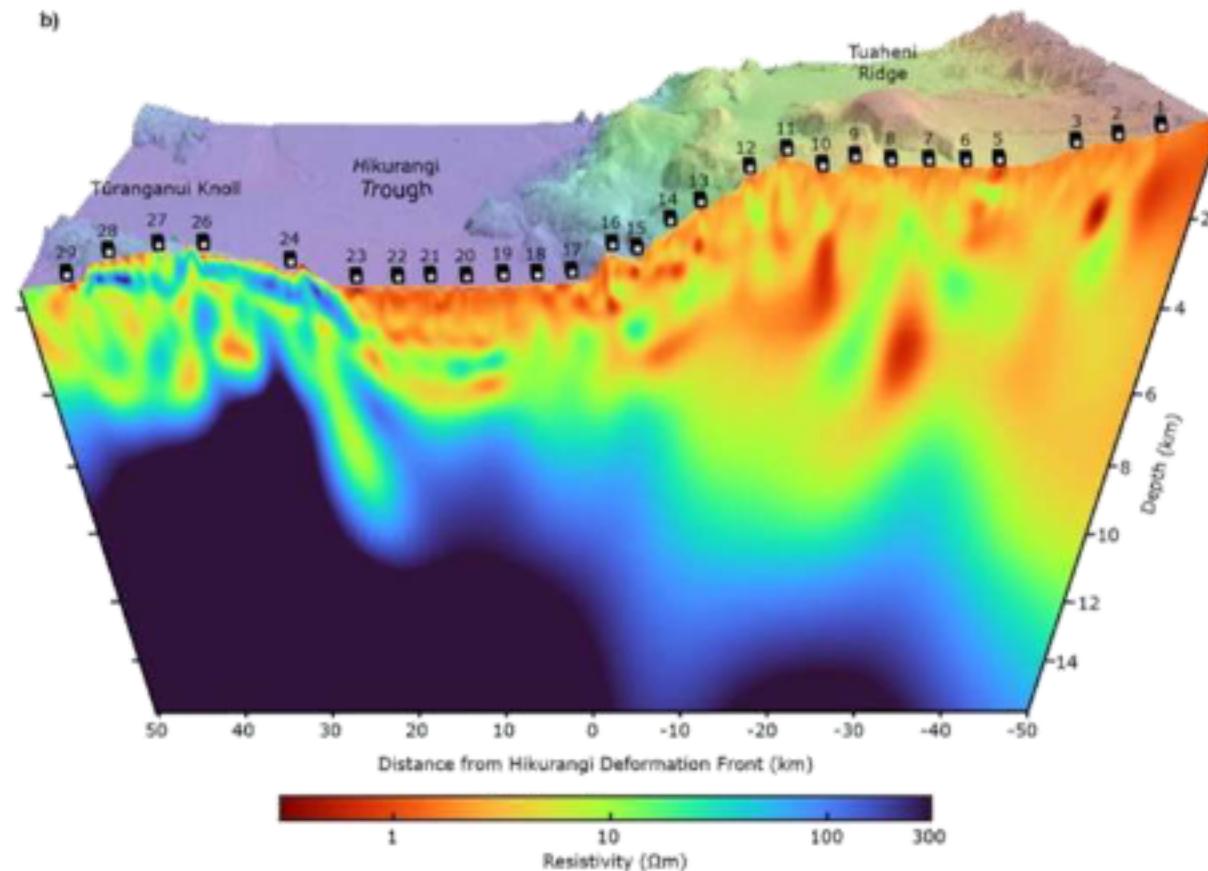


6. 重力异常的图示

GeoGoku

数据高效展示案例

- 俯冲海山将大量水输送到前弧和更深的地幔



6. 重力异常的图示

GeoGoku

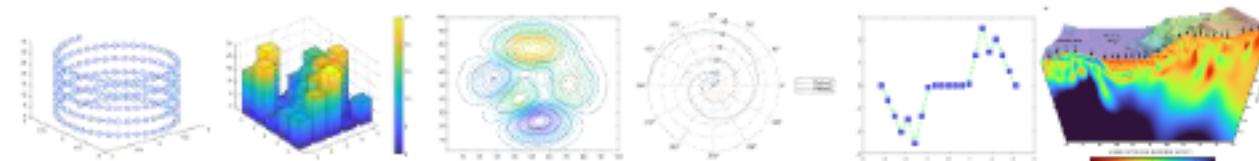
■ 数据高效展示案例

■ 数据特征

幅值，梯度，频谱……

■ 子图的展示

时间序列，空间（一维、二维、三维）



■ 子图的组合

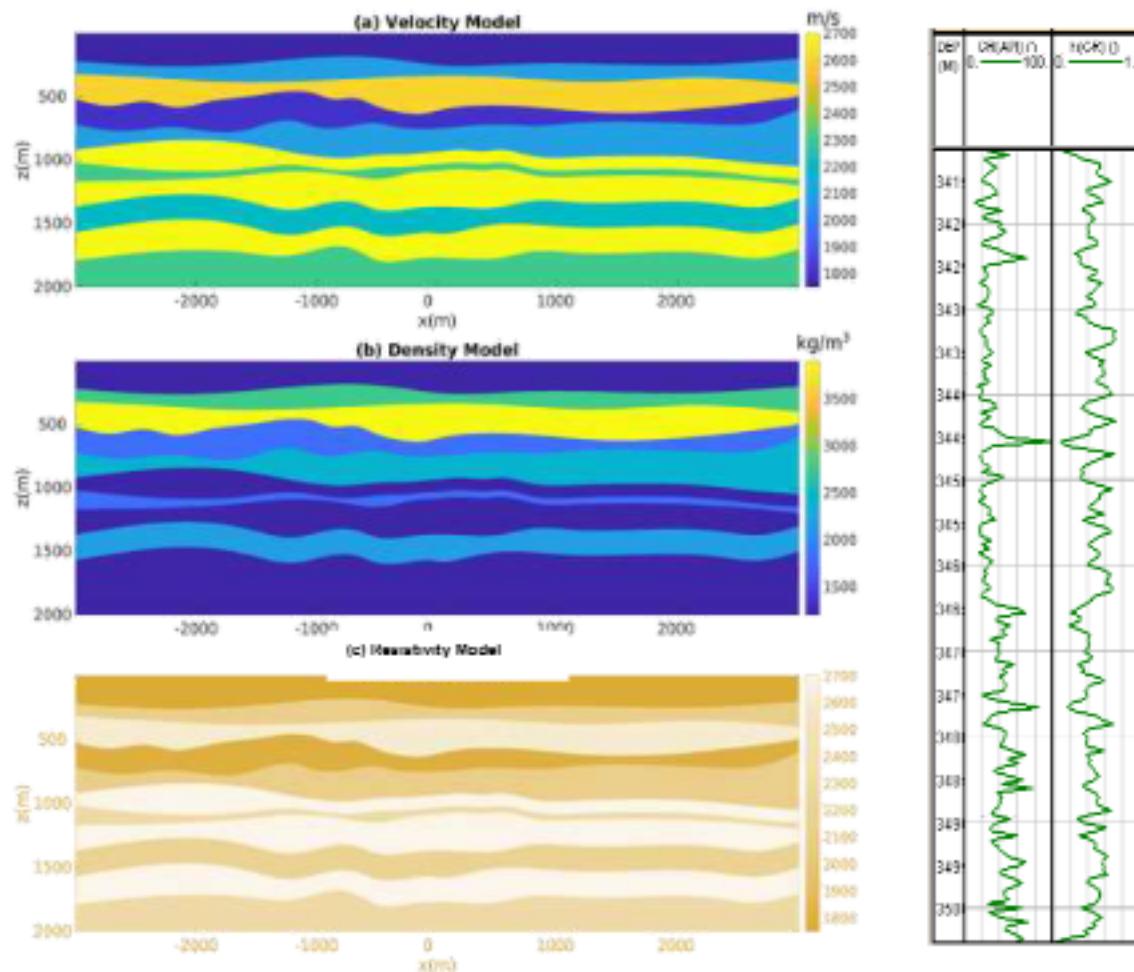
逻辑



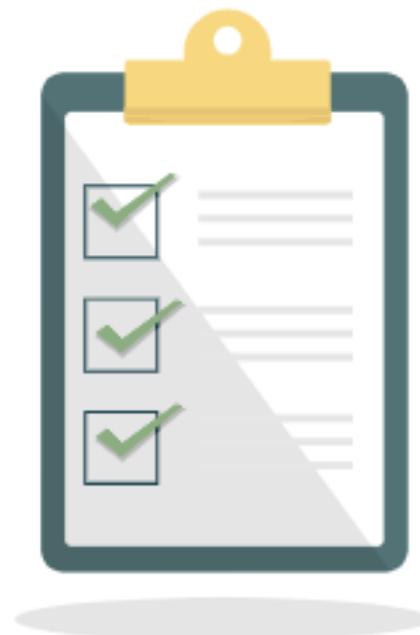
6. 重力异常的图示

| 数据高效展示实践

- **背景:** 在地质解释中，通常需要综合多种数据进行分析。假设现有测井、地震、电磁、重力给出的多个地球物理模型。
- **数据:** 一维测井解释曲线，二维地震、电磁、重力物性剖面
- **任务:** 结合高效展示建议，对数据进行展示，辅助解释者更好的分析



- 基点网平差
- 地形校正
- 中间层校正
- 高度校正
- 纬度校正作用



- 重力数据预处理的内容
- 自由空气重力异常、布格重力异常的地质-地球物理含义





课程结束

陈涛

图片来自沈金松