

الجيولوجيا الأرضية و تطبيقاتها

إعداد

أ.د. عبدالله بن محمد سعيد العمري

أستاذ الجيوفيزياء - قسم الجيولوجيا
والمشرف على مركز الدراسات الزلزالية
جامعة الملك سعود

1- المفاهيم الأساسية للجاذبية

كوكب الأرض

الأرض عبارة عن كرة ضخمة يتكون سطحها من صخور وتربة وماء. ويحيط بها الهواء وهي أحد الكواكب السيارة التسعة التي تسير حول الشمس عبر الفضاء وعلى طول مسارات تسمى المدارات. وتقع في المدار الثالث من المجموعة الشمسية. أما الشمس فهي نجم واحد من ملايين النجوم التي تشكل مجرة تسمى درب اللبانة.

وللأرض ثلاث حركات دورانية :

✓ حركة سريعة حول محورها

✓ حركة حول الشمس

✓ حركة عبر درب اللبانة مع بقية النظام الشمسي كل 250 مليون سنة.

كوكب الأرض تدور حول محورها وهذا المحور عبارة عن خط وهمي يصل القطبين الشمالي والجنوبي. هذه الحركة الدورانية السريعة تجعل الشمس وكأنها تتحرك من الشرق إلى الغرب مسببة حدوث النهار والليل على الأرض. وتستغرق الأرض زمناً قدره 23 ساعة و56 دقيقة و4.09 ثانية مرة واحدة حول نفسها وهذا الطول الزمني يطلق عليه اليوم النجمي.

تسير الأرض مسافة قدرها 958 مليون كم حول الشمس في زمن قدره 365 يوم و6 ساعات و9 دقائق و9.54 ثانية. هذا الطول الزمني يطلق عليه السنة النجمية. خلال هذه الفترة تسير الأرض بمعدل سرعة قدرها 107.200 كم/س ويسمى مسار الأرض حول الشمس المدار الأرضي. ويقع هذا المدار على سطح وهمي منبسط (المستوى المداري الأرضي).

1- المفاهيم الأساسية للجاذبية

تابع

كوكب الأرض

تأخذ الأرض شكلاً إهليجياً (بيضاوياً) يبلغ نصف قطرها الأفقي عند خط الإستواء 6378.1 كم ونصف قطرها العمودي عند الأقطاب 6356.7 كم أي أن هناك زيادة قدرها 21.4 كم عند خط الإستواء وهذه تمثل الشكل الإهليجي أو ثابت التفلطح والذي يقدر بـ 0.0033 والذي تم حسابه من المعادلة:

ثابت التفلطح = نصف القطر الاستوائي - نصف القطر القطبي
مقسوماً على نصف القطر الاستوائي.

ماهية الجاذبية والقوى

قوة الجذب التي تعمل بين الأجسام بسبب كتلتها أي كمية المادة المكونة لها. وبسبب هذه القوة فإن الأجسام التي على الأرض أو بالقرب منها تتجذب إليها. وتسبب قوة الجذب الخاصة بالشمس والقمر إحداث المد والجزر لمياه المحيطات والبحار على الأرض.

1- المفاهيم الأساسية للجاذبية

تابع

كوكب الأرض

وقد درس الفلكيون القدامى حركة القمر والكواكب ولكن هذه الحركة لم تفسر بشكل صحيح إلا في أواخر القرن السابع عشر عندما أوضح العالم الإنجليزي إسحاق نيوتن (1642 - 1727م) أن هناك ارتباطاً بين القوى الجاذبة للأجسام نحو الأرض وأسلوب حركة الكواكب.

بنى نيوتن دراسته على الدراسة الدقيقة لحركة الكواكب والتي قام بها اثنان من الفلكيين في أواخر القرن السادس عشر الميلادي وهما تيخو براهي الدنماركي ويوهان كيبلر الألماني. ومن القوانين الثلاثة التي اكتشفها كيبلر أوضح نيوتن كيف أن قوة الجذب للشمس لا بد أن تقل بزيادة المسافة وأفترض أن جذب الأرض لا بد أن تسلك ذات السلوك فتمكن من حساب القوة التي تجذب القمر إلى الأرض عند سطحها. أما عالم الطبيعة الإيطالي غاليليو غاليلي (1564-1642م) فقد قدم مساهمات جيدة في مراقبة الأجسام الساقطة تجاه الأرض وإستنتاج أن معدل السرعة المتزايد (عجلة الجاذبية الأرضية) ثابتة بالنسبة لكل الأجسام وأن سرعة الجسم الساقط تساوي في الثانية الأولى نصف قيمة عجلة الجاذبية في مكان سقوطه إلى سطح الأرض.

1- المفاهيم الأساسية للجاذبية

تابع

كوكب الأرض

وتتص نظرية نيوتن للجاذبية على أن قوة الجذب بين جسمين تتناسب طردياً مع كتلة كل منهما ومعنى ذلك أنه كلما زادت كتلة أي من الجسمين زادت قوة الجذب بينهما. وتشير النظرية للكتلة وليس للوزن. ووزن جسم ما على الأرض هو في الواقع قوة جذب الأرض التي تؤثر على هذا الجسم ويكون لنفس الجسم أوزان مختلفة على سطوح كواكب مختلفة ولكن كتلته تظل ثابتة. وتتناسب قوة الجاذبية تناسباً عكسياً مع مربع المسافة بين مركزي ثقل الجسمين، فمثلاً إذا تضاعفت المسافة بين جسمين فإن قوة التجاذب بينهما تصبح ربع قيمتها الأصلية.

القوة = ثابت الجاذبية (G) × $\frac{\text{كتلة الأرض (M)} \times \text{الكتلة (m)}}{\text{مربع نصف قطر الأرض}}$

$$F = \frac{G \times M \times m}{R^2}$$

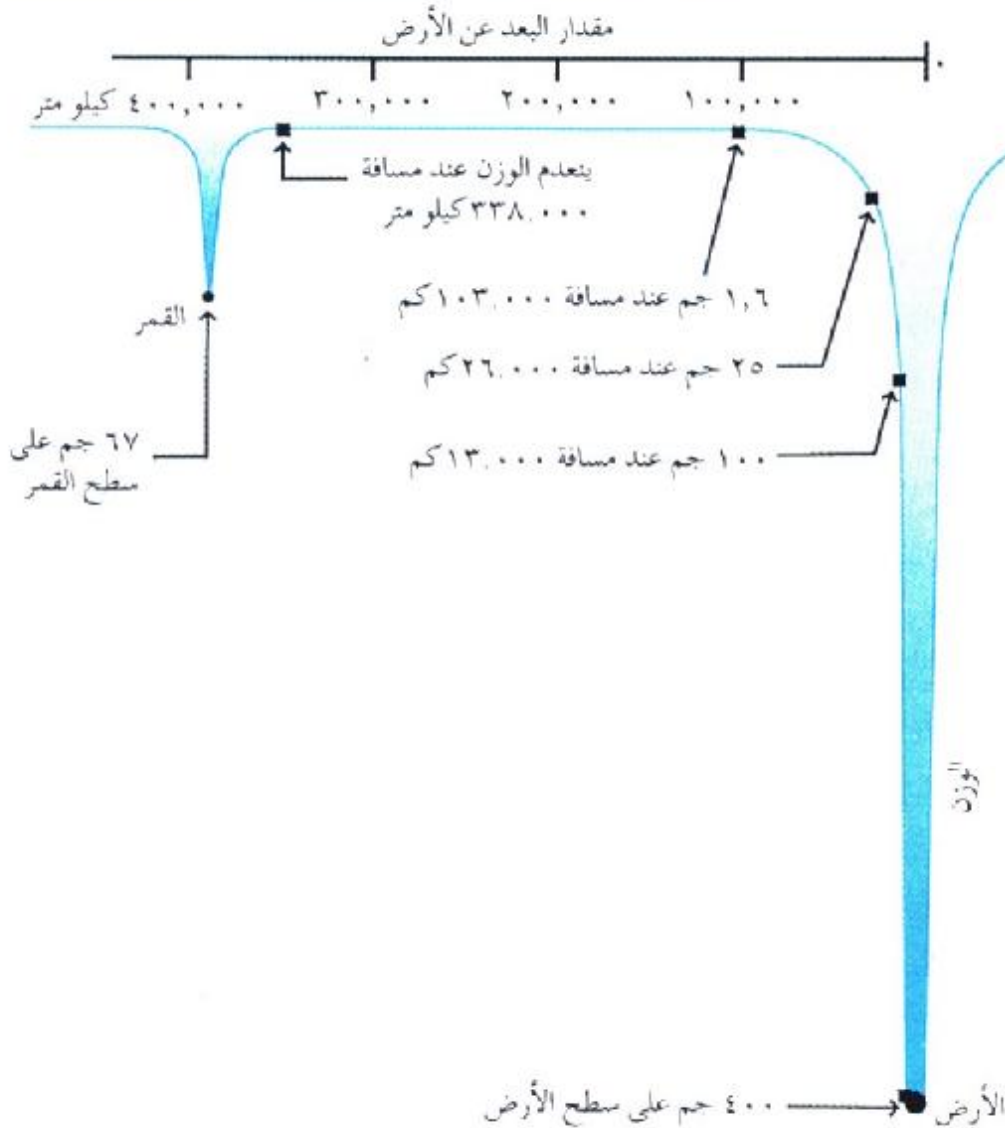
$$N m^2 kg^{-2}$$

حيث ثابت الجاذبية (G) = $10^{-11} \times 6.67$

وبما أن كتلة الجسم الآخر (m) بالنسبة لكتلة الأرض (M) صغير جداً وبالتالي فإن المعادلة السابقة يمكن كتابتها على النحو التالي :

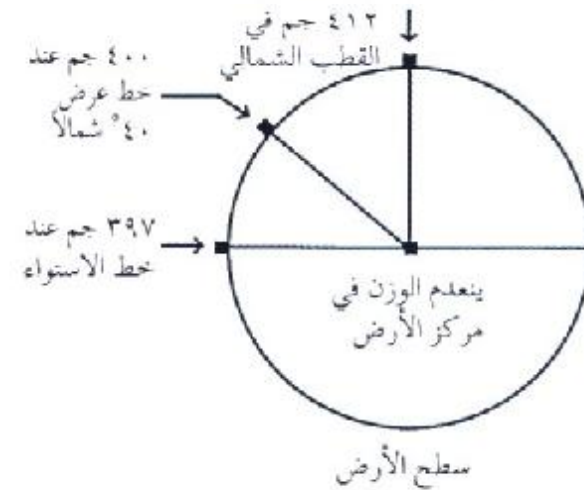
$$g = G M / R^2$$

حيث g هو تسارع جذب الأرض للجسم وتم تقديرها على حسب المعادلة بـ 9.82 م/ث^2 ، إذا افترضنا أن متوسط نصف قطر الأرض R هو 6370 كم .



قوة الجاذبية

يبين المخطط كيف ينقص وزن جسم (قوة الجاذبية المؤثرة عليه) كلما ابتعد ذلك الجسم عن الأرض. ففي نقطة ما بين الأرض والقمر يسحب الجسم الجهتين الأرض والقمر بالتساوي فيصبح دون وزن. وتتغير هذه النقطة حسب تغير المسافة بين الأرض والقمر ثم يزداد وزن الجسم، كلما اقترب من القمر ووصل إلى سطحه. ويبين الرسم السفلي الاختلاف في وزن جسم معين في مواقع مختلفة من الأرض لأن الأرض ليست كروية تماماً ٢- في حالة دوران. كذلك ينعدم وزن الجسم عند مركز الأرض لأن مادة الأرض تسحب ذلك الجسم من جميع الاتجاهات بالتساوي.



1- المفاهيم الأساسية للجاذبية

تابع كوكب الأرض

وإذا افترضنا أن الأرض كرة ساكنة (تامة الكروية) وإن توزيع كثافة صخورها متماثلة. فإن القوة المؤثرة في جسم ما على مسافة ما من مركز الأرض تكون واحدة في كل مكان، بمعنى أن قيمة عجلة الجاذبية تكون واحدة. ونظراً لأن الأرض ليست تامة الكروية كما أن لها حركة دوران فإن هذا يعني تغير قيمة عجلة الجاذبية على سطح الأرض.

ويرى بعض المختصين استخدام مسمى "الثاقلية" بدلاً من الجاذبية اشتقاقاً من المصطلح اللاتيني Gravis والتي تعني ثقيل بينما كلمة جذب فهي Attraction.

ولقد ورد ذكر كلمة "ثقل" في الآية (2) من سورة الزلزلة " وأخرجت الأرض أثقالها " وكذلك في الآية (6) من سورة القارعة " فأما من ثقلت موازينه " وكذلك في الآية (37) من سورة التوبة " أثاقلتم إلى الأرض ". وفي قوله تعالى " وأنزلنا الحديد فيه بأس شديد ومنافع للناس " فالحديد عنصر وافد من الكون ولم يخلق في الأرض. لأن تكوين ذرة واحدة من الحديد قد تحتاج إلى طاقة أكبر من طاقة الشمس بأربع مرات.

1- المفاهيم الأساسية للجاذبية

تابع كوكب الأرض

ولقد دلت الدراسات الجيوفيزيائية الحديثة أن كثافة الصخور تزداد تدريجياً مع إزدياد العمق حيث وجد أن مكونات الأرض في اللب (حديد و نيكل) أثقل منها في الوشاح، وفي الوشاح أثقل منها في القشرة. حيث تبلغ كثافة الصخور حوالي 12 جم/سم³ في اللب بينما في الوشاح 3.5 جم/سم³ وفي صخور القشرة تصل إلى 2.7 جم/سم³.

تم حساب قيم الجاذبية عند الأقطاب بـ 983.218 جال بينما قيست عند خط الاستواء بـ 978.032 جال واستنتج ان هناك فرق قدره 5.2 جال. وهذا الفرق لا يتفق مع القيم التي تم التوصل إليها نظرياً عندما إفترضنا أن الارض كروية الشكل وفي حالة سكون وتوزيع كثافتها متماثل والذي يبلغ 3.4 جال. وهذا الاختلاف يدل ما بين القيمة المحسوبة بواسطة الأجهزة (5.2 جال) والقيمة النظرية (3.4 جال) وهذا الاختلاف يدل على أن الأرض تأخذ شكلاً إهليجياً أو بيضاوياً. قال تعالى " والأرض بعد ذلك دحاها" النازعات الآية 30.

قال تعالى : (أو لم يروا أنا نأتي الأرض ننقصها من أطرافها) الرعد الآية 41. وهذا يعني أن سطح الأرض غير مستو ففيه قمم عالية، وسفوح هابطة وسهول وهي أطراف طبقًا للتباين في المناسيب، ومن ناحية أخرى فإن الأرض كما ذكرنا شبه كره (مفلطحة)، فلها قطبان ولها خط إستواء فتعتبر هذه أطرافًا لها، والسطح كله يعتبر أطرافًا للأرض.

ولقد فسر العلم الحديث أن الأرض تتكمش بإستمرار، تتكمش على ذاتها، من كل أطرافها أو من كل أقطابها. وسبب الإنكماش الحقيقي هو خروج الكميات الهائلة من المادة والطاقة على هيئة غازات وأبخرة ومواد، سائلة وصلبة تتطلق عبر فوهات البراكين بملايين الأطنان بصورة دورية فتؤدي إلى إستمرار إنكماش الأرض، ويؤكد العلماء أن الأرض الإبتدائية كانت على الأقل مائتي ضعف حجم الأرض الحالية.

وحدات الجاذبية Gravity Units

1- المفاهيم الأساسية للجاذبية

تابع

أول قياس لتسارع الجاذبية (عجلة الجاذبية الأرضية) كان لجاليليو في تجربته الشهيرة عندمالقى أشياء من قمة برج بيزا **Pisa** المائل . وتسمى وحدة تسارع الجاذبية الأرضية بوحدات **(c.g.s 1cm/s²)** تسمى جال **Gal** تشريفا للعالم جاليليو . مقاييس الجاذبية الحديثة يمكن أن تقيس التغيرات الصغيرة جدا في تسارع الجاذبية إلى جزء واحد من 10^9 (تكافئ قياس المسافة بين الأرض والقمر بدقة 1 متر) .

حساسية الأجهزة الحديثة تصل إلى 10 أجزاء في المليون ، مثل هذه القياسات الصغيرة أدت إلى استنتاج وحدات صغيرة مثل المليجال (1 $mGal=10^{-3} Gal$) والميكرو جال (1 $\mu Gal = 10^{-6} Gals$) .

وحسب مقاييس ال SI ، يقاس تسارع الجاذبية بـ $\mu m/s^2$ ويطلق عليها وحدة الجاذبية [gravity unit (g.u)] ، أي أن $1g.u$ يساوي $0.1 mGal$. وحدة الجاذبية مازالت غير مقبولة عالمياً ومازال الـ "mGal" والـ " μGal " واسعة الاستخدام .

وحدات الجاذبية Gravity Units **تابع** 1- المفاهيم الأساسية للجاذبية

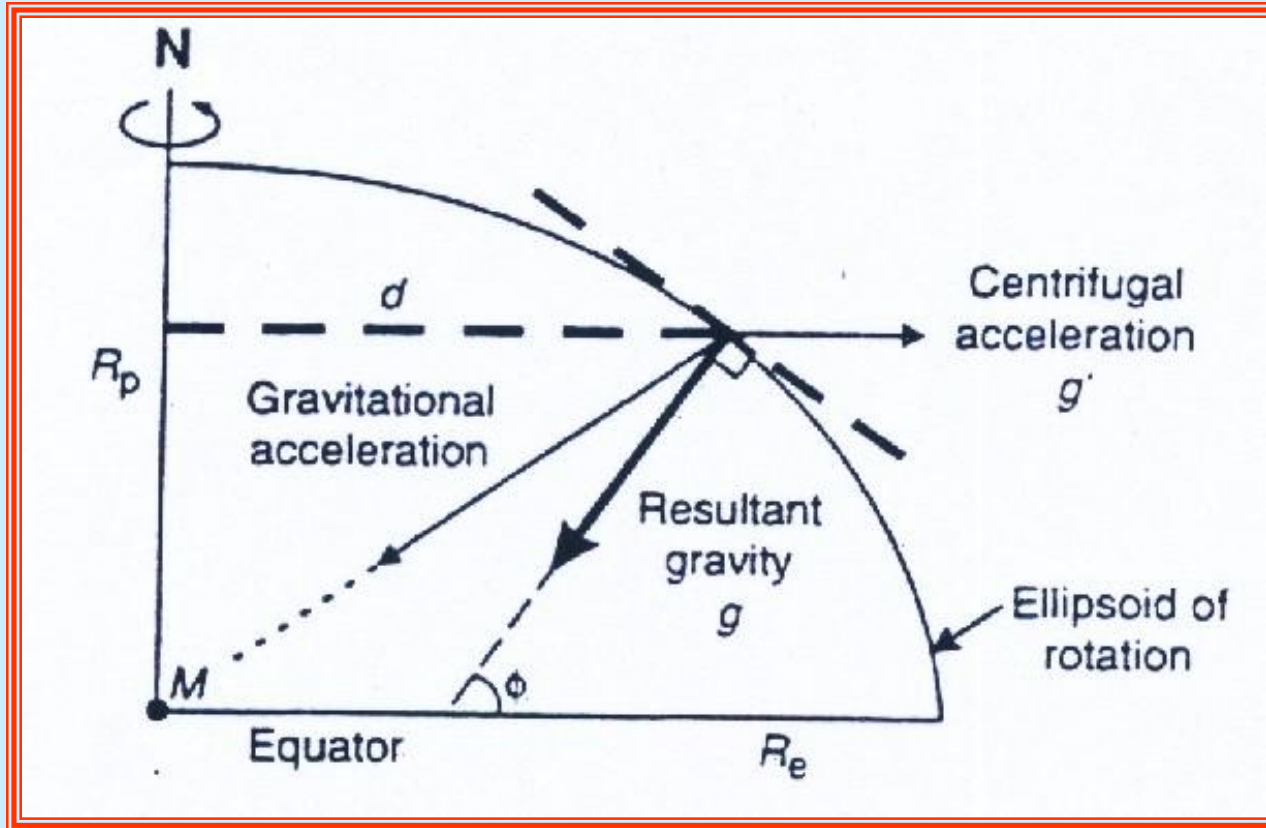
ولإن قيم الجاذبية المطلوبة في التطبيقات الجيولوجية والمساحية تتفاوت دقتها من ± 0.05 مليجال إلى ± 0.03 مليجال، ونظراً لصغر هذه القيمة فإن أجهزة الجرافيمتر يجب أن تكون دقيقة جداً في تصميمها وطرق عملها.

التغيرات في قيم الجاذبية

ü زيادة الجاذبية مع خطوط العرض :

تزداد قيم الجاذبية بزيادة خط العرض، نظراً لأن سطح الأرض عند القطبين أقرب لمركز الأرض منه عند خط الاستواء بمقدار 21 كم تقريباً، وبالتالي فإن قيمة الجاذبية عند القطبين أكبر (بحوالي 0.7%) من قيمة الجاذبية عند خط الاستواء.

وتأثير قوى جذب الأرض وقوى الطرد المركزية يؤدي إلى تغيير في قيمة الجاذبية لتغير خط العرض حسب الشكل الموضح ادناه



قوى الطرد
المركزية و قوى
التجاذب الناتجة
عن الجاذبية

$$g_{\phi} = g_0(1 + \alpha \sin^2 \phi - \beta \sin^2 2\phi)$$

التغيرات في قيم الجاذبية (تابع) -1 المفاهيم الأساسية للجاذبية

المعادلة الدولية للجاذبية عند أي خط عرض عرض

$$g_{\phi}(1930) = 9.78049 (1 + 0.0052884 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi) \text{ m/s}^2$$

$$g_{\phi}(1967) = 9.78031846 (1 + 0.005278895 \sin^2 \phi + 0.000023462 \sin^4 \phi) \text{ m/s}^2$$

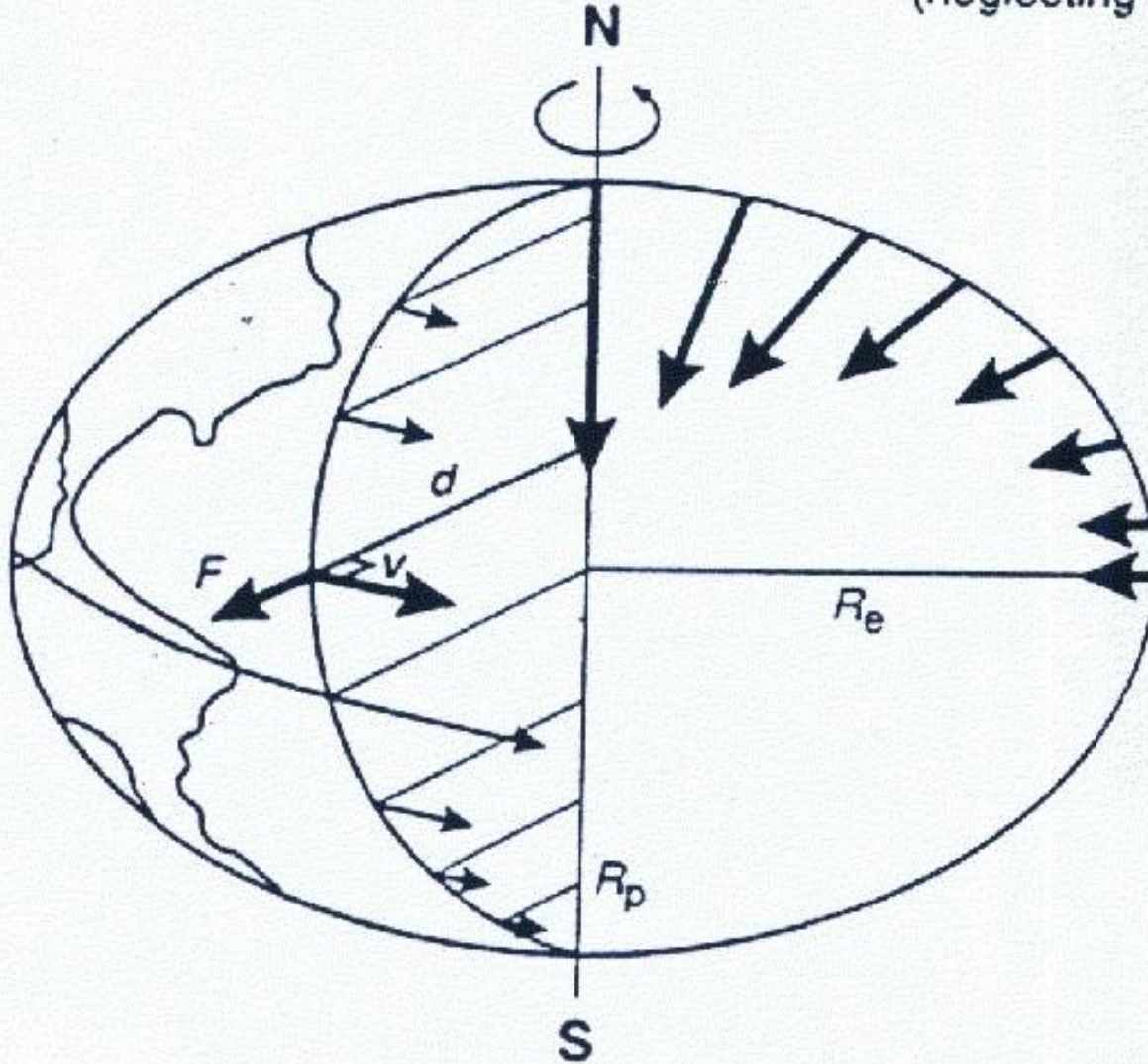
$$g_{\phi}(1967) - g_{\phi}(1930) = (-172 + 136 \sin^2 \phi) \mu\text{m/s}^2 \text{ (g.u.)}$$

$$m/\text{mgal} \quad \phi 2 \sin \quad 0.812 = \phi G$$

يتضح من المعادلات أعلاه أن خط العرض عند القطبين 90 درجة وعند خط الاستواء صفر درجة وبالتالي ليس هناك تأثير لاختلاف خط العرض في قيمة الجاذبية عند القطبين أو خط الاستواء لان جا صفر = جا 180 = صفر . وتصل القيمة القصوى لتغير قيم الجاذبية مع خط العرض عند 45 درجة حيث جا 90 = 1

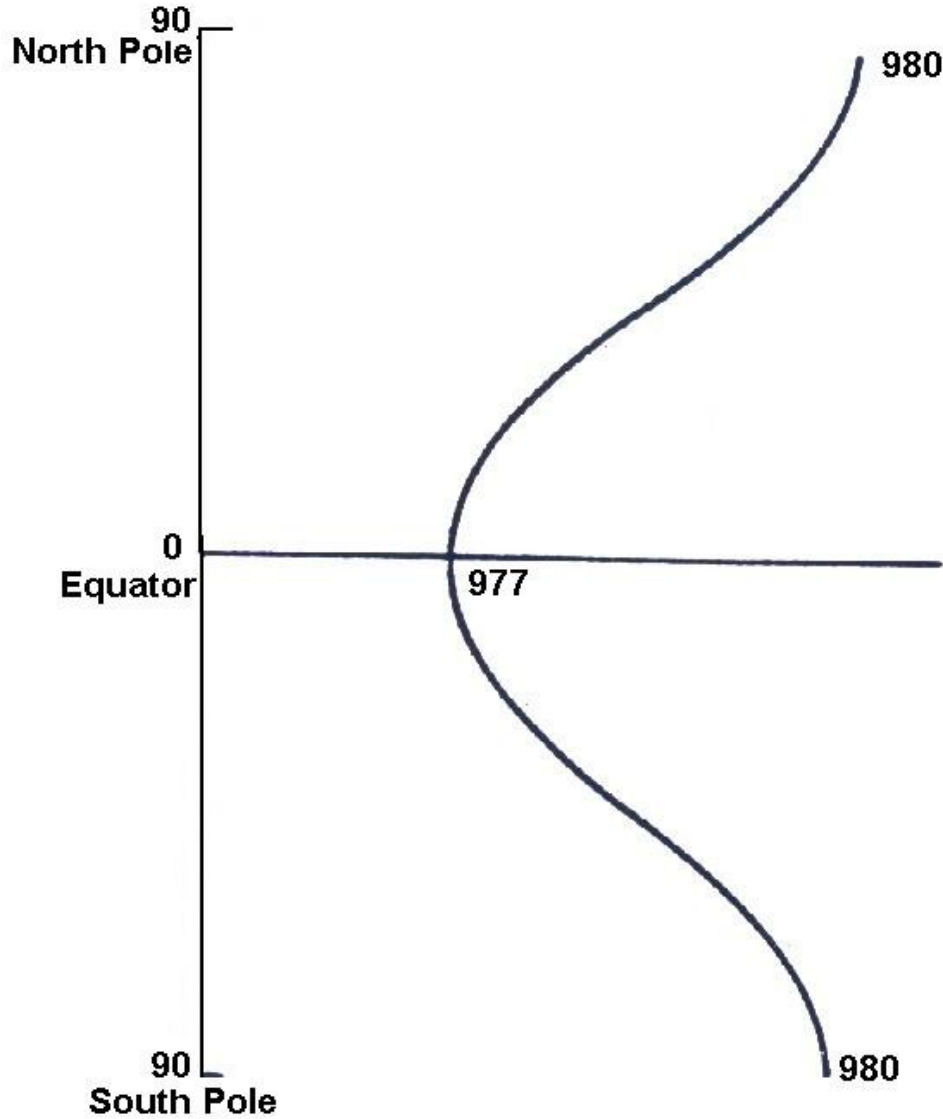
Centrifugal force $F = \frac{mv^2}{d}$

← Gravity
(neglecting the effect of rotation)



تسارع الطرد
المركزي وتغير
الجاذبية مع خط
العرض

	القيم الدولية لمعادلات الجاذبية		
	1930	1967	1980
g_e mGal	978049.00	978032.00	978032.70
B_2	0.0052884	0.0053024	0.0053024
B_4	- 0.0000059	- 0.0000058	- 0.0000058
القطع الناقص	1 / 297	1 / 298.247	1 / 298.257



ننقص الجاذبية مع زيادة الارتفاع فوق سطح البحر:

كلما زاد الارتفاع عن سطح البحر كلما أبتعدنا عن مركز الأرض، وبالتالي فإن قانون حساب الجاذبية يصبح $g = G M / (R + h)^2$ حيث h تمثل الارتفاع عن سطح البحر وتم حساب هذا التغير بـ $0.3086 h$ mgal/m ويمكن اشتقاقها كالتالي :

وحدات الجاذبية Gravity Units (تابع) -1 المفاهيم الأساسية للجاذبية

$$g^2 = F^2 + f^2 - 2Ff \cos \emptyset$$

$$= \left(\frac{GM}{R^2}\right)^2 + (w^2 R \cos \emptyset)^2 - \left(\frac{GM}{R^2}\right)^2 + (w^2 R \cos \emptyset)^2$$

$$g \approx \frac{GM}{R^2} \left(1 - \frac{w^2 R}{GM/R^2} \cos^2 \emptyset\right)$$

حيث أن :

F هي قوة التجاذب

f هي قوة الطرد المركزي

\emptyset هي زاوية خط العرض

If we put $\frac{GM}{R^2} = 980$

$$\frac{w^2 R}{GM/R^2} = \frac{1}{300}$$

$$g = 980 (1 - 0.0033 \cos^2 \emptyset)$$

$$= 977 (1 + 0.0032 \sin^2 \emptyset)$$

2- نظرية الجهد الجاذبي

الجهد الجاذبي

يُعرف الجهد عند أي نقطة V بأنه الشغل اللازم لتحريك وحدة كتله أو قطب من مسافة اللانهاية إلى تلك النقطة عبر مجال محيط خارجي.

إذا كان هناك كتله M عندما مسافة $r =$ صفر ، فإن الشغل اللازم لتحريك وحدة الكتله من نقطة عند مسافة قدرها r إلى مسافة اللانهاية ضد قوة التجاذب بسبب الكتلة M هو:

$$V = \int_r^{\infty} \frac{GM}{r^2} dr = \left| -\frac{GM}{r} \right|_r^{\infty} = \frac{GM}{r}$$

الجهد الجاذبي تابع 2- نظرية الجهد الجاذبي

والقوة f والتي تعمل في اتجاه زيادة المسافة r تعطى بالعلاقة:

$$\frac{\partial V}{\partial r} = - \frac{GM}{r^2}$$

إشارة السالب تدل على أن القوة تعمل في اتجاه نقص المسافة r باتجاه الكتلة M .

معادلة لابلاس Laplace's Equation

تخضع مجالات الجهد لمعادلة لابلاس والتي تنص على أن مجموع معدلات التغير في تدرج المجال في ثلاث اتجاهات متعامدة orthogonal يساوي صفر.

الجهد الجاذبي (تابع) -2- نظرية الجهد الجاذبي

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial Y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial Z^2} = 0$$

ويمكن اشتقاق هذه المعادلة كالتالي:

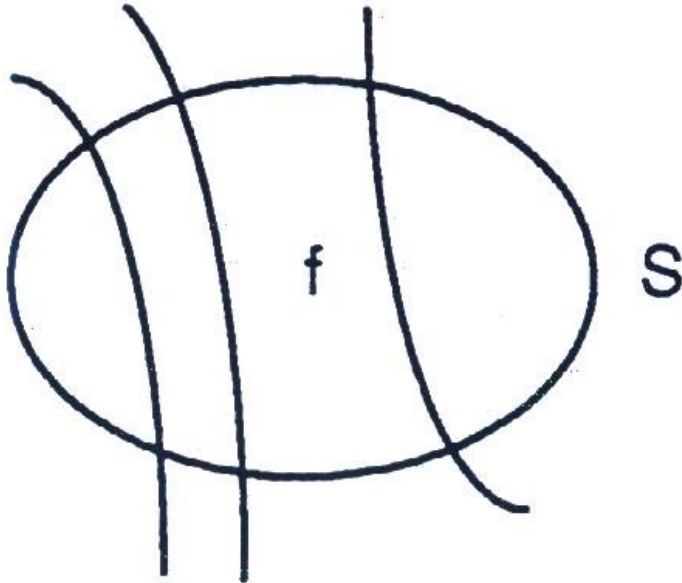
$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial Z^2}$$

$$\nabla^2 V = 0 \quad \text{or} \quad \Delta V = 0$$

الفراغ الموجود في الصورة يمثل مجال قوة تجاذب ناتج عن كتلة جسم معينة. وتمثل S سطح مغلق مرسوم في الفراغ. والخطوط المنحنية عبارة عن خطوط قوة التجاذب ورسمت في إتجاه جذب القوة f التي تعمل عند كل نقطة.

الجهد الجاذبي تابع 2- نظرية الجهد الجاذبي

في حالة عدم وجود أي كتلة محصورة داخل السطح S فإن جميع خطوط القوة الداخلة إلى الفراغ المحصور بالسطح تخرج (الخطوط الداخلة والخارجة متساوية في عددها وبالتالي فإن مجموعها يجب أن يساوي صفر). إذا كانت n تمثل وحدة متجهة رسمت في اتجاه خارجي عمودي على السطح S فإن قيمة ناتج مقدار المتجهات f و n مضروباً في جيب تمام الزاوية بين القوة f و n بالتكامل فوق جميع السطح S تساوي صفر:



$$\iint_S f \cdot n \, ds = 0$$

الجهد الجاذبي (تابع) -2- نظرية الجهد الجاذبي

هناك نظرية تقوم بتحويل تكامل السطح المعطى إعلاه إلى تكامل حجم كما يلي:

$$\iint f \mathbf{n} \, ds = \iiint \left(\frac{\partial f_x}{\partial x} + \frac{\partial f_y}{\partial y} + \frac{\partial f_z}{\partial z} \right) dv$$

حيث f_x, f_y, f_z هي المركبات x, y, z - للقوة f .

$$\left(\frac{\partial f_x}{\partial x} + \frac{\partial f_y}{\partial y} + \frac{\partial f_z}{\partial z} \right)$$

وهذا ما يسمى تشتت المتجه f ويكتب كما يلي:

الجهد الجاذبي تابع -2 نظرية الجهد الجاذبي

$$\left(\frac{\partial f_x}{\partial x} + \frac{\partial f_y}{\partial y} + \frac{\partial f_z}{\partial z} \right) = \text{div } f$$

$$\iint f_n ds = \iiint \text{div } f dv = 0$$

إذا كانت القوة f مشتقة من الجهد V بحيث أن :

$$f_x = \frac{\partial v}{\partial x}, \quad f_y = \frac{\partial v}{\partial y}, \quad f_z = \frac{\partial v}{\partial z}$$

Then :

$$\iiint \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \partial v = 0$$

الجهد الجاذبي تابع 2- نظرية الجهد الجاذبي

وحيث ان عنصر الحجم dv يمكن الحصول عليه عشوائياً أو إختيارياً فإنه لا يوجد ظرف يحتم كيف يمكن إختياره. وعلى ضوء ذلك فان التكامل في المعادلة السابقة يجب أن يساوي صفر في كل مكان.

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0$$

نظرية جاوس Gauss

إفترضنا عند إشتقاق معادلة لابلاس عدم وجود كتلة محصورة بالسطح S . وإذا أخذنا بالإعتبار سطح مقفل S الذي يحصر الكتلة m_1 في هذه الحالة ليست جميع خطوط القوة الداخلة تخرج وبعضاً من هذه الخطوط يتوقف عند الكتلة. وعدد خطوط القوة $4\pi G$ مضروباً في الكتلة m_1 .

الجهد الجاذبي تابع 2- نظرية الجهد الجاذبي

إذا كانت n تمثل وحدة متجهه رسمت في إتجاه الخارج وعمودية على السطح S فإن fn المتكامل فوق السطح الكلي لا يساوي صفر وإنما:

$$\iint (fn) ds = - 4 \Pi Gm_1$$

وإشارة السالب تدل على أن الوحدة المتجهة إلى الخارج عمودية على السطح. وبدلاً من استخدام n نقوم باستخدام الوحدة المتجهة إلى الداخل عمودياً n' ونكتب g بدلاً من f . عندئذ تصبح المعادلة

$$\begin{aligned} \iint (gn') ds &= 4 \Pi Gm_1 \\ &= 4 \Pi G (m_1 + m_2 + \dots + m_n) \end{aligned}$$

الجهد الجاذبي (تابع) -2- نظرية الجهد الجاذبي

وتسمى معادلة Gauss وهذه المعادلة لها فائدة في إيجاد كمية الكتلة المحصورة بالسطح من الجاذبية على السطح حتى لو كان شكل أو حجم الكتلة غير معروفين. يمكن أيضاً إيجاد كتلة الأرض M إذا كان السطح كروي ونصف قطره R وإذا كانت الجاذبية منتظمة g على النحو التالي:

$$\iint g \, ds = 4 \Pi GM$$

ولكن

$$\iint g \, ds = 4 \Pi R^2 g$$

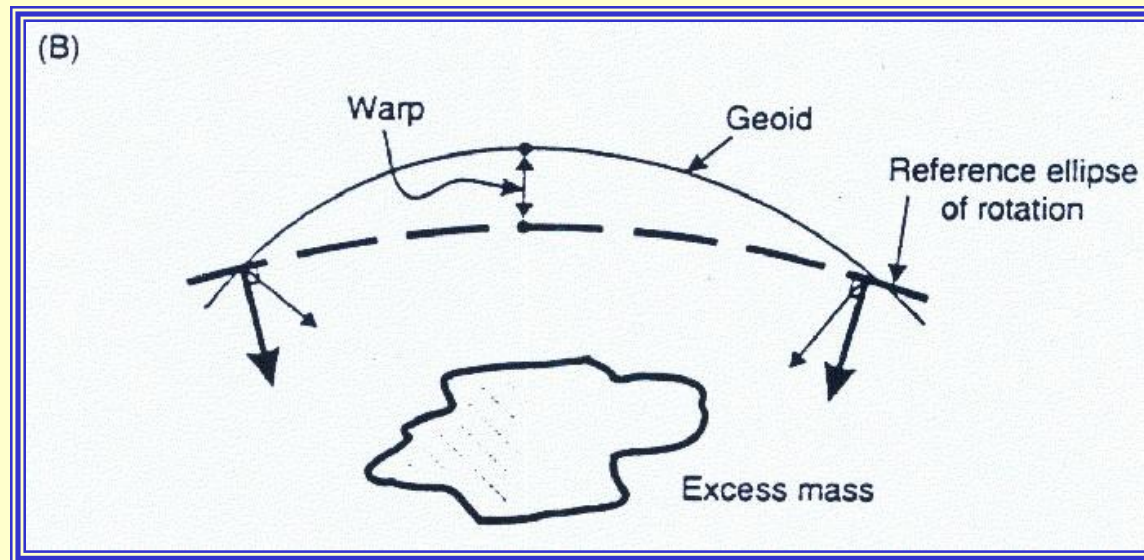
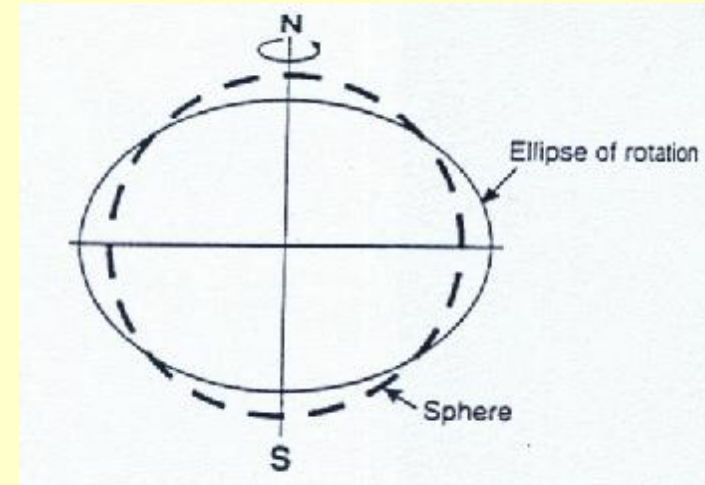
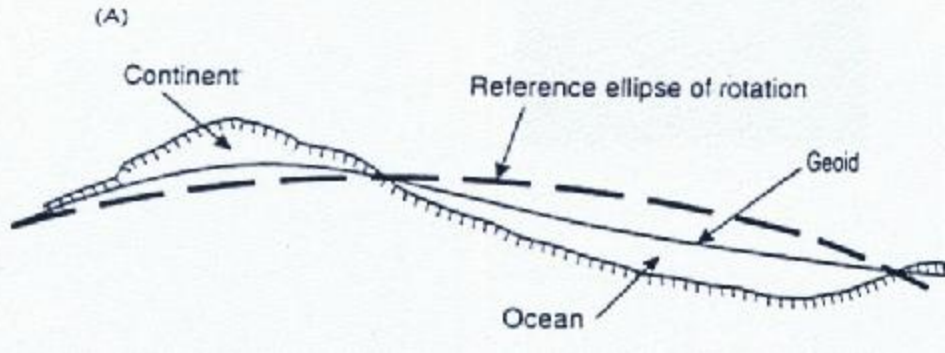
$$M = g R^2 / G \quad \text{أو} \quad GM = R^2 g$$

3- الجيود Geoid

الجيود هو السطح المتساوي الجهد **equi-potential surface** والذي ينطبق مع مستوى سطح البحر اذا لم يتغير بالرياح أو المد والجزر وارتفاعه يساوي الصفر.

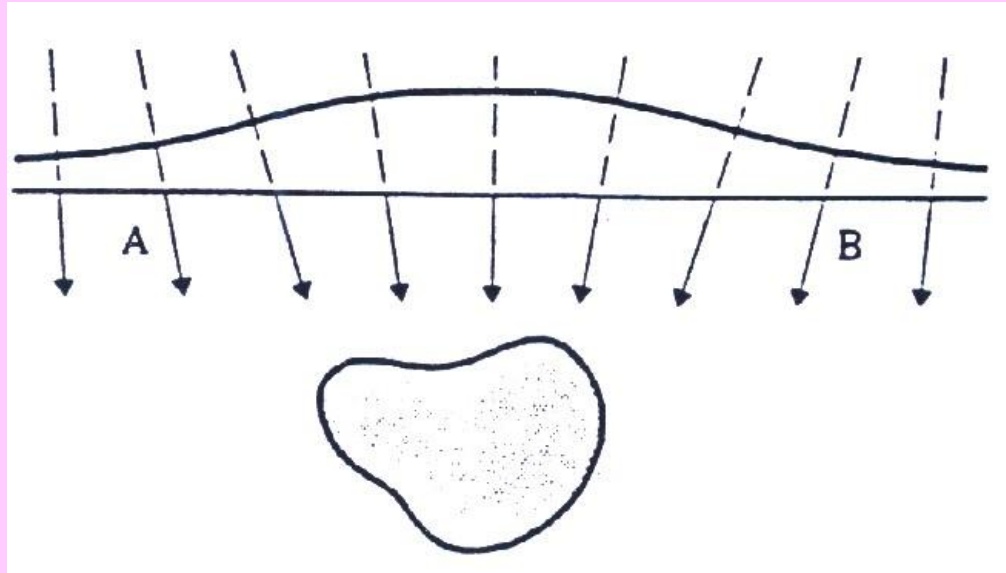
وتكمن أهميته في المسح الجاذبية لأنه أفقي ويشكل زاوية قائمة على اتجاه التسارع الناتج عن الجاذبية في إي مكان من هذا السطح أي أن العلاقة بين اتجاهات السطح والقوى الثلاث (التجاذب وقوة الطرد المركزية والجاذبية) هي ما يعرف بالجيود. ويستخدم كمرجع لعمليات التسوية والتحديد الفلكي للانحراف الرأسي بين مستوى الجيود والاسفيرويد باستخدام تكامل ستوك **stokes integral** في أي محطة.

الفرق بين الكرة والقطع الناقص للدوران



الإحراف الرأسي

إذا كانت هناك كتلة شاذة تحت سطح الأرض فإنها تمارس تجاذب يعمل ليس فقط في إتجاه أـ Z ولكن أيضاً في إتجاه أـ X.



وهذا يسبب تغيير في الإتجاه الرأسي بزاوية θ عند مقارنته بحالة عدم وجود الكتلة الشاذة. $\theta = x/g$

و $g = 980$ وتسمى الإحراف الرأسي.

الإنحراف الرأسي

الإتجاه الرأسي عند A و B على سطح الأرض أفقية هندسيًا يكون متوازي في حالة عدم وجود كتل شاذة.

إذا كانت V هي الجهد الناتج عن الكتلة الشاذة.

$$\Theta = \frac{x}{g} = \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial X}$$

$$X = \frac{\partial V}{\partial X}$$

إذا كانت X = 10 mgal فان

$$\Theta = \frac{10^{-2}}{980} \approx 10^{-5} = 2''$$

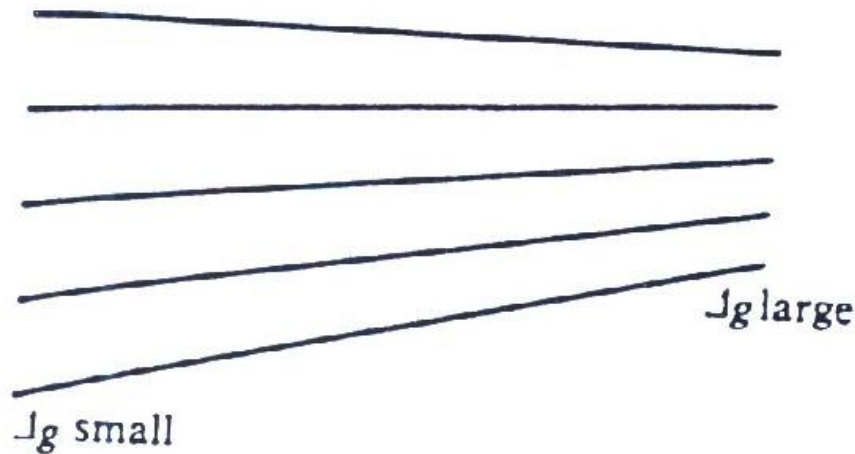
$$\Theta = \frac{1}{g} \frac{\partial V}{\partial X}$$

$$\Delta g = \text{gravity anomaly} = \frac{\partial V}{\partial Z}$$

تموج الجيويد

إذا كان سطح الأرض هندسيًا مستوي وإذا لم توجد كتل شاذة تحتها تكون قوى التجاذب متوازية هندسيًا في كل مكان ويكون الجيويد مستوي. ولكن إذا وجدت كتلة شاذة تحت سطح الأرض، تكون قوى التجاذب غير متوازية وبالتالي فإن الجيويد التي تتعامد مع اتجاه قوى الجاذبية سوف تموج (تموج الجيويد معناه الإنحراف عن المستوى السطحي).

إذا كان شذوذ الجاذبية كبير، فإن التدرج الرأسي في الجهد V كبير وبالتالي المسافات بين السطوح المتساوية الجهد المتتالية يكون أضيق.

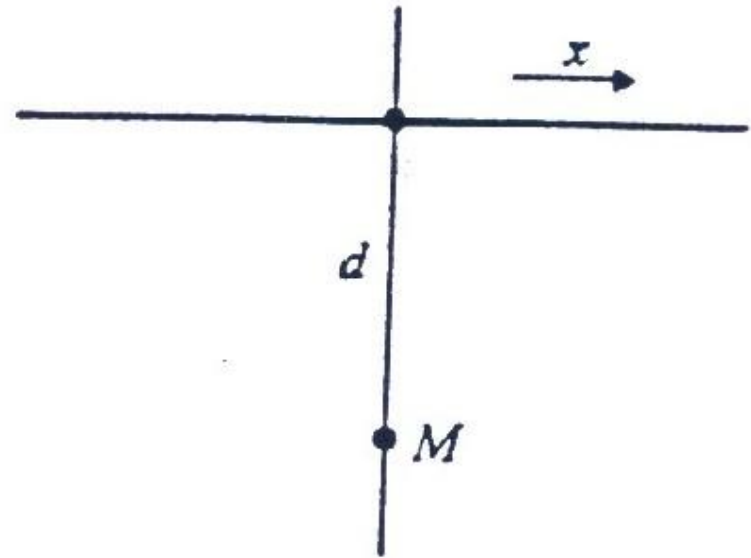


تموج الجيويد (تابع) 3- الجيويد Geoid

عند الإرتفاعات الأعلى Δg تميل للإنتظام وهكذا المسافات البينية. للحصول على مسافات بينية ضيقة بالقرب من سطح الأرض يجب أن تندفع الجيويد لأعلى عندما تكون Δg كبيرة.

نقطة كتلة M يفترض أن تكون عند عمق d فإن قيمة g عند $x = X$ هي:

$$\Delta g = GM \frac{d}{(d^2 + X^2)^{3/2}}$$



نحصل على إرتفاع تموج الجيويد (h) بتكامل θ بالنسبة لـ X من إلى X .

تموج الجيويد (تابع) -3 الجيويد Geoid

عند نقطة $x = 0$ صفر مباشرة فوق الكتلة:

$$X = GM \frac{X}{(d^2 + X^2)^{3/2}}$$

$$\Theta = \frac{X}{g} = \frac{GM}{g} \frac{X}{(d^2 + X^2)^{3/2}}$$

تموج ارتفاع الجيويد (h) يعطى عن طريق تكامل Θ بالنسبة لـ x من $-\infty$ لانهاية إلى X :

$$h(x) = \int_{-\infty}^x \Theta dx = \frac{GM}{g} \frac{1}{(d^2 + x^2)^{1/2}}$$

تموج الجيويد تابع 3- الجيويد Geoid

عند النقطة $x = 0$ فوق الكتلة :

$$\Delta g = \frac{GM}{d^2}$$
$$h = \Delta g \frac{d}{g}$$

$$h = \frac{GM}{g} \frac{1}{d}$$
$$gh = \Delta g \times d$$

إذا كان $d = 10 \text{ km}$ و $\Delta g = 10 \text{ mgal}$

$$h = 10^{-2} \times 10^6 / 980 = 10 \text{ cm}$$

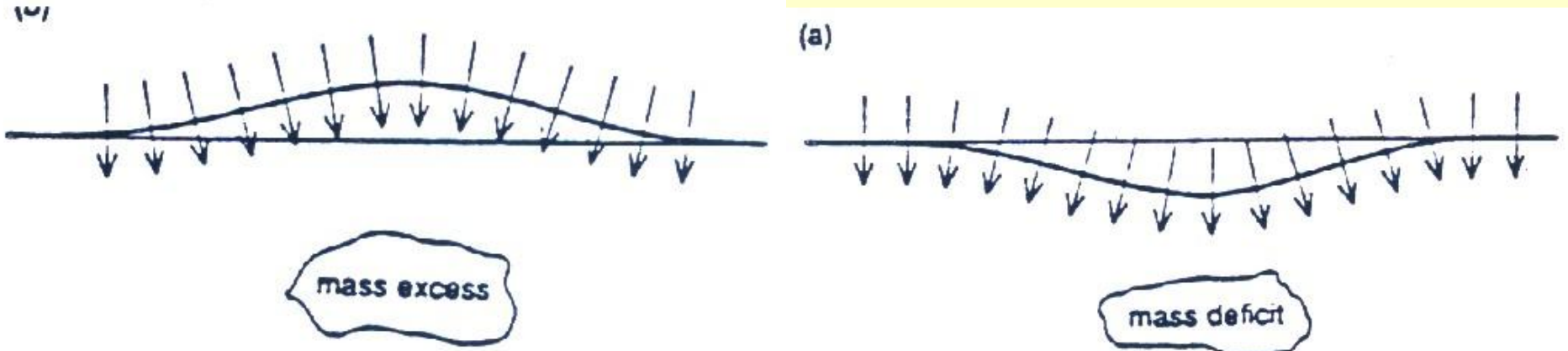
التغيرات الجانبية في توزيع الكثافة خلال الأرض، لا تسبب شذوذ في الجاذبية فقط ولكن أيضاً تسبب إنحراف في الجيويد عن الكرة النظرية. شذوذ إرتفاع الجيويد عن الكرة النظرية. شذوذ إرتفاع الجيويد $h\Delta$ (نصف قطر الجيويد – نصف قطر الكرة). يتعلق مباشرة بالشذوذ في جهد الجاذبية $V\Delta$ كما يقاس على الكرة.

تموج الجيويد (تابع) 3- الجيويد Geoid

$$g\Delta h = -\Delta V$$

g : تسارع الجاذبية نتيجة التكوير

بما أن تسارع الجاذبية عمودي على السطح المتساوي الجهد (جيويد) فإن الغور أو الإنخفاض في الجيويد يمثل شذوذ سالب (نقص في الكتلة) وبالمثل عند وجود بروز أو ارتفاع في الجيويد يمثل شذوذ جاذبية موجب (زيادة في الكتلة).



تموج الجيويدي (تابع) 3- الجيويدي Geoid

وبالتالي الغور في الجيويدي أو شذوذ إرتفاع الجيويدي السالب ينتج عن شذوذ الجاذبية أو شذوذ الجهد الموجب و بروز الجيويدي أو شذوذ إرتفاع الجيويدي الموجب هو نتيجة شذوذ الجاذبية الموجب أو شذوذ الجاذبية السالب.

$$\Delta h = - \frac{2\Pi G}{g} \int_0^D \Delta f(z) z dz$$

حيث

g هي قيمة الجاذبية المرجعية

$\Delta f(z)$ هي كثافة الشذوذ عند العمق z تحت النقطة p .

D هي عمق التعادل

شذوذ الجاذبية ممكن أن تستخدم لتقدير التغير في الكثافة مع العمق.

تموج الجيويد (تابع) 3- الجيويد Geoid

نفترض نموذج Airy المعادل:

التركيب المرجعية هي طبقة عليا كثافتها ρ_s جميع شذوذ الكثافة ترجع إلى هذا التركيب المرجعي.

شذوذ إرتفاع الجيويد فوق إرتفاع جبل إرتفاعه h_1 هو

$$\Delta h = \frac{-2\Pi G}{g} \left[\int_{-h_1}^{\infty} \rho_u Z dz + \int_t^{t+r_1} (\rho_u - \rho_s) Z dz \right]$$

$$= -\frac{\Pi G}{g} \left[-h_1^2 \rho_u + (\rho_u - \rho_s) (2 t r_1 + r_1^2) \right]$$

3- الجيويد Geoid (تابع) تموج الجيويد

نفترض نموذج Airy المعادل:

$$r_1 = \frac{h_1 \rho_u}{\rho_s - \rho_u}$$

$$\Delta h = \frac{\rho_u \rho_s}{g} h_1 \left[2t + \frac{\rho_s h_1}{\rho_s - \rho_u} \right]$$

وبالتالي كثافات القشرة والوشاح، وهي 2.8 و 3.3 $\times 10^3$ كجم لكل متر³، على الترتيب، وسمك قشرة مرجعي قدره 35 كيلومتر، فإن شذوذ إرتفاع الجيويد هو:

$$\Delta h \approx 6 h_1 (0.7 + 0.066 h_1) \text{ متر}$$

حيث h_1 بالكيلومتر وبالتالي لمعادلة الجبل الذي يتراوح إرتفاعه 3 كيلومتر ينتج شذوذ إرتفاع موجب للجيويد قدره حوالي 16 متر.

تموج الجيويدي (تابع) 3- الجيويدي Geoid

وبالمثل، شذوذ إرتفاع الجيويدي لمعادلة محيط بعمق d هو:

$$\Delta h = - \frac{2\Pi G}{g} \left[\int_0^d (\rho_w - \rho_u) Z dZ + \int_{t-r_3}^t (\rho_s - \rho_u) Z dZ \right]$$

$$= \frac{-\Pi G}{g} \left[(\rho_w - \rho_u) d^2 + (\rho_s - \rho_u) (2 r_3 - r_3^2) \right]$$

وبالتعويض في r_3 من المعادلة:

$$r_3 = \frac{d (\rho_u - \rho_w)}{\rho_s - \rho_u}$$

تموج الجيويدي (تابع) 3- الجيويدي Geoid

$$\Delta h = - \frac{\Pi G}{g} (J_u - J_w) d \left[2t - d \left(\frac{J_s - J_w}{J_s - J_u} \right) \right]$$

قيم الحسابات السابقة للقشرة والوشاح:

$$\Delta h \approx - 3.85 d (0.7 - 0.046 d) \text{ meters}$$

D هي عمق المحيط بالكيلومتر. لمعادلة حوض محيط عمقه 5 كيلومتر ينتج شذوذ إرتفاع جيويدي سالب قدره حوالي 9 متر.

حسابات شذوذ إرتفاع الجيويدي لنموذج Part II للمعادلة أكبر من تلك لنموذج Airy. نموذج Pratt يعطي شذوذ إرتفاع جيويدي حوالي ضعف نموذج Airy.

4- قياسات الجاذبية

القياسات المطلقة و النسبية

هناك طريقتان لقياس قيمة الجاذبية في أي نقطة على سطح الأرض وهما الجاذبية المطلقة والجاذبية النسبية (الطرق الديناميكية)، وكلاهما يتطلب دقة عالية في القراءات المرصودة باستخدام أجهزة الجاذبية المطورة.

الجاذبية المطلقة

يحتاج تحديد تسارع الجاذبية (عجلة الجاذبية الأرضية) كقيمة مطلقة إلى طرق معملية دقيقة وعادة تنفذ فقط تحت الظروف المعملية وتستخدم طريقتين للقياس هما ، طريقة الجسم الساقط وطريقة تأرجح البندول.

الجاذبية المطلقة (تابع) 4- قياسات الجاذبية

وتستخدم أجهزة قياس الجاذبية المطلقة للحصول على الجاذبية بدقة عالية في نقاط محددة فوق سطح الأرض وذلك لتعيين نقاط ضبط أساسية ومعايرة أجهزة قياس الجاذبية النسبية وذلك لأن أجهزة قياس الجاذبية المطلقة ثقيلة وقد يصل وزنها إلى 300 كجم ، ومن الصعوبة نقلها من نقطة إلى أخرى.

ومن هذه الأجهزة على سبيل المثال Faller Hammon ويستخدم في طريقة السقوط الحر.

٧٠ طريقة تآرجح البندول

البيسط

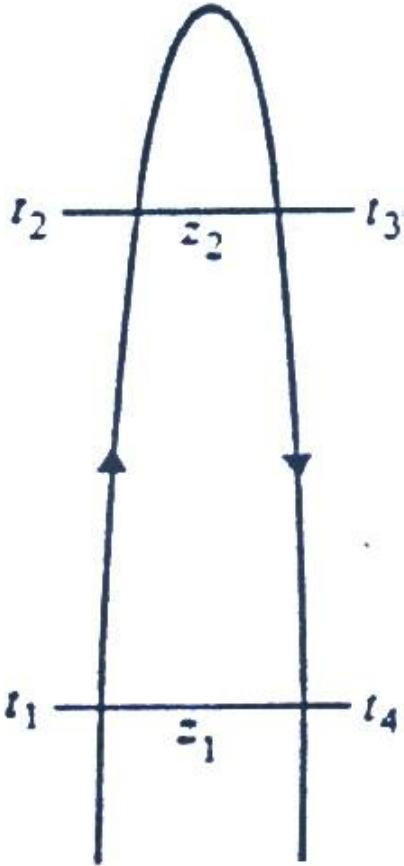
تقوم بحساب قيم g بين مكانين حيث تقاس الفترة الدورية للاهتزاز، فعندما تعلق مادة ليس لها أبعاد بخيط غير قابل للإستطالة وكتلته مهملة ومرن تماماً ويكون طوله L ثم تتأرجح المادة في مستوى رأسي بإتساع صغير جداً فإن الفترة الدورية للاهتزاز T هي:

الجابية المطلقة (تابع) -4- قياسات الجابية

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{L}{g}}$$

v• طريقة الجسم الساقط

أحد الطرق المباشرة لإيجاد القيمة المطلقة للجابية هي مراقبة حركة جسم ساقط لمسافة 1-2 متر.



لأعلى t_2 و t_1

لأسفل t_4 و t_3

$V_2 = V_1$ لأعلى لأسفل

أو V عند $V_{t3} = V_{t2}$ أو $V_{t4} = V_{t1}$

التسارع = (-) لأعلى

= (+) لأسفل

الجاذبية المطلقة (تابع) -4 قياسات الجاذبية

$$Z_2 - Z_1 = \text{المسافة} = V_1 \Delta t + \frac{1}{2} a \Delta t^2 \quad (1)$$

وبالتالي السرعة النهائية V_2

$$V_2^2 = V_1^2 + 2 a (Z_2 - Z_1)$$

$$(Z_2 - Z_1) \text{ ----} \rightarrow \text{for } t_3 - t_2$$

$$g = \frac{8 (Z_2 - Z_1)}{(t_4 - t_1)^2 - (t_3 - t_2)^2}$$

$$V_2^2 = V_1^2 + 2a (Z_2 - Z_1) \quad (2)$$

$$Z_2 - Z_1 \rightarrow \text{for } t_3 - t_2 = 0$$

$$Z_2 = Z_1 \rightarrow \text{for } t_4 = t_1 = 0$$

$$0 = V_2 (t_3 - t_2) - \frac{1}{2} g (t_3 - t_2)^2$$

$$0 = V_1 (t_4 - t_1) - \frac{1}{2} g (t_4 - t_1)^2$$

$$V_1 = \frac{1}{2} g (t_4 - t_1)$$

$$V_2 = \frac{1}{2} g (t_3 - t_2)$$

الجابية المطلقة (تابع) 4- قياسات الجابية

بالتعويض في المعادلة (2) نجد أن :

$$\left(\frac{1}{2} g (t_3 - t_2) \right)^2 = \left(\frac{1}{2} g (t_4 - t_1) \right)^2 - 2g (Z_2 - Z_1)$$

$$g = \frac{8 (Z_2 - Z_1)}{(t_4 - t_1)^2 - (t_3 - t_2)^2}$$

وحديثاً أمكن قياس الجابية المطلقة لدقة تتراوح ما بين ± 0.05 إلى 0.005 مليجال بعد أخذ سلسلة من القراءات لعدة أيام.

الاجاذبية النسبية

عادة في الاستكشاف الجاذبي، ليس من الضروري تحديد القيمة المطلقة للجاذبية بل الأكثر هو قياس التغيرات النسبية . فيتم اختيار محطة أساسية (وهي التي ترجع إلى الـ INGSN71) وتتشأ محطات جاذبية لشبكة ثانوية .

جميع بيانات الجاذبية التي تجمع من هذه المحطات خلال المسح تنقص بالنسبة للمحطة الأساسية . واذا لم يكن من الضروري حساب القيم المطلقة لـ g فيعتبر قيمة الجاذبية عند المحطات الأساسية المحلية تساوي صفر. المسافات البينية بين محطات الجاذبية هامة بالنسبة لتفسير البيانات. في الدراسات الاقليمية ، قد توضع المحطات بكثافة 2-3 محطة كل كيلو متر مربع ، بينما في استكشافات البترول، قد تزيد كثافة المحطات إلى 8-10 لكل كيلو متر مربع .

الجاذبية النسبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

في مسح الدراسات المحلية ، حيث نحتاج إلى دقة عالية للخصائص السطحية ولذلك فإن محطات الجاذبية قد توضع في شبكة طول ابعادها 5-50 متر .

في اجراء الجاذبية - الدقيقة microgravity ، قد تصل المسافة بين المحطات إلى نصف المتر .

أجهزة قياس الجاذبية Gravimeters

لا يوجد جهاز واحد يستطيع القيام بجميع متطلبات المسح الجاذبي، وبالتالي فهناك العديد من الأجهزة المصنعة لمختلف الأغراض. في عام 1749م وجد بيير بوجير Pierre Bouguer انه يمكن قياس الجاذبية باستخدام البندول المتأرجح .

أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

وفي القرن التاسع عشر ، كان البندول ذو استخدام شائع لقياس الاختلافات النسبية في الجاذبية . اساس العملية بسيط فالجاذبية تتناسب عكسياً مع مربع دورة التردد (T) وتتناسب طردياً مع طول البندول (L) . أحد الطرق هي أن تأرجح بندول في مكانين A و B ثم تقارن بين الفترة الدورية لهما. فإذا تأرجح نفس البندول تحت ظروف متطابقة في موقعين ، وقيمة تسارع الجاذبية (عجلة الجاذبية الأرضية) لها هي g_A, g_B فان نسبة قيمتي g هي نفس نسبة التردد الدوري لهما T_A, T_B .

$$T_A = 2\pi\sqrt{k/g_A}$$

$$T_B = 2\pi\sqrt{k/g_B}$$

حيث K ثابت.

أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

$$T_A^2 : T_B^2 = \frac{1}{g_A} : \frac{1}{g_B}$$

$$g_A - g_B \approx 2 \times 980 \times (T_B - T_A)$$

فإذا كانت g_A هي قيمة g عند النقطة A التي تحددت بالقياسات المطلقة فإن قيمة g_B يمكن إيجادها بالمعادلة التالية:

$$g_B = (g_B - g_A) + g_A \text{ absolute}$$

relative

أجهزة قياس الجاذبية تابع 4- قياسات الجاذبية

Gravity = constant x pendulum length / period² $g = 4\pi^2 L / T^2$

$$\frac{(\text{Period}_1)^2}{(\text{Period}_2)^2} = \frac{\text{gravity}_2}{\text{gravity}_1} \quad \frac{T_2^2}{T_1^2} = \frac{g_2}{g_1}$$

Gravity difference = $-2 \times \text{gravity} \times \frac{\text{difference in periods}}{\text{period}_1}$;

$$\delta g = -2g \frac{(T_2 - T_1)}{T_1}$$

أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

هذه الطريقة دقيقة إلى حوالي mGAL1 اذقيست الفترات الدورية لمدة نصف ساعة على الأقل.

٧٠ الجرافيمتر Gravimeters

بعد عام 1950م أمكن قياس الجاذبية النسبية للأغراض العلمية والعملية. الجرافيمتر Gravimeter عبارة عن جهاز صغير وسهل الانتقال من نقطة لأخرى في موقع الرصد. وتعتمد فكرته على سلك زنبركي متعادل يتغير تعادله (توازنه) بتأثير أى قوة إضافية مهما صغرت قيمتها ويمكن قياس مقدار التغير الذي يحدث ومن مميزات جهاز الجرافيمتر سهولته وصغر حجمه وسرعة القراءة ودقته وتنقسم أجهزة الجرافيمتر إلى :

ثانياً: الغير الساكن Unstable.

اجهزة قياس الجاذبية هي اتران زبركي متطور يعلق في اخره كتله ثابتة. وزن الكتلة هي حاصل ضرب الكتلة في تسارع الجاذبية (عجلة الجاذبية الأرضية) . كلما زاد الوزن الذي يعمل على الزنبرك ، فإن كمية الأستطالة في الزنبرك تتناسب طرديا مع قوة التمدد أي مع زيادة وزن الكتلة (الوزن يساوي الكتلة ضرب عجلة الجاذبية الأرضية) . ثابت التناسب هو ثابت مرونة الزنبرك K . هذه العلاقة تعرف بقانون هوك

HOOKE'S

وحيث أن الكتلة ثابتة ، فإن التغيرات في الوزن يكون سببها التغيرات في الجاذبية δg وبقياس التمدد في الزنبرك δl يمكن تحديد اختلافات الجاذبية . وبما ان الأختلافات في الجاذبية صغيرة جدا فان التمدد في أي زنبرك صغير للغاية.

أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

$$\text{Extension to spring} = \text{mass} \times \frac{\text{change in gravity}}{\text{spring constant}} \quad \delta l = \frac{m\delta g}{\kappa}$$

$$\text{Change in gravity} = \text{constant} \times \text{extension/mass} \quad \delta g = \kappa\delta l/m$$

أجهزة قياس الجاذبية المتزنة (ساكنة) :

Stable (static) gravimeters

يتكون جهاز قياس الجاذبية المتزنة (الساكن) من كتلة في نهاية عارضة ترتكز على محور ارتكاز وتتنزن بزنبك مشدود في الطرف الأخر. التغير في الجاذبية يؤثر على وزن الكتلة والتي تقابل ثقل الأتزان باسترجاع حركة الزنبك .

أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

وفيما يلي وصف مختصر لثلاثة أجهزة حديثة لقياس الجاذبية الساكنة :-

٧٠ جهاز Askania

عبارة عن ذراع مثبت في احد طرفيه كتلة و يرتكز على زنبرك رئيسي. التغيرات في الجاذبية تجعل الذراع يميل وبالتالي تسبب انحراف في شعاع ضوء ينعكس على مرآة موضوعة على الكتلة. ويقاس الازاحة في شعاع الضوء بواسطة خلية ضوئية كهربائية، الخارج منها يعرض على جلفانومتر. ويستخدم زنبرك اضافي يعاد شده باستخدام ميكرومتر لكي يرجع الكتلة إلى وضع الاتزان ، والذي يشار اليه عندما ترجع قراءة الميكرومتر إلى الصفر.

أجهزة قياس الجاذبية تابع 4- قياسات الجاذبية

٧٠ جهاز Boliden

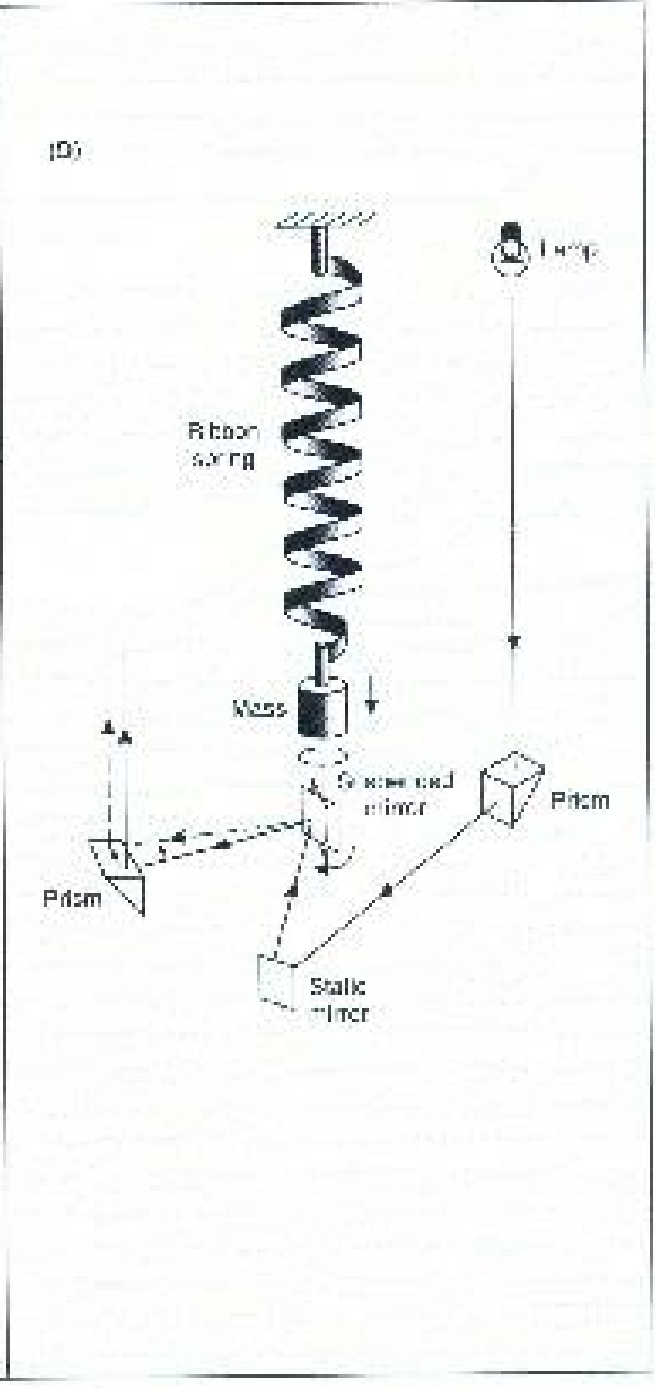
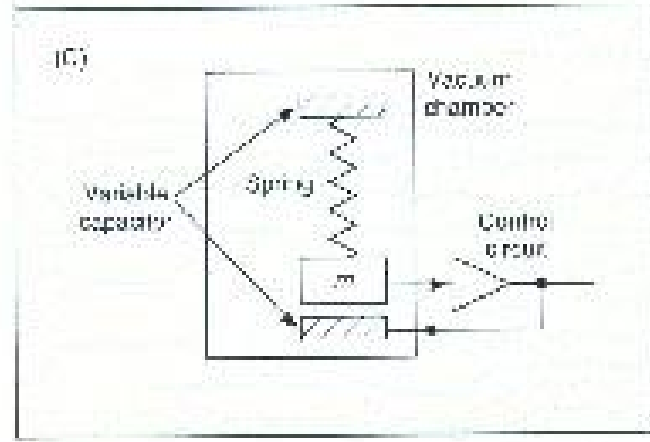
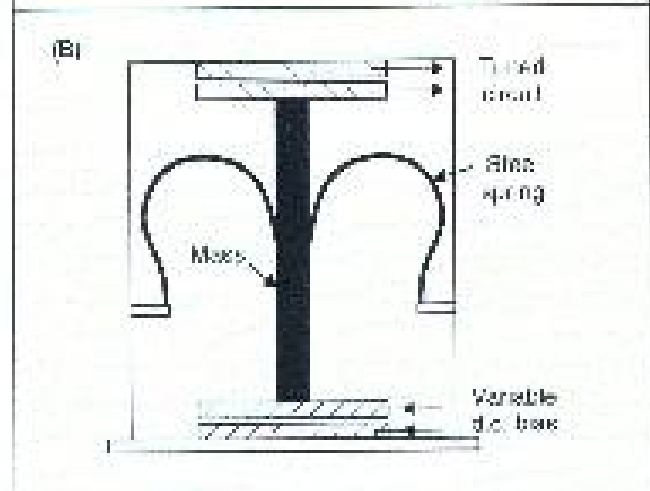
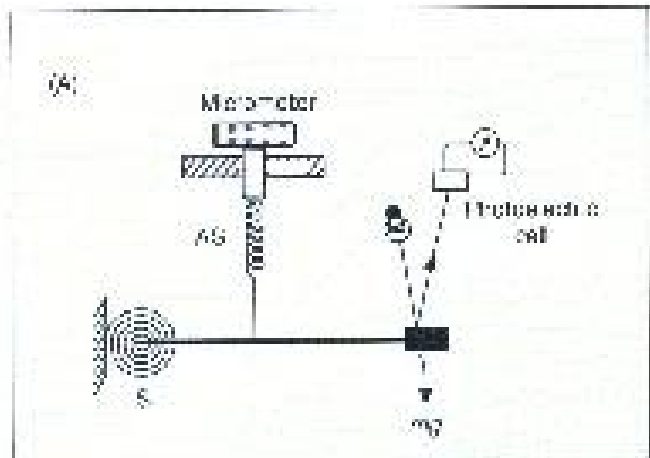
يعتمد هذا النوع على أساس أن كثافة المكثف ذو اللوحين المتوازيين تتغير مع المسافة الفاصلة بين اللوحين. الكتلة على شكل بكرة فيها صفيحة عند كل طرف وتشد بواسطة زنبركين بين لوحين مكثف آخر. وبتغير الجاذبية، الكتلة تتحرك بالنسبة للأواح الثابتة فتتغير الكثافة بين اللوحين العلويين وهذه الحركة يمكن رصدها بسهولة باستخدام دائرة تناغم. تتصل الصفيحتين السفليتين بمصدر تيار مستمر والذي يعطي الكتلة المكوكية تنافر كهروستاتيكي electrostatic repulsion. وبتغير الجاذبية وبالتالي ازاحة البكرة أو المكوك بالنسبة للأواح الثابتة فإن الوضع الأصلي أو المرجعي يمكن الحصول عليه بتغير فرق الجهد المستمر بين زوج الألواح السفلي. تصل حساسية هذه الأجهزة حوالي 0.1 مليجال

أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

٧٠ جهاز Gulf (hoyt)

ويشتمل جهاز Gulf لقياس الجاذبية على زنبرك شريطي حلزوني ملفوف يدور كلما تغير الطول. دوران الطرف الحر من الزنبرك أكبر بكثير من التغير في الطول وبالتالي فهو أكثر سهولة في القياس. مدى القياس صغير جداً ، حيث يكون حوالي (30 300g.u mGal) ، بالرغم انه يمكن التغلب على هذا إلى حد ما بإعادة شد الزنبرك ودقة القياسات تتراوح ما بين 0.02 - 0.05 m Gal

4- قياسات الجاذبية



أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

أجهزة قياس الجاذبية الغير متزنة (الغير ساكنة)

Unstable (astatic)

منذ الثلاثينات وتستخدم اجهزة قياس الجاذبية الغير متزنة على نطاق اوسع بكثير من الأجهزة المتزنة أو (الساكنة). ففي حالة الأجهزة المتزنة او الساكنة بمجرد ما يظرب النظام يرجع مرة اخرى لوضعه الأصلي بينما في حالة الأجهزة الغير ساكنة فإنه يتحرك مبتعداً اكثر عن نقطة الأصل.

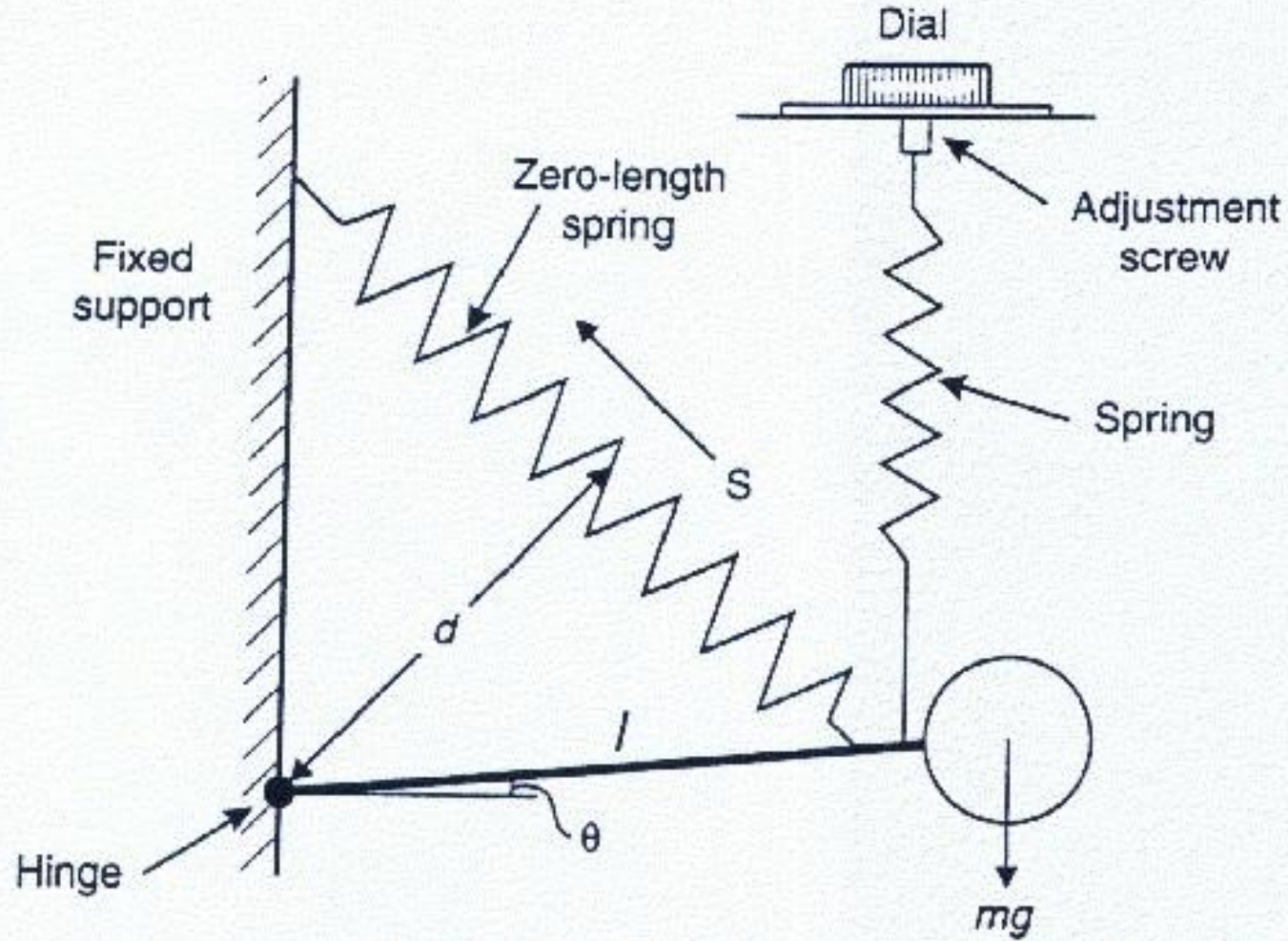
على سبيل المثال، اذا رفع قلم موضوع على طاولة من احد اطرافه وترك ليسقط فان القلم سوف يرجع ليكون مسطح على الطاولة.

أجهزة قياس الجاذبية تابع 4- قياسات الجاذبية

على أي حال لو بدأ القلم بالاتزان عند طرفه ثم اضطرب فإنه سوف يسقط أي أنه سوف يكون غير مستقر بدلاً من أن يرجع إلى وضعه الساكن. أهم نقطة في عدم الاستقرار هي تكبير الحركة وبالتالي يصبح من السهل قياسها وهذه هي أساس فكرة جهاز قياس الجاذبية الغير مستقر .

هناك نماذج من أجهزة قياس الجاذبية تستخدم أجهزة مختلفة لتحقيق عدم الاتزان .

أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية



مبدأ تشغيل جهاز الجاذبية الغير ثابت

أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

الشكل أعلاه يبين أساس تشغيل جهاز قياس الجاذبية (الغير ثابت).
يثبت ذراع أفقي تقريباً من احد أطرافه بمفصل ويدعم كتلة في الطرف الثاني، يوصل الذراع إلى الزنبرك الرئيسي الذي هو متصل عند طرفه العلوي بدعامة فوق المفصل. الزنبرك يحاول جذب الذراع إلى أعلى عكس اتجاه عقارب الساعة بواسطة عزم العودة والذي يساوي قوة الاسترجاع في الزنبرك مضروبة في المسافة العمودية من المفصل (d) .
عزم العودة هذا يتزن مع عزم العودة للجاذبية (turning motion) والذي يحاول دوران الذراع باتجاه عقارب الساعة حول المفصل .
وتساوي وزن الكتلة (mg) مضروباً في طول الذراع (l) ، ومضروباً في جيب تمام زاوية الذراع من الأفقي (φ) . أي ان (m g l cos φ) ،
عند تغير الجاذبية سوف يتحرك الذراع كاستجابة لهذا التغير ولكن سوف يضل في موقعه الجديد لأن الزنبرك الرئيسي طوله صفر.

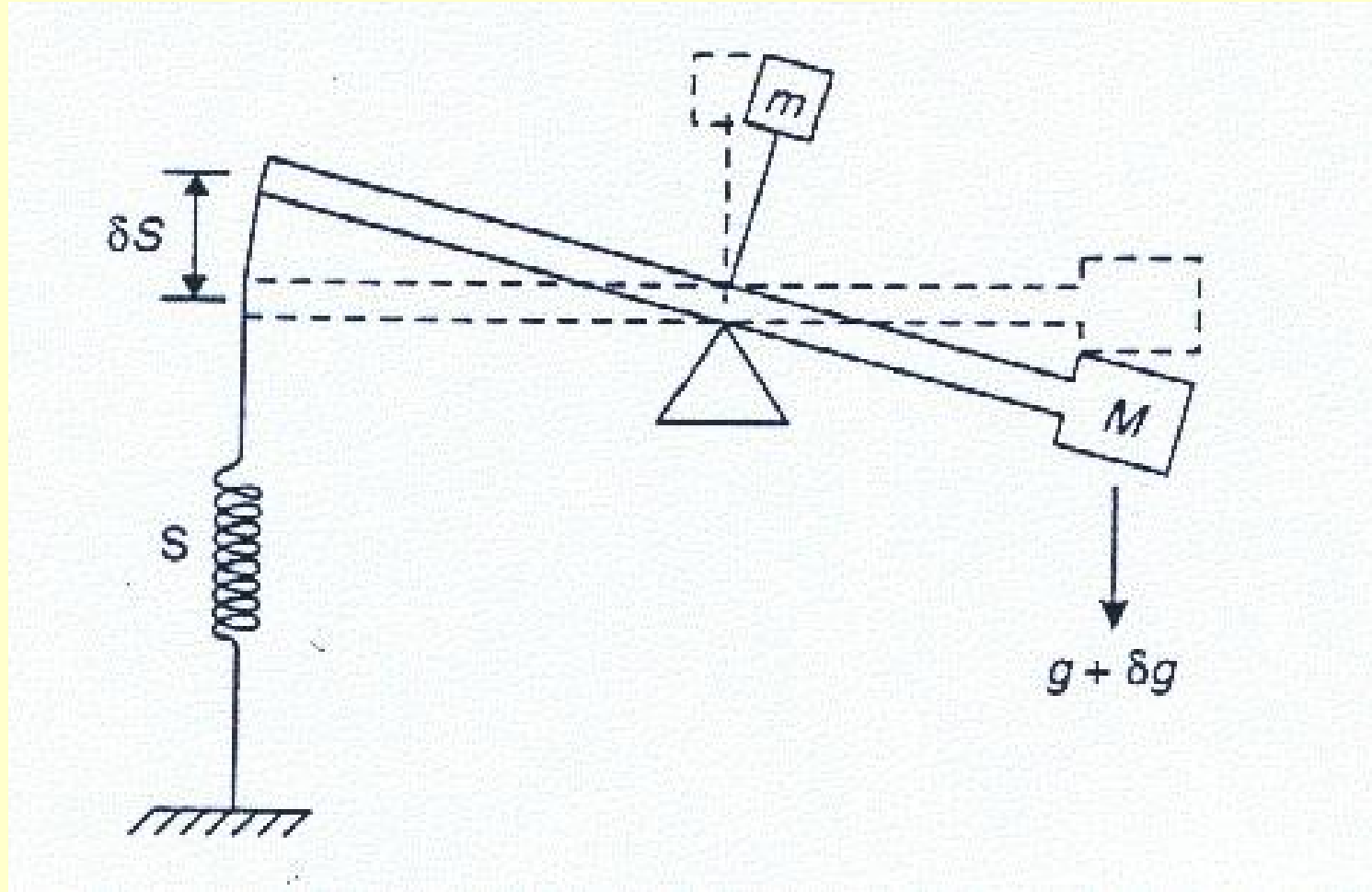
أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

أحد مميزات هذا الزنبرك انه تم صنعه رنان بحيث ان الشد في الزنبرك يتناسب طردياً مع طوله. وهذا يعني انه لو جميع القوى قد أزيلت من الزنبرك فسوف يهوي إلى الطول الصفري ، وهو الشيء المستحيل عملياً . وميزة اخرى للزنبرك ذو الطول الصفري انه يستخدم في جهاز خطي واستجابته عالية جداً على مدى كبير من قيم الجاذبية. اجهزة قياس الجاذبية الغير ساكنة لا تقيس حركة الكتلة بدلالة التغير في الجاذبيتين ولكنها تتطلب عودة الكتلة المزاحة إلى وضع الصفر باستخدام الميكرومتر. قراءة الميكرومتر تضرب بمعامل معايرة الجهاز لتعطي قيمة الجاذبية عادة بدقة حوالي $0.1g.u$ ($0.01mGal$) .

Thyssen جهاز

جهاز قياس الجاذبية هذا، رغم انه قديم جداً الا انه يوضح مفهوم عدم الاستقرار بصورة جيدة ولذلك ندرجه لغرض الايضاح فقط . توضع كتلة اضافية فوق ذراع متزن لكي تسبب شرط عدم الاستقرار، عند زيادة الجاذبية يميل الذراع يميناً وحركة الكتلة الاضافية تدعم الدوران في اتجاه عقارب الساعة حول المحور وبالعكس عند انخفاض الجاذبية. وعند استخدام هذا النوع من أجهزة قياس الجاذبية تكون الحساسية حوالي (0.25 mGal).

أجهزة قياس الجاذبية تابع 4- قياسات الجاذبية



Thyssen جهاز جاذبية من نوع

أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

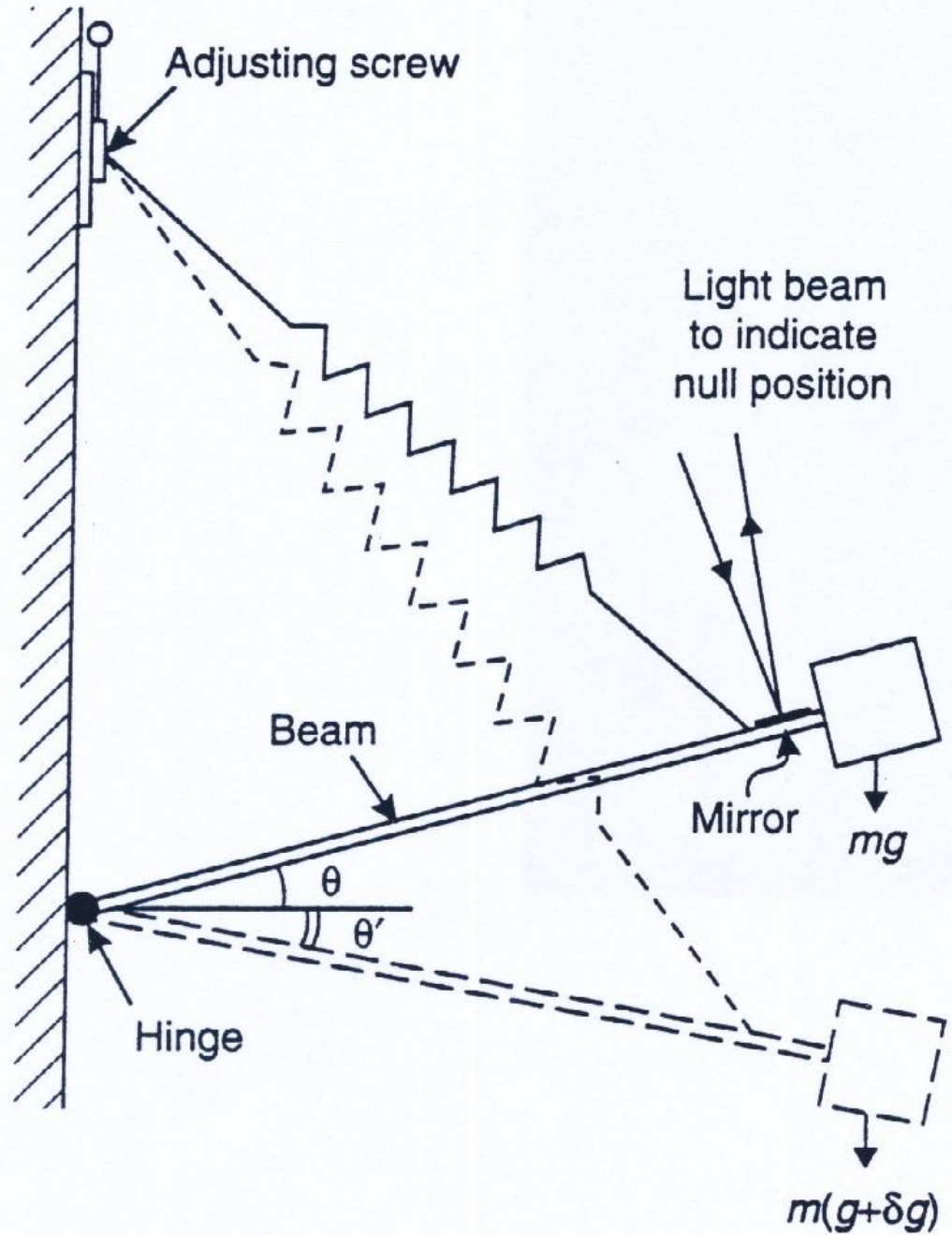
جهاز La Coste – Romberg

هذا الجهاز هو تطوير للسيزمو جراف (La Costa) طويل المدى ذات الفترة الدورية الطويلة. الزنبرك مصنوع من معدن ذو خاصية توصيل حرارية عالية ولكنه لا يمكن عزله تماماً لالغاء التأثيرات الحرارية وبالتالي يجب دائماً وضعه داخل حاوي بحيث يحتفظ بالحرارة داخله ثابتة إلى حوالي $C 0.002$ بواسطة سيرموستات، يتم الحصول على نقطة الصفر بمراقبة تدريج من خلال فتحة للعين التي ينعكس عليها شعاع من الضوء من الذراع عندما يكون في وضع ساكن. ولكي يرجع الذراع يقوم المشغل بدوران جهاز قياس ميكرومتر على الغطاء الخارجي والذي بدوره يؤدي إلى ضبط وضع الذراع. طول الذراع الكبير يعني ان جهاز قياس الجاذبية ممكن استخدامه على مستوى العالم بدون الحاجة لاختضاعه للرجوع إلى الوضع الأول، وهذه هي ميزة رئيسية على جميع الأجهزة الأخرى.

أجهزة قياس الجاذبية (تابع) 4- قياسات الجاذبية

عند صناعة هذا الجهاز في الثلاثينيات كان وزنه ثقيل حوالي 30 كيلوجرام ولكن باستخدام التقنيات الحديثة أصبح من الممكن تقليل وزنه إلى حوالي 2 كيلو جرام . الزنبرك ممكن ان يغلف (يثبت) وبالتالي جهاز قياس الجاذبية يكون اكثر سهولة في النقل عن الأجهزة الأخرى وايضاً اقل حساسية للاهتزازات .

جهاز جاذبية من نوع
LaCoste-Romberg



Worden جهاز

عكس جهاز قياس الجاذبية من نوع La Coste – Romberg فان Worden يصنع كاملاً من زنبرك زجاج كوارتز وقضبان والياف. تركيب الكوارتز يجعله اكثر سهولة في تقليل تأثيرات الحرارة . لدى جهاز Worden زنبركين اضافيين ، واحد للضبط الخشن والثاني للضبط الدقيق. وتوضع كل المحتويات في قارورة زجاجية مفرغة الهواء وفي بعض الأنواع يوجد بها ثيرموستات كهربائي. وبما ان الزنبرك لا يمكن تثبيته لذلك فان جهاز قياس الجاذبية من نوع Worden حساس للاهتزازات ويجب نقله بعناية فائقة. مدى هذا الجهاز حوالي (mgal2000) ودقته حوالي (0.01-0.02 mGal). على أي حال اجهزة الجاذبية الكوارتز مثل Worden قد تكون صعبة جداً للمشغلين المبتدئين والدقة العملية قد تكون (0.1 mGal).

5- محطات الجاذبية الأرضية

إعتبرت قيمة الجاذبية في بوتسدام مرجع لكل قيم الجاذبية في المحطات المختلفة على سطح الأرض. من عام 1909م حتى 1966م قيمة الجاذبية المعتمدة في بوتسدام بألمانيا هي 981274 ميجال حسبت بواسطة الطريقة المطلقة 1906م وهذه القيمة تعتبر نظام جاذبية بوتسدام أو مرجع بوتسدام وفي عام 1967م أعيد رصد الجاذبية في مرجع بوتسدام وكانت القيمة المتحصلة هي 981260 ميجال أي أقل بمقدار 14 ميجال. وهناك العديد من محطات الرصد المحليه و الدوليه :

5- محطات الجاذبية الأرضية



(أ) محطات الجاذبية الأساسية الأولية Fundamental Gravity Base Stations (FGBS)

عبارة عن محطات ثابتة تستخدم كمراجع لمحطات الجاذبية المحلية وتوضع في مناطق ثابتة ودائمة، قيمة الجاذبية فيها معروفة ودقيقة وتعتمد على الشبكة العالمية 71م وقيمة الجاذبية تحسب لدقة ± 0.05 مجال.

(ب) محطات الجاذبية الأساسية (Grivity Base Stations) (GBS)

تستخدم كمراجع لمحطات الجاذبية ومعايير أجهزة قياس فرق الجاذبية (الجرافيمتر) وهذه المحطات الأساسية تملك مراجع رقمية لتوضيح المنطقة الجغرافية التي بها ثم اسم المدينة لتمييزها عن بقية المحطات الموجودة في المنطقة. تربط محطات الجاذبية الأساسية بوحدة أو أكثر من محطات الجاذبية الأساسية الأولية وتحسب قيمة الجاذبية بها لدقة ± 0.05 مجال اعتماداً على المحطات الأساسية الأولية.

5- محطات الجاذبية الأرضية

تابع

محطات الجاذبية الأساسية تستخدم كمحطات ضبط وعليه فإن مواقعها يجب أن يكون معروفًا بدقة تامه. يجب أن يكون مواقع المحطات سهلا و في مكان امن وبعيدا عن اماكن المخاطر الطبيعيه والصناعيه وذلك لضمان ثبات المحطة والحصول على نفس القيمة عند أخذ القراءات في أى وقت ومن المهم أيضا تفادي وضع المحطات الأساسية فوق الجسور وبعيداً من الأودية العميقة والجبال ذات الإنحدار الشديد. ويراعى ان توضع المحطات الأساسية على أبعاد مناسبة بين محطة وأخرى وأيضا يجب مراعاة أن لا يتعدى فرق الإرتفاع بين محطة والتي تليها ± 0.05 متر بقدر الإمكان.

(ج) محطات التفاصيل Gravity Detail Stations

محطات جاذبية محلية وتحسب قيمة الجاذبية فيها لدقة ± 0.03 مجال اعتماداً على محطات الجاذبية الأساسية. كثافة محطات التفاصيل تعتمد على طبيعة سطح الأرض والغرض الذي من أجله يتم رصد الجاذبية وحسابها والعدد المناسب لمحطات الجاذبية يتفاوت من محطة واحدة لكل كيلومتر مربع إلى محطة واحدة لكل 10 كم² أو 100 كم².

توضع محطات التفاصيل في المواقع التي تمثل مجال الجاذبية المحلية مع معرفة إحداثيات وإرتفاع المحطة بدقة ولتقليل التغيرات المحلية للجاذبية توضع المحطات في الأراضي المنبسطة نسبياً بعيداً عن المواقع ذات الطبيعة الصعبة مثل المنحدرات ومجاري الأنهار (على بعد 300 متر تقريباً). ويجب أن يكون الموقع ثابتاً ومعروفاً بدقة ± 0.1 متر ودقة الإرتفاع في حدود ± 5 متر.

(د) محطات الإنسيقاق (الإزاحة) Drift Stations

محطات مختارة تحتل لأخذ قراءات من أجل إجراء عمليات الضبط لجهاز الجرافيمتر من أخطاء الإنسيقاق Drift. ويجب معرفة موقعها جيداً ومعرفة إرتفاعها في حدود $0.05 \pm$ متر. محطات الإنسيقاق لا تحتاج إلى وصف دقيق كالمحطات السابقة ويمكن معرفة موقعها الجغرافي "خطي الطول والعرض" في حدود 15 دقيقة نصف قطرية (arc) ويتم تسجيلها في نموذج الرصد وذلك لإستخدامها عند إجراء عمليات تصحيح الجذب للقراءات المأخوذة.

وعملياً يتم ربط محطات الجاذبية بوحدة أو أكثر من محطات الجاذبية الأساسية GBS والتي بدورها تكون مربوطة بمحطات الجاذبية الأساسية الأولية FGBS ورحلات الرصد لتعيين سلسلة من محطات التفاصيل من محطات الجاذبية الأساسية.



ومحطات الجاذبية تكون متصلة بعضها ببعض في شكل سلسلة وتكون المحطات الأساسية ضمن هذه السلسلة ويتفاوت عددها بين محطتين إلى ستة محطات، والشبكة كلها تتكون من مجموعة من الحلقات المغلقة المرتبطة بمحطات أساسية GBS بدقة ± 0.05 ميجال "إعتمادًا على محطة الجاذبية الأساسية الأولية FGBS" ووجود المحطات الأساسية ضمن محطات أي حلقة مهمة وذلك لإجراء عمليات الضبط.

6- الإجراءات الحقلية في الجاذبية

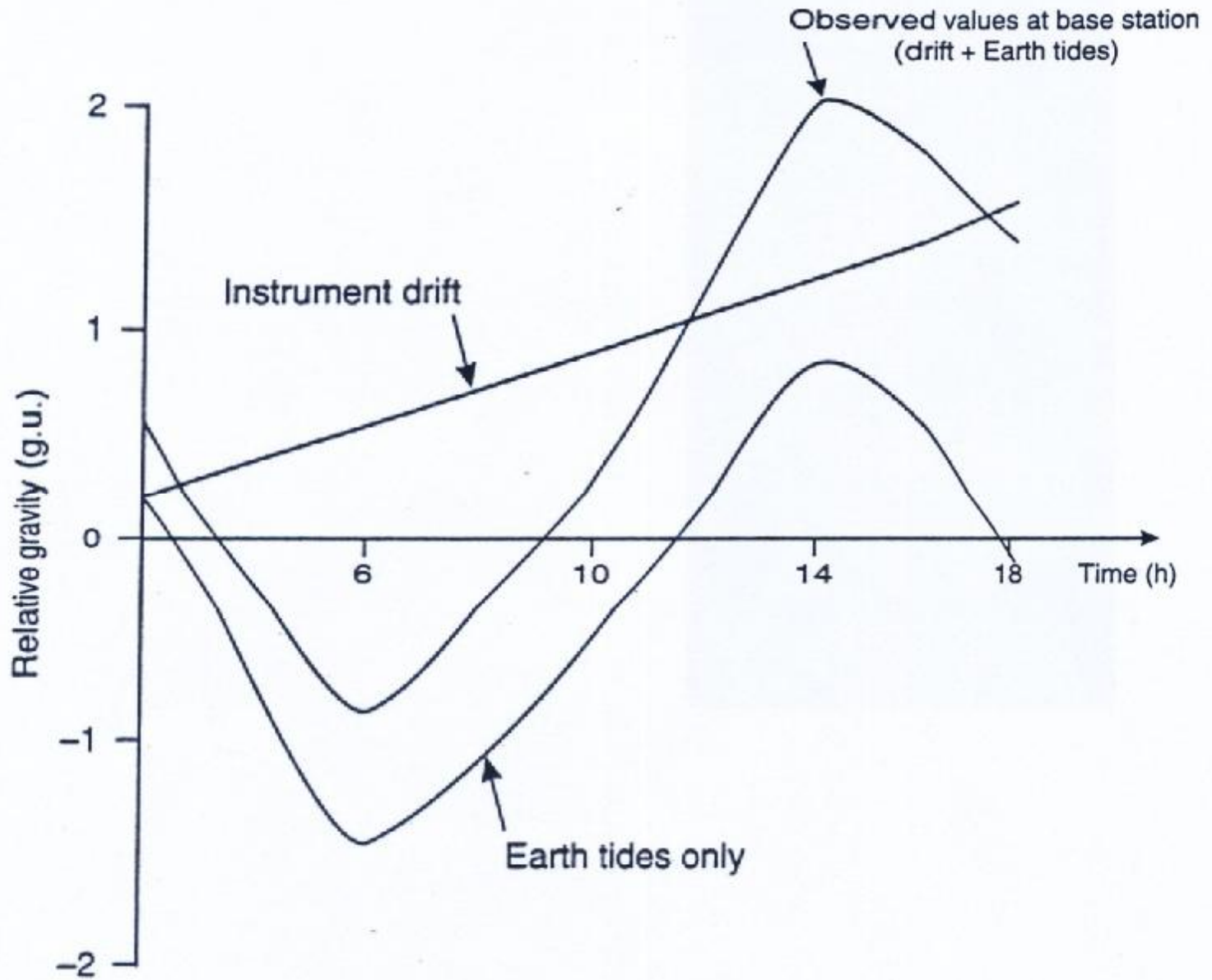
(1) تأثير المد والجزر

يؤثر جذب كل من القمر والشمس على قياسات الجاذبية الأرضية، حيث تقع القياسات تحت تأثير تغير دوري (كل 12 ساعة) في مجال الجاذبية الأرضية يصل الى 0.2 ميلليجال. وجذب القمر أكبر تأثيراً من جذب الشمس على مجال الجاذبية الأرضية. وهناك طريقتان لالغاء تأثير المد والجزر على قياسات اجهزة "جرافيمتر". الأولى منها هي التكرار الدوري لقياسات الجاذبية الارضية عند نقطة او اكثر من محطات الجاذبية المطلقة او الاساسية، وفي زمن يقل عن 6 ساعات. وفي هذه الحالة فان تصحيح انحراف الجهاز يشمل في الوقت نفسه تصحيح تأثير المد والجزر. اما الطريقة الثانية فهي استخدام جداول المد والجزر.

وتصحيح تأثير المد والجزر، يمكن حسابه بعد اجراء التكرار الدوري للقياسات على نقطتين او اكثر من محطات الجاذبية المطلقة او الاساسية واستخدام الرسم البياني للعلاقة بين تغير قيم الجاذبية الأرضية عند محطات تكرار القياسات وزمن القياسات او باستخدام الحاسبات وبرامج خاصة بتقويم بيانات قياسات الجاذبية الأرضية. ويتيح استخدام الحاسبات وبرامج تقويم البيانات حساب قيم التصحيحات وحساب القيم الصحيحة للجاذبية الارضية عند نقط القياسات. ويجرى تقويم بيانات عجلة الجاذبية الارضية قبل إجراء اى نوع آخر من التصحيحات.

تغييرات المد والجزر تؤثر على كتلة الجرافيمتر التي عادة تتغير في مدى $\pm 0.15 \text{ mgal}$ من القيمة المتوسطة وقد يصل معدل التغير إلى 0.05 mgal/h ونظراً لأن هذه القيم تعتبر كبيرة بالنسبة لدقة معظم أجهزة الجرافيمتر (0.01) لذلك يجب التصحيح. بما أن تأثيرات المد والجزر يمكن توقعها بدقة لذلك من السهل عمل برامج لتعطي القيم عند أي موقع في أي وقت.

تابع 6- الأخطاء الحقيقية في الجاذبية



(2) تأثير إزاحة الجهاز

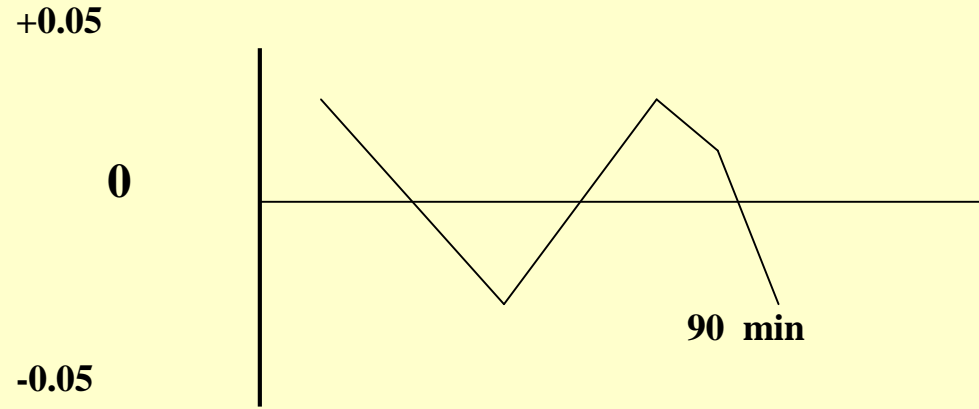
قراءة الجرافيمتر عند أى نقطة تعتمد على (dial scale) وتعتمد على العلاقة بالقيمة المطلقة للجاذبية عند هذه النقطة.

إذا نقل الجرافيمتر لبضع ساعات أو حتى ترك في مكان واحد ثم يقرأ مرة أخرى فيما بعد عند نفس المكان يلاحظ تغير في القراءة.

إذا أخذت قراءات إضافية عبر فترة من الساعات في نفس المكان ثم رسمت الجاذبية مقابل الزمن سوف نجد أن النقط تميل للسقوط على منحنى أملس. هذا التغير المستمر في قراءات الجاذبية مع الزمن يعرف بـ "الإزاحة" drift ويحدث بناءً على الحقيقة أن زنبرك الجرافيمتر ليس مرناً عاماً ولكنه معرض لتغيير بطيء عبر الفترات الطويلة.

تابع 6- الإجراءات الحقلية في الجاذبية

قالتريقة المعتادة لتصحيح الإنحراف التدريجي هو تكرار القراءات عند محطة الأساس في فترات من 1-2 ساعة. من منحني الإنحراف نحصل على قراءة الأساس والتي نطرحها من قراءة المحطة لنحصل على فرق الجاذبية.



بما أن جميع قراءات الجرافيمتر ذات تدرّج عشوائي لذلك تكون المعايير ضرورية لكي نعبر عن هذه التدرّجات بالمليجال. الطريقة المعتادة لإختبار ثابت المعايير هي قراءة الجرافيمتر عند محطتين يكون فرق الجاذبية بينهما معروف بدقة من قياسات البندول.

بعد تصحيح الإنحراف التدرّجي، نحصل على فرق الجاذبية بين نقطة المشاهدة ومحطة الأساس بضرب القراءة في معامل المعايير للجرافيمتر. وبمعلومية الفرق في الجاذبية يمكن حساب الجاذبية المطلقة عند نقطة المشاهدة من الجاذبية عند محطة الأساس المعروفة.

(3) المسافة بين المحطات

يخطط لوضع محطات الجرافيمتر، كلما أمكن، في أركان مربع، طول الشبكة (S) تعتمد أساساً على العمق (H) للمعلومات الجيولوجية المطلوبة ($S \leq H$). في المسح الواسع، تتراوح S من بضع كيلومترات إلى عشرات الكيلومترات. أما في المدى الصغير تتراوح S من 10 إلى 100 متر. وبالنسبة لإستكشافات البترول يكون المدى حوالي 1 كيلومتر. نحاول أن نتجنب وضع المحطات بالقرب من الهياكل الطبوغرافية التي قد تؤثر بشكل كبير على قراءات الجرافيمتر.

(4) إنشاء محطة القاعدة

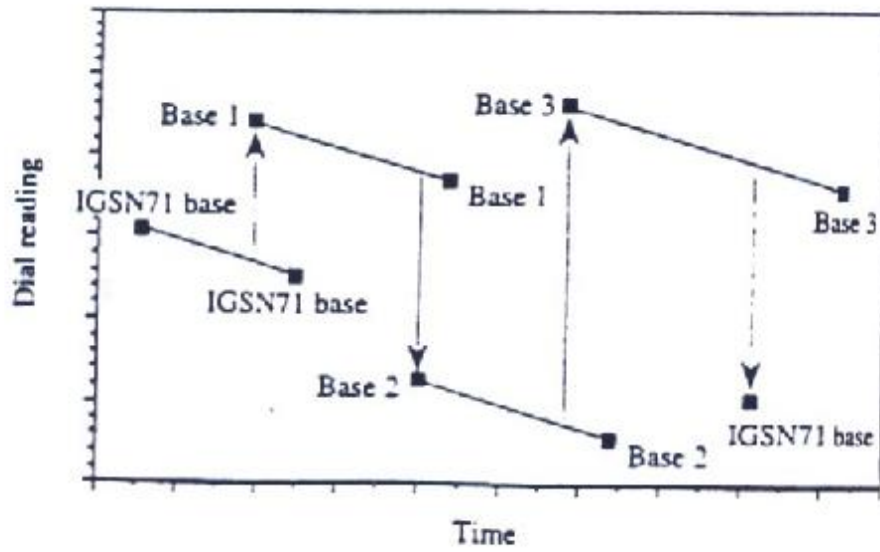
عادة من المفضل ربط قياسات الجاذبية بنوع ذو جاذبية مطلقة معروفة بدقة لذلك يجب أن نجد أقرب IGSN71 أو FGBS المحلية ثم ننسب القياسات إلى قيم IGSN71 أو FGBS بالرغم من أن ذلك ليس ضرورياً للمسح المحدودة المحلية لأن هذه المسح تبحث عن تغيرات الجاذبية. ولكن بالنسبة للأغراض البحثية، يفضل ربط المحطات بالـ IGSN71.

لعمل ذلك، نفترض معدل إنحراف تدريجي خطي والفترات الزمنية البينية قصيرة بحيث أن تغيرات المد والجزر تدخل في منحنيات الإنحراف التدريجي كتغيرات خطية. طريقة التكرار تبدأ عند محطة IGSN71 وبعد الحصول على قراءة هناك، تعتبر محطة القاعده - 1 ثم تتابع بالعودة إلى محطة IGSN.

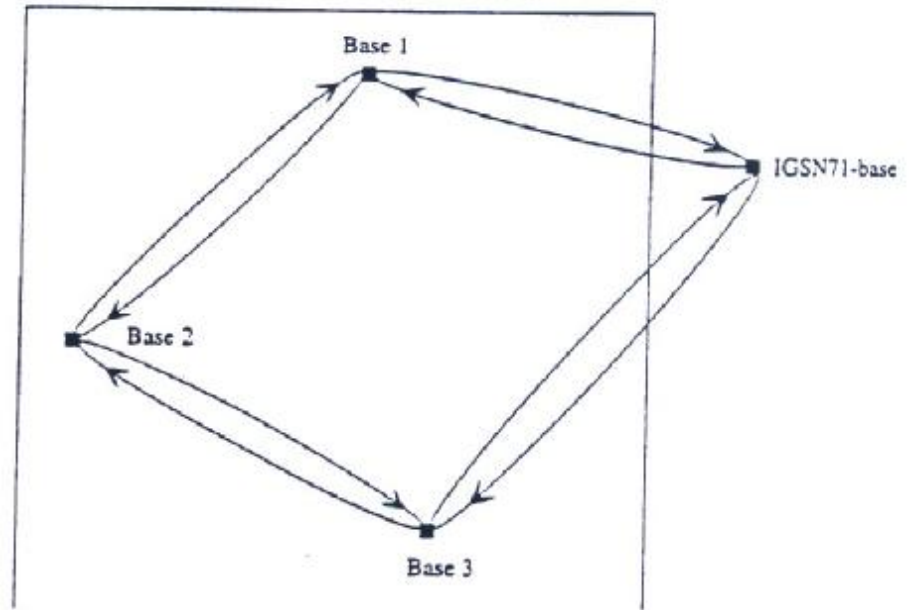
التسلسل يعطي فروق الجاذبية النسبية بين المحطتين بعد تصحيح الإنحراف التدريجي. وبما أن قيم الجاذبية المطلقة معروفة في محطة أـ IGSN71 إذن نعرف القيمة المطلقة للجاذبية في محطة القاعده -2. وهكذا نحدد قيمة الجاذبية المطلقة عند محطة القاعده -3. العملية النهائية تستخدم محطة القاعده -3 لمعرفة قيمة المحطة أـ IGSN71. نادراً ما تكون هذه القيمة مثل القيمة المنشأة أصلاً والفرق يعطي مؤشر لكمية الخطأ في قياسات محطة القاعده من 1 إلى 3.

تابع

6- الإجراءات الحقلية في الجاذبية



Drift curves resulting from the process illustrated in Figure



(5) تحديد الإرتفاعات

يجب معرفة إرتفاع المحطات في مدى من 25-30 سم لكي تحتفظ قيم شذوذ بوجير Bouguer بدقة أفضل من 0.1 ملليجال.

تبين الخرائط الطبوغرافية مواقع علامات المنصات (benchmarks) وهي نقط مقاسة الإرتفاع بدرجة عالية من الدقة. علامات المنصات هي أنبوب إسطواني من النحاس الأصفر مثبتة في خرسانة وتعتبر نقطة مرجعية للمسح المتنقلة. نقاط أخرى (تسمى نقط الإرتفاع) توضح على معظم الخرائط الطبوغرافية وهي نقط تم تحديد الإرتفاعات عندها. بالرغم من أن هذه النقط توضع في مواقع سهلة التعريف مثل تقاطع الطرق إلا أن النقطة نفسها لا تعرف في الحقل وبالتالي فهناك إحتمال خطأ كبير. حديثاً يستخدم النظام الجديد وهو نظام تحديد المواقع العالمي GPS ويستخدم مسح الـ GPS الأقمار الصناعية ليحقق تحكم أفقي ورأسي في مدى واحد سنتيمتر.

7- تصحيح بيانات الجاذبية الأرضية

تتأثر الأرض بقوى التجاذب من القمر والشمس وعلى ضوء ذلك يحصل لها تشوهات من فترة لأخرى. مما يترتب عليه تأثير قيم الجاذبية عند أى نقطة بهذه التشوهات. علاوة على ذلك تتغير قيمة الجاذبية من موقع لآخر. وتتغير القراءات أيضاً في نفس الموقع. وهذا الفرق يعرف بشذوذ الجاذبية وضروري تفسيره لمعرفة مكونات باطن الأرض. على ضوء هذه التغيرات تصحح قراءات الجاذبية الأرضية للعوامل التالية:



- Ø قوة جذب الأرض.
- Ø قوة الطرد المركزية (تكون أعلى ما يمكن عند خط الإستواء).
- Ø نصف قطر الأرض عند خط الإستواء أكبر منه عند الأقطاب.
- Ø شكل الكتل الأرضية وتغير طبوغرافية الأرض من موقع لآخر.
- Ø موقع جهاز الرصد من مستوي سطح البحر.
- Ø تغير كثافة الأجسام بين جهاز الرصد ومستوى سطح البحر.
- Ø الجذور الخفيفة الكثافة للقارات والجبال العالية.
- Ø الجذور العكسية العالية الكثافة للمحيطات.



بعد الإنتهاء من إجراء قياسات الجاذبية الأرضية، فإنه لمقارنة هذه القياسات مع قيم الجاذبية القياسية عند نقطة القياس يلزم اجراء بعض التصحيحات على قيم الجاذبية الأرضية المقاسة قبل استخدامها في الأغراض العلمية البحثية والاقتصادية المختلفة. وتجرى هذه التصحيحات للوصول بقيم الجاذبية الارضية المقاسة الى الدقة المطلوبة لهذه الدراسات. وتهدف هذه التصحيحات اولا الى التخلص من عدد من الظواهر المؤثرة في دقة القياسات. وثانيا نسبة القياسات الى مستوى معين من سطح الارض يؤخذ كمرجع عام لتلك النوعية من القياسات. وتشمل ما يلي :



أولاً تصحيحات لانحراف الأجزاء المرنة بأجهزة القياسات وكذلك تأثير المد والجزر وهى ما يلزم اجراؤها قبل ارجاع قيمة الجاذبية الارضية الى المستوى المرجعي الثابت.

ثانياً تصحيحات تساعد في حساب قيم الجاذبية الارضية وارجاع قيمها الى مستوى ثابت تم اختياره لهذا الغرض (تصحيح خط العرض - الهواء الحر - بوجبير - التضاريس).

(1) تصحيح خط العرض

يعمل هذا التصحيح لإزالة زيادة الجاذبية من خط الإستواء إلى الأقطاب. تتغير الجاذبية مع خط العرض بسبب الشكل الإهليجي للأرض وبسبب السرعة الزاوية لأى نقطة على سطح الأرض تصل الحد الأعلى عند خط الإستواء وتصل إلى الصفر عند الأقطاب.



وكما سبق ذكره أن هناك زيادة قدرها 21 كم في نصف القطر الإستوائي عنه عند الأقطاب وبالتالي نجد أن النقاط بالقرب من خط الإستواء أبعد من مركز الأرض عنها عند الأقطاب مسببة زيادة في الجاذبية من خط الإستواء باتجاه الأقطاب. والكتل الأرضية تحت المناطق الإستوائية أكبر منها تحت المناطق القطبية.

وعلى ضوء ذلك نجد أن تصحيح خط العرض = $\sin 2\theta \cdot 0.812$ ملايين/كم. هذا التصحيح يطرح أو يجمع لفرق الجاذبية المقاسة إعتماذاً على موقع خط عرض المحطة من محطة القاعدة. (يجمع التصحيح إذا كانت المحطة شمال محطة القاعدة ويطرح إذا كانت المحطة جنوب محطة القاعدة).

$$\delta g_L = - 8.108 \sin 2 \phi \quad \text{g.u. per km N}$$

(2) تصحيح الهواء الحر

لمقارنة قيم عجلة الجاذبية الأرضية المقاسة على سطح الأرض مع قيم عجلة الجاذبية القياسية اختير سطح الجيويدي كأفضل مستوى يمثل درجة تقرب عالية لشكل الأرض. والجيويدي تعني شبيه الأرض أو المماثل لشكل الأرض.

ولإجراء المقارنة بين قيم الجاذبية الأرضية المقاسة وقيم الجاذبية الأرضية القياسية عند سطح الجيويدي (متوسط سطح البحر) حيث يجري تصحيح القياسات تبعاً لقيم هذه الارتفاعات.

ويهدف تصحيح الهواء الحر على العودة بقيم الجاذبية الأرضية، التي قلت قيمتها مع زيادة الارتفاعات، على قيمتها الحقيقية. وتؤخذ فقط قيمة الارتفاع (ع) في الاعتبار عند إجراء هذا التصحيح. وتضاف قيمة هذا التصحيح إلى القيمة المقاسة قبل مقارنتها مع القيمة القياسية لعجلة الجاذبية الأرضية.

وقد أخذ في الاعتبار لحساب قيمة هذا التصحيح كروية الأرض وتجانسها ووجد ان قيمة الجاذبية الارضية تقل بمقدار 0.3086 ميليجال/م. أى انه يلزم اضافة تصحيح قدره 0.3086 ع ميليجال لقيمة عجلة الجاذبية الارضية المقاسة، حيث ع هي قيمة الارتفاع عن متوسط سطح البحر مقدرة بالمتر.

يضاف تصحيح الهواء الحر إلى الجاذبية المقاسة إذا كان موقع المحطة فوق مستوى سطح البحر (أو السطح المرجعي أو محطة القاعدة) وتطرح إذا كان العكس.

ويتغير تصحيح الهواء الحر قليلا مع تغير خط العرض من القيمة 0.3086 ملليجال/م عند خط الإستواء إلى 0.3088 ملليجال/م عند القطبين.

بعد اجراء تصحيح الهواء الحر يمكن حساب ما يسمى بشاذات الفراغ بطرح قيمة عجلة الجاذبية النظرية من قيمة عجلة الجاذبية الأرضية المقاسة بعد التصحيح. كما يمكن انشاء خرائط تسمى خرائط الهواء الحر. وتستخدم هذه الخرائط في بعض الدراسات والبحوث الخاصة بدراسة باطن الارض.

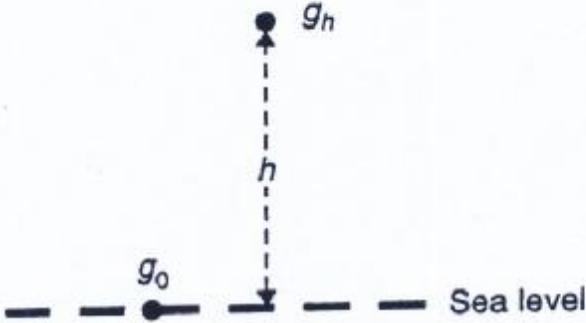
تابع 7- تصحيح بيانات الجاذبية الأرضية

تصحيح الهواء الحر

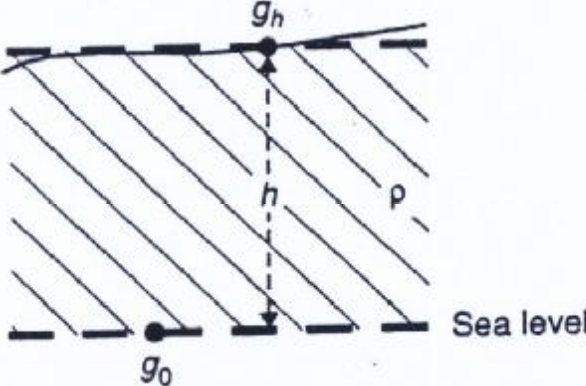
تصحيح بوجير

تصحيح بوجير لقياسات تحت الأرض

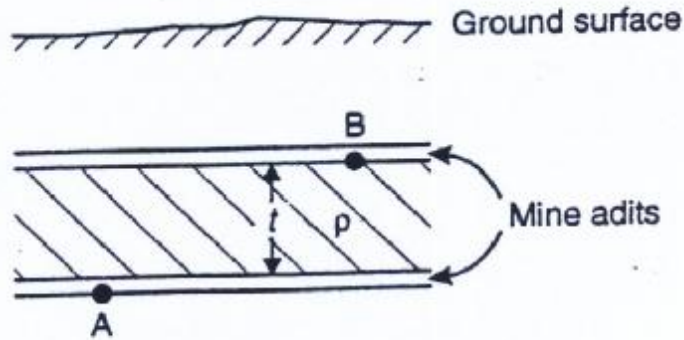
(A)



(B)



(C)



اشتقاق تصحيح
الهواء الحر

Taking the Earth to be a sphere (rather than an oblate spheroid) with its mass concentrated at its centre of mass, then the value of gravity at sea level is:

$$g_0 = GM/R^2.$$

The value of gravity at a station at an elevation of h metres above sea level is:

$$g_h = GM/(R + h)^2 = \frac{GM}{R^2} \left(\frac{1 - 2h}{R} \dots \right).$$

The difference in gravity between sea level and at h metres is the free-air correction:

$$\delta g_F = g_0 - g_h = \frac{2g_0 h}{R}.$$

With $g_0 = 9\,817\,855$ g.u., $R = 6\,371\,000$ M, and with h in metres,

$$\delta g_F = 3.082h \text{ g.u.}$$

Taking into account that the Earth is an oblate spheroid, rather than a sphere, the normally accepted value of the free-air correction is:

$$\delta g_F = 3.086h \text{ g.u.}$$

(3) تصحيح البوجير

يهدف تصحيح البوجير الى العودة بقيمة الجاذبية الأرضية المقاسة الى قيمتها الحقيقية آخذًا في الاعتبار جذب المادة الصخرية بين محطة القياس و سطح الجيويد (متوسط سطح البحر) بالإضافة الى تأثير الارتفاع نفسه. وقد سمي هذا التصحيح بتصحيح بوجير نسبة الى العالم الرياضي الفرنسي بيير بوجير (1698-1758) الذي حاول تعيين شكل الارض. وتطرح قيمة التصحيح الى القيمة المقاسة في حالة انخفاض محطة القياس عن سطح الجيويد. فهذا تصحيح تمثل قيم سالبة فوق المناطق الجبلية وقيم موجبة في قيعان البحر عكس تصحيح الهواء الحر.

بعد اجراء تصحيحات البوجير يمكن حساب ما يسمى شاذات البوجير بطرح قيمة عجلة الجاذبية العيارية من قيمة عجلة الجاذبية الارضية المقاسة بعد اجراء كل من تصحيحي الفراغ والبوجير. كما يمكن انشاء خرائط تسمى خرائط البوجير.

وتستخدم هذه الخرائط في اغراض دراسات وبحوث وتطبيقات علم الجاذبية الأرضية.

Bouguer correction (δg_B) = $2\pi G\rho h = \beta\rho h$ (g.u.), where:

$$\beta = 2\pi G = 0.4192 \text{ g.u. m}^2 \text{ Mg}^{-1}$$

$$G = 6.67 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ Mg}^{-1} \text{ s}^{-2}.$$

اشتقاق تصحيح
بوجير

Density (ρ) is in Mg m^{-3} and height (h) is in metres.

For marine surveys, the Bouguer correction is given by:

$$\delta g_B = \beta(\rho_r - \rho_w)h_w \text{ (g.u.)}.$$

where ρ_r and ρ_w are the densities of rock and sea water respectively, and h_w is the water depth in metres.

Elevation correction (δg_E) = (Free-air – Bouguer) corrections:

$$\delta g_E = \delta g_F - \delta g_B.$$

Substituting in the terms $\delta g_F = 3.086h$ and $\delta g_B = 0.4192\rho h$:

$$\delta g_E = (3.086 - 0.4192\rho)h \text{ (g.u.)}$$

where ρ is the average rock density in Mg/m^3 .

اشتقاق تصحيح الارتفاع

(4) تصحيح التضاريس

تابع 7- تصحيح بيانات الجاذبية الأرضية

لإجراء قياسات دقيقة لعجلة الجاذبية الأرضية، ينبغي وضع تصحيح قيمة عجلة الجاذبية أرضية المقاسة بالنسبة لطبوغرافية المنطقة المحيطة في الاعتبار. ويسمى ذلك تصحيح التضاريس.

وتستلزم الضرورة إجراء هذا التصحيح للوصول بقياسات عجلة الجاذبية الأرضية إلى دقة عالية تتطلبها بعض الدراسات. وتأتي أهمية هذا التصحيح نظرا لأن قيمة تصحيح البوجير تكون عالية نسبيا في حالة قرب محطات قياس الجاذبية الأرضية من الوديان، نظرا لاشتغال تصحيح البوجير على جذب المادة الصخرية. وحيث أن المادة الصخرية غير موجودة، فإنه يلزم إضافة تصحيح التضاريس لإلغاء جذب المادة الصخرية. أيضا في محطات القياس القريبة من الجبال تكون قيمة الجاذبية الأرضية المقاسة أصغر من قيمتها الحقيقية، وبالتالي فإنه يلزم إضافة تصحيح التضاريس للحصول على القيمة الصحيحة.

ويجرى حساب تصحيح التضاريس باستخدام تنظيم خاص يمكن من حساب متوسطات الارتفاعات من الخرائط الطبوغرافية واستخدام معادلات خاصة. ويضاف تصحيح التضاريس لقيمة تصحيح البوجير. ويتم انشاء خرائط البوجير بعد اجراء هذه التصحيحات.

Terrain correction due to a square prism of side length D :

$$\delta g_{\text{prism}(i,j)} = G\rho D(1 - \cos \alpha)K(i, j)$$

where $K(i, j)$ is the matrix of prism coordinates within the grid.

(5) تصحيح EOTVOS

عندما يثبت جهاز قياس الجاذبية على ظهر سفينة أو هليكوبتر يتأثر تسارع الجاذبية التي تقاس بالمركبة الرأسية للتسارع **Coriolis** الذي هو دالة في السرعة وإتجاه حركة المركبة ولمعادلة ذلك، تضبط بيانات الجاذبية بتطبيق تصحيح **Eotvos** والتي سميت على إسم مخترعها الفيزيائي **Von Eotvos** الذي وصف تأثيرها في نهاية الثمانينات.

توجد مركبتين لهذا التصحيح، الأولى تسارع طرد المركزي تعمل للخارج مصاحبة لحركة العربة أثناء سفرها فوق السطح المنحني للأرض والثانية هي التغيير في تسارع الطرد المركزي الناتج عن حركة العربة بالنسبة لحركة دوران الأرض حول محورها. في الحالة الثانية، الجسم الثابت على سطح الأرض يسير بسرعة سطح الأرض عند هذه النقطة ويدور حول محور دورانها في إتجاه شرق-غرب.

إذا إنتقل هذا الجسم تقل سرعته في إتجاه الشرق (X) وتزيد سرعته بالنسبة للسرعة الدورانية بنفس القيمة. وبالعكس إذا إنتقل بسرعة (Y) في إتجاه الغرب تقل سرعته النسبية بنفس القيمة وبالتالي أى نقل لجهاز قياس الجاذبية والتي لها مركبة في الإتجاه شرق-غرب يكون له تأثير كبير على قياس الجاذبية.

بالنسبة لأجهزة قياس الجاذبية المنقولة على السفن يكون تصحيح Eotvos في حدود 350 .g.u. أما بالنسبة لقياس الجاذبية المنقولة جواً، حيث تزيد السرعة عن 90 km/h (حوالي 50 knots) قد يصل تصحيح Eotvos إلى 4000 .g.u.

The Eötvös correction is given by:

$$\delta g_{EC} = 75.08 V \cos \phi \sin \alpha + 0.0416 V^2 \text{ (g.u.)}$$

OR

$$\delta g_{EC} = 40.40 V' \cos \phi \sin \alpha + 0.01211 V'^2 \text{ (g.u.)}$$

where ϕ is the degree of geographic latitude, α is the azimuth in degrees, and V and V' are the speeds of the vehicle in knots and kilometres per hour respectively.

The error in the Eötvös correction $[d(\delta g_{EC})]$ in g.u. due to errors in speed (dV) and azimuth ($d\alpha$) is:

$$d(\delta g_{EC}) = (0.705 V' \cos \phi \cos \alpha) d\alpha \\ + (40.40 \cos \phi \sin \alpha + 0.02422 V') dV'$$

8- حفظ التوازن (إيزوستاسي) Isostasy

قال تعالى " ألم نجعل الأرض مهاداً (6) والجبال أوتاداً (7) النبأ. تشير الآية إلى أن الجبال أوتاد للأرض. ومن المعروف أن جزء بسيط من الوتد ظاهر على السطح والجزء الآخر معظمه تحت السطح. لقد أثبتت الدراسات العلمية الحديثة أن للجبال جذوراً ممتدة داخل المنطقة العالية الكثافة لضمان ثباتها وإستقرارها.

وقد أصبحت نظريتي أيري وبرات (1855م) حقيقة ملموسة مع تقدم المعرفة بتركيب الأرض الداخلي عن طريق إنعكاس وإنكسار الموجات الزلزالية. فقد أصبح معلوماً أن للجبال جذوراً مغروسة في الأعماق قد تصل إلى 8 مرات من إرتفاعها فوق سطح الأرض أو 5 مرات بالنسبة للمحيطات أو البحار.

وقال تعالى " وألقى في الأرض رواسي أن تميد بكم " لقمان 10 وقال تعالى: " وجعلنا في الأرض رواسي أن تميد بهم " الأنبياء 31. وكما تُثبتُ السفن بمراسيها التي تغوص في الماء، كذلك تُثبتُ قشرة الأرض بمراسيها الجبلية التي تميد جذورها في طبقة لزجة نصف سائلة تطفو عليها القشرة الأرضية.

عندما خلق الله القارات بدأت في شكل قشرة صلبة رقيقة تطفو على مادة الصهير الصخري فأخذت تميد وتضطرب فخلق الله الجبال البركانية التي كانت تخرج من تحت تلك القشرة فترمي بالصخور خارج سطح الأرض ثم تعود فتجذبه إلى الأرض وتتراكم بعضها فوق بعض مكونة الجبال وتضغط بأثقالها المترامية على الطبقة اللزجة فتغرس فيها جذراً من مادة الجبل. الذي يكون سبباً لثبات القشرة الأرضية وإتزانها.

حساب عمق التعويض

من المتعارف عليه أن قيم الجاذبية المحسوبة عند أي محطة تتأثر
بـ :

Ø قوة جذب الكتل الجبلية.

Ø كثافة الكتل الجبلية.

وتزداد كثافة الكتل الجبلية تحت المحيطات والمكونة في الغالب من
صخور بازلتية عنها تحت القارات والمكونة في الغالب من صخور
جرانيتية.

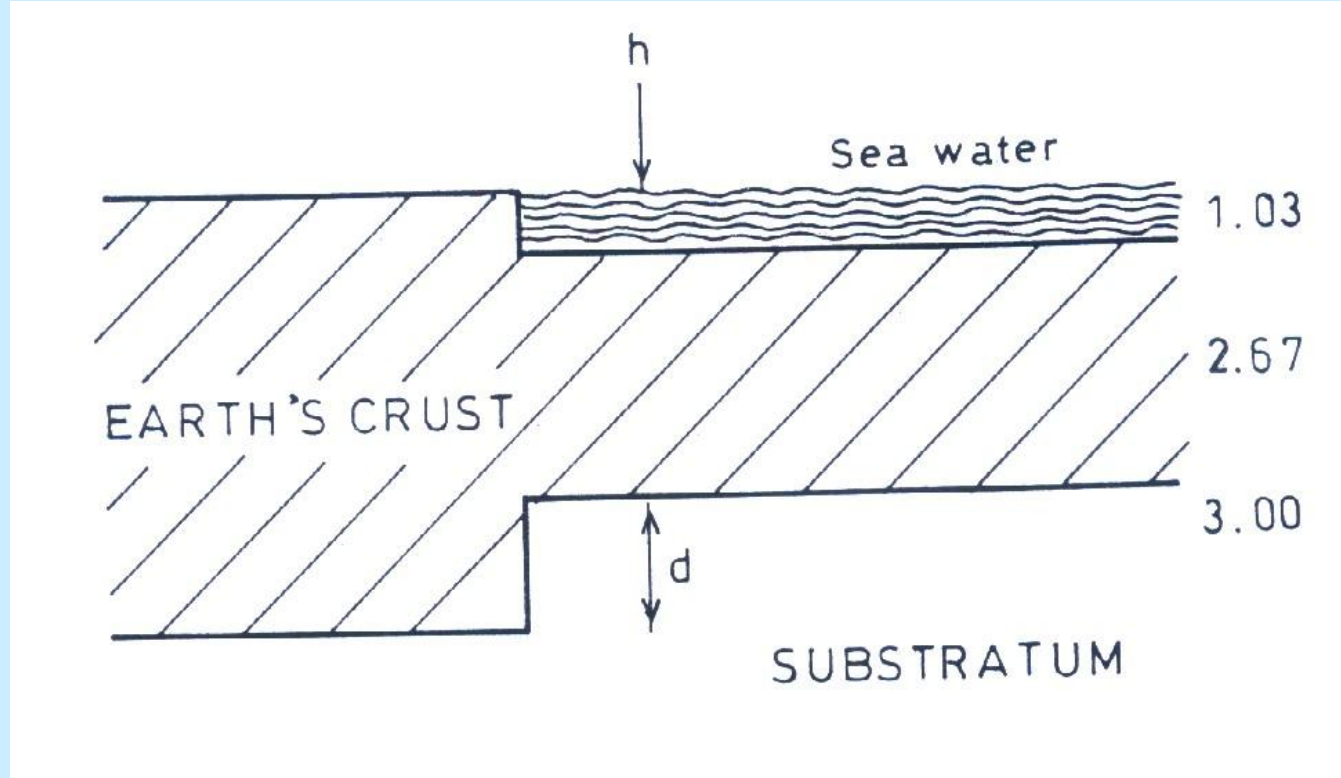
8- الضبط المتوازن (إيزوستاسي) Isostasy

تابع

ويفترض التصحيح المتوازن أن الكتل الأرضية متوازنة وثابتة رغم التغيرات البارزة في بعضها كالجبال والأعماق مثل المحيطات ولكن هناك وعلى عمق 100-115 كم تقريباً تحت سطح الأرض يوجد المستوى الذي تتوازن فيه كل التأثيرات رغم اختلاف كثافة المكونات فوق هذا المستوى حتى سطح الأرض وأطلق عليه عمق التعادل (Depth of compensation (d) فعلى سبيل المثال لو افترضنا أن صخور القشرة الأرضية كثافتها $2.67 \text{ (جم/سم}^3\text{)}$ تطفو على مواد أكثر كثافة $3 \text{ (جم/سم}^3\text{)}$ f^1 كما هو موضح بالشكل. وإرتفاع الجبال فوق سطح الأرض (h) نجد أن العمق الذي تتوازن عنده الكتل تحت القارات يعادل تقريباً 8 أضعاف إرتفاع الجبال فوق سطح الأرض.

8- الضغط المتوازن (إيزوستاسي) Isostasy

تابع



$$D = 2.67 / (3.0 - 2.67) \approx 8 h$$

أما بالنسبة لحساب عمق التعادل تحت المحيطات فنجد أن كثافة مياه البحار 1.03 جم/سم³ وفرق الكثافة بين مياه البحار وصخور القشرة تحسب على النحو التالي كما في الشكل أعلاه

8- الضغط المتوازن (إيزوستاسي) Isostasy

تابع

$$D = (2.67 - 1.03) / (3.0 - 2.67) \simeq 5 h$$

نستنتج من ذلك أن عمق التعويض تحت المحيطات 5h بينما تحت القارات 8h.

فلو كان معدل عمق المحيطات في العالم 4كم تقريباً فإن هذا يعني أن سمك القشرة المحيطية يجب أن تكون أقل سماكة من القشرة القارية بمقدار 20كم على الأقل.

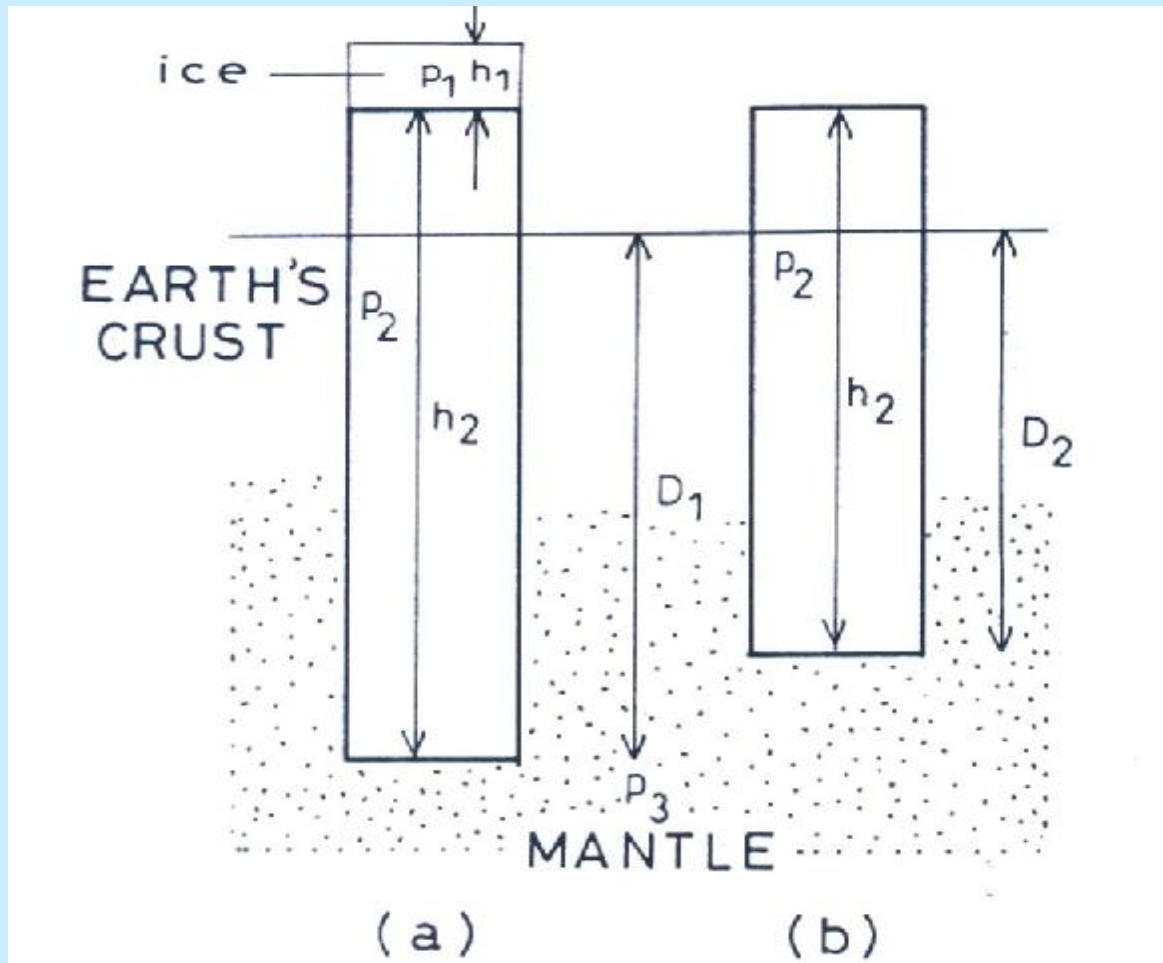
ولو إفترضنا أن قشرة الأرض في وضع متوازن في الحالتين الموضحتين في الشكل المرفق الأولى وجود كتل جليدية والأخرى بدون كتل جليدية فإننا نجد أن:

في الحالة الأولى : وجود كتلة جليدية

$$\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2 = \rho_3 D_1 \quad (1)$$

في الحالة الثانية : بدون كتلة جليدية

$$\rho_2 h_2 = \rho_3 D_2 \quad (2)$$



ب طرح المعادلة (2) من المعادلة (1) نجد أن

$$\rho_1 h_1 = \rho_3 (D_1 - D_2)$$

وبالتالي فإن سمك الكتل الجليدية

$$h_1 = \rho_3 (D_1 - D_2) / \rho_1$$

($D_1 - D_2$) تمثل كمية رفع الأرض.

يتضح مما سبق ذكره أهمية تصحيح الجاذبية للضغط المتوازن لحساب الشكل والحجم الحقيقي للأرض.

وهناك عدة نظريات طبقت في جبال الهمالايا عام 1855م. لضبط وتصحيح الجاذبية وأهمها:

(1) نظرية برات (1855) Prat

يفترض برات أنه كلما أزداد إرتفاع الجبال فوق سطح الأرض قلت كثافتها بسبب إرتفاع درجة الحرارة في باطن الأرض. ونظرًا لإختلاف الكثافة تنشأ الكتل الجبلية وعند عمق معين، والمعروف بعمق التوازن، تتوازن الكثافات والضغط.

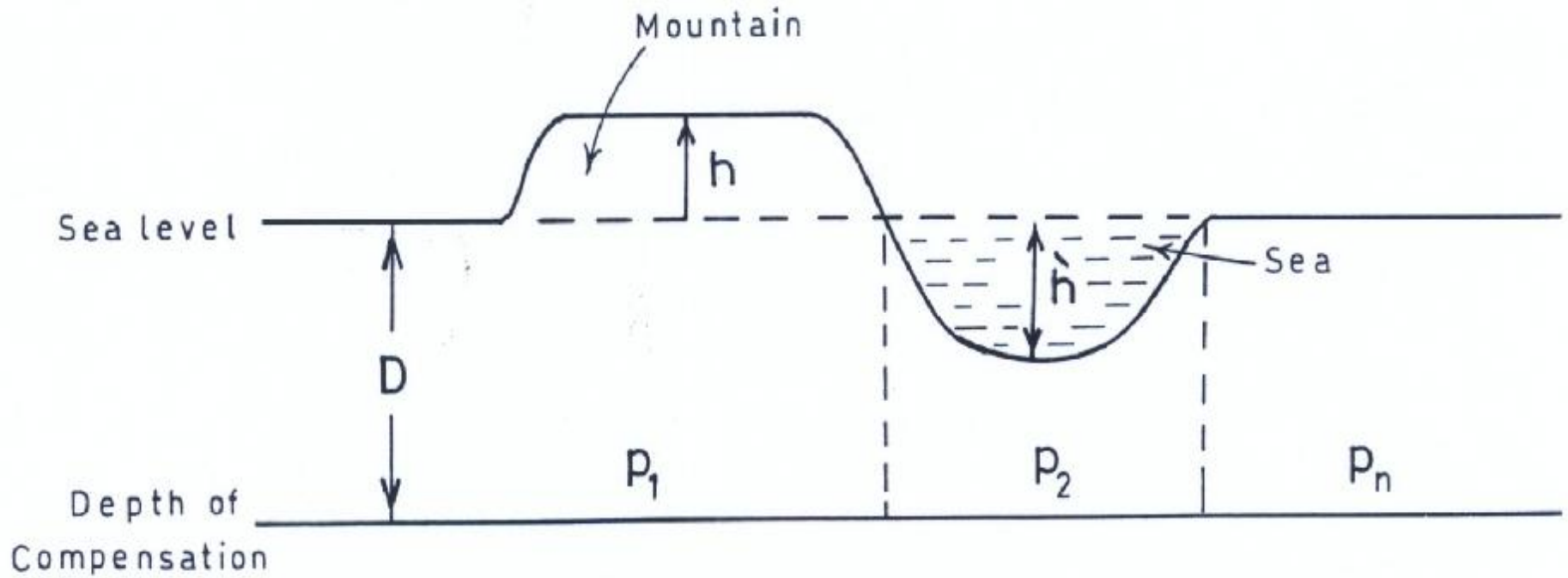
وعلى ضوء هذه النظرية نجد أن كثافة الكتل الأرضية تساوي 2.67 جم/سم³ تحت الجبال و كثافة الكتل تحت المحيطات 3 جم/سم³ وكثافة البحار 1.03 جم/سم³ وإرتفاع الجبال فوق مستوى سطح البحر h وعمق البحار h` نجد أن :

$$h (2.67) = D (3 - 2.67)$$

ويمكن حساب عمق التعادل تحت المحيطات حسب نظرية Prat :

Isostasy (إيزوستاسي) -8 - الضبط المتوازن (تابع)

$$h' (2.67 - 1.03) = (3 - 2.67) D$$



(2) نظرية إيرى هسكانين (1855) Airy's

تفترض هذه النظرية أنه كلما كان إرتفاع الجبال عاليًا كلما كان عمق الجذور كبيرًا. وكذلك فإن المناطق الجبلية البارزة لها جذور إلى الداخل في شكل بروز الجبل والبحار لها جذور إلى أعلى في شكل عمق البحار.

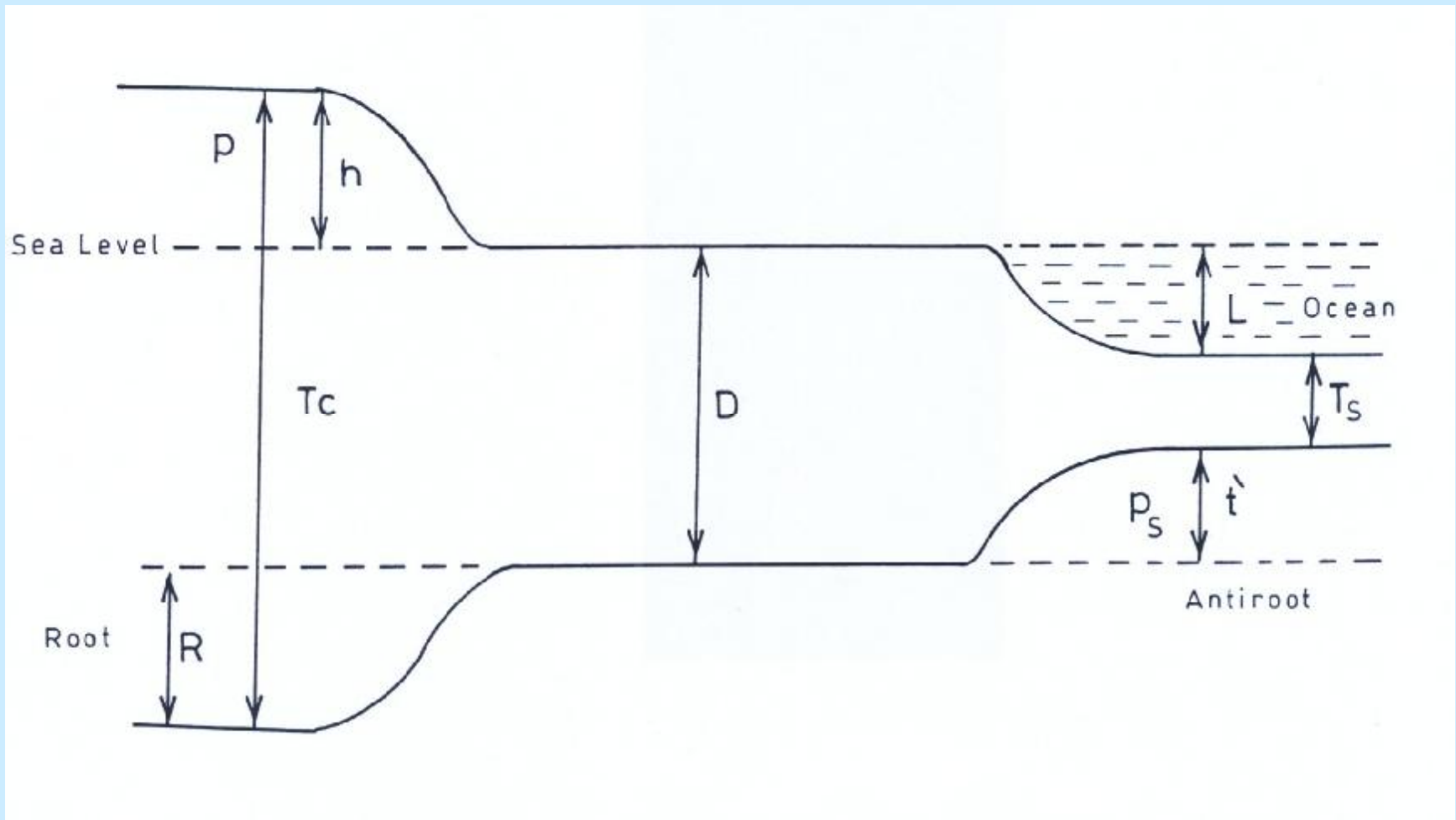
وبتطبيق نظرية Airy في المناطق الجبلية نجد أن:

$$\rho h = (\rho_s - \rho) R$$

حيث تمثل ρ كثافة صخور القشرة و ρ_s كثافة الصخور البازلتية الأكثر كثافة والتي تقع تحت المحيطات و R سمك الجذور تحت الجبال و h إرتفاع الجبال. وفي حالة المحيطات تصبح المعادلة على النحو التالي:

Isostasy (إيزوستاسي) -8

تابع



8- الضبط المتوازن (إيزوستاسي) Isostasy

تابع

$$(\rho - 1.03) h = (\rho_s - \rho) t`$$

حيث $t`$ تمثل سمك جذور المياه

ولحساب عمق التعادل في المناطق الجبلية T_C

$$T_C = h + D + R$$

وعمق التعادل في المناطق البحرية T_S

$$T_S = D - t` - L$$

حيث L عمق المحيط

9- التفسير النوعي والكمي لمعطيات الجاذبية

يهدف التفسير الجيولوجي لشاذات الجاذبية الأرضية الى التعرف على سمك وعمق وكثافة التراكيب الجيولوجية المحدثة لهذه الشاذات بالإضافة الى الوحدات التركيبية (التكتونية) السائدة. وينقسم التفسير الجيولوجي لشاذات الجاذبية الأرضية الى تفسير وصفي وتفسير كمي. ويقوم التفسير الوصفي لشاذات الجاذبية الأرضية على وصف الشاذات ومدلولاتها الجيولوجية من حيث:

Ø هيئة وشكل الشاذات وامتدادها الاقليمي والمحلي والتراكيب الجيولوجية المحتملة تمثيلها لها.

Ø تغير قيم شاذات الجاذبية الأرضية والتراكيب الجيولوجية المحتمل وجودها.

9- التفسير النوعي والكمي لمعطيات الجاذبية

تابع

أما التفسير الكمي لشاذات الجاذبية الأرضية فيقوم على تحديد وتعيين نوعية التراكيب الجيولوجية المحدثة لهذه الشاذات من الفوالق واحواض الترسيب .. وخلافه. ولإجراء هذا النوع من التفسير يجب ان يوضع في الاعتبار عنصران مهمان يتميز بهما مجال الجاذبية الأرضية وهما:

✓ مجال الجاذبية الأرضية عند نقطة، محصلة لجميع التراكيب تحت السطحية والتي تؤثر في هذا المجال والتي يتم رصدها بأجهزة قياس الجاذبية الأرضية.

✓ لا يوجد حل أوحده يمكن الحصول عليه من تغير شاذات الجاذبية الأرضية.

9- التفسير النوعي والكمي لمعطيات الجاذبية

تابع

تعرف شاذة الجاذبية Gravity Anomaly في الدراسات الجيوديسية بأنه الفرق بين قيم الجاذبية المقاسة عند محطة ما و قيمة الجاذبية النظرية حسب المعادلة الدولية عند خط إرتفاع تلك النقطة. وعلى ضوء الهدف من الدراسة هناك نوعان من شاذة الجاذبية :-

1- شاذة الهواء الحر Free Air Anomaly

شاذة الهواء الحر = قيمة الجاذبية المحسوبة - الجاذبية النظرية + تصحيح الهواء الحر.

2- شاذة بوجير Bouguer Anomaly

شاذة بوجير = قيمة الجاذبية المحسوبة - الجاذبية النظرية + تصحيح الهواء الحر - تصحيح بوجير + تصحيح التضاريس.

9- التفسير النوعي والكمي لمعطيات الجاذبية

تابع

عموماً شاذة الهواء الحر أصغر من شاذة بوجير. وشاذة بوجير على اليابسة في معظم الأحيان تكون قيمها سالبة وفي المحيطات تكون موجبة. شاذة الهواء الحر تعطي معلومات جيدة عن الجاذبية الفعلية على سطح الأرض، بينما تعطي شاذة بوجير معلومات عن الكتل تحت سطحية.

The Bouguer anomaly (Δg_B) is the difference between the observed value (g_{obs}), duly corrected, and a value at a given base station (g_{base}), such that:

$$\Delta g_B = g_{obs} + \Sigma(\text{corr}) - g_{base}$$

with

$$\Sigma(\text{corr}) = \delta g_L + (\delta g_F - \delta g_B) + \delta g_{TC} \pm \delta g_{EC} \pm \delta g_{IC} - \delta g_D$$

where the suffices refer to the following corrections:

L = latitude; F = free-air; B = Bouguer;

TC = terrain correction; EC = Eötvös correction;

IC = isostatic correction; and D = drift (including Earth tides).

9- التفسير النوعي والكمي لمعطيات الجاذبية

تابع

وللحصول على نتائج مرضية من تفسير شاذات الجاذبية الارضية فانه يلزم فصل مجال الجاذبية الارضية الى مجال اقليمي (Regional) يمثل التراكيب الجيولوجية العميقة والتي لها امتداد اقليمي، ومجال محلي Residual أو Local يمثل التراكيب الجيولوجية ذات الامتداد المحلي والتي تتواجد غالبا بالطبقات الرسوبية للقشرة الارضية. وتستخدم لفصل مجال الجاذبية الارضية طرق مختلفة (يعتمد بعض منها على تسوية خطوط الكنتور) على خرائط أو قطاعات الجاذبية، ويعتمد البعض الآخر على طرق رياضية واحصائية. ويلزم الاشارة هنا الى ان مجالات الجاذبية الارضية المفصولة تختلف وتتباين تبعا للطريقة المستخدمة واختلاف الفروض والمعطيات. ويجرى تحليل كل من المجالين الاقليمي والمحلي على حدة لدراسة التراكيب الجيولوجية الاقليمية والمحلية على الترتيب.

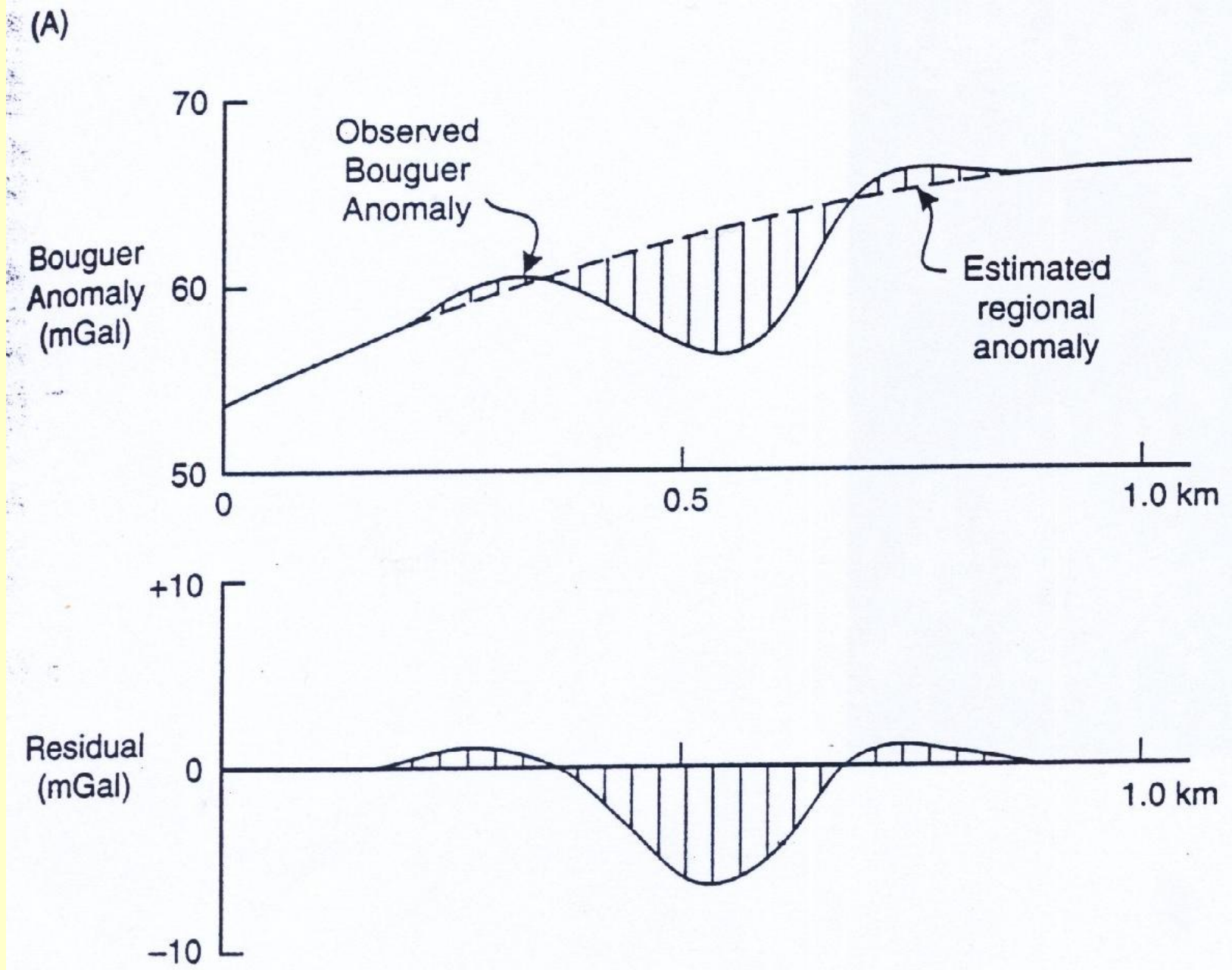
9- التفسير النوعي والكمي لمعطيات الجاذبية

تابع

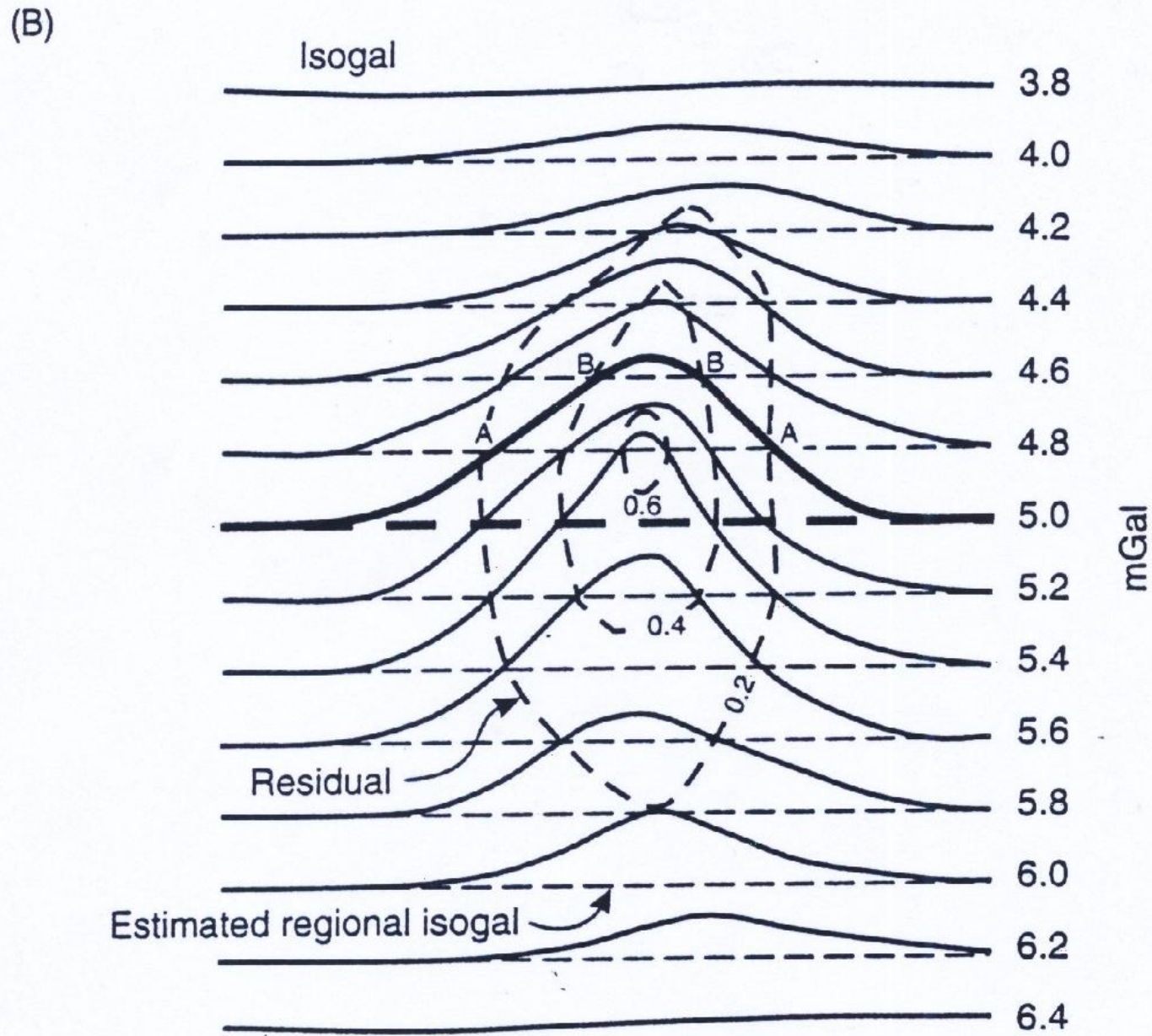
أيضا يجب الاستعانة بكل البيانات الجيولوجية والجيوفيزيائية المتاحة للحصول من تفسير شاذات الجاذبية الأرضية على نتائج تمثل بدرجة من الدقة التراكيب الجيولوجية المحدثة لهذا المجال.

وينقسم التفسير الكمي لمجال الجاذبية الأرضية الى قسمين: الأول منها يشتمل على تطبيق عدد من طرق التحليل لشاذات الجاذبية الأرضية مع البيانات الجيولوجية والجيوفيزيائية المتاحة للحصول منها على عمق وسمك وامتداد التراكيب الجيولوجية تحت السطحية، ويسمى ذلك بالتفسير المباشر لشاذات الجاذبية الأرضية. أما القسم الثاني فيقوم على مقارنة شاذات الجاذبية الأرضية المحسوبة لعدد من الأشكال المنتظمة او غير المنتظمة والتي يمكنها ان تمثل التراكيب الجيولوجية المحتمل تواجدتها تحت السطح، مع شاذات الجاذبية الأرضية المقاسة، ويسمى ذلك بالتفسير غير المباشر لشاذات الجاذبية الأرضية.

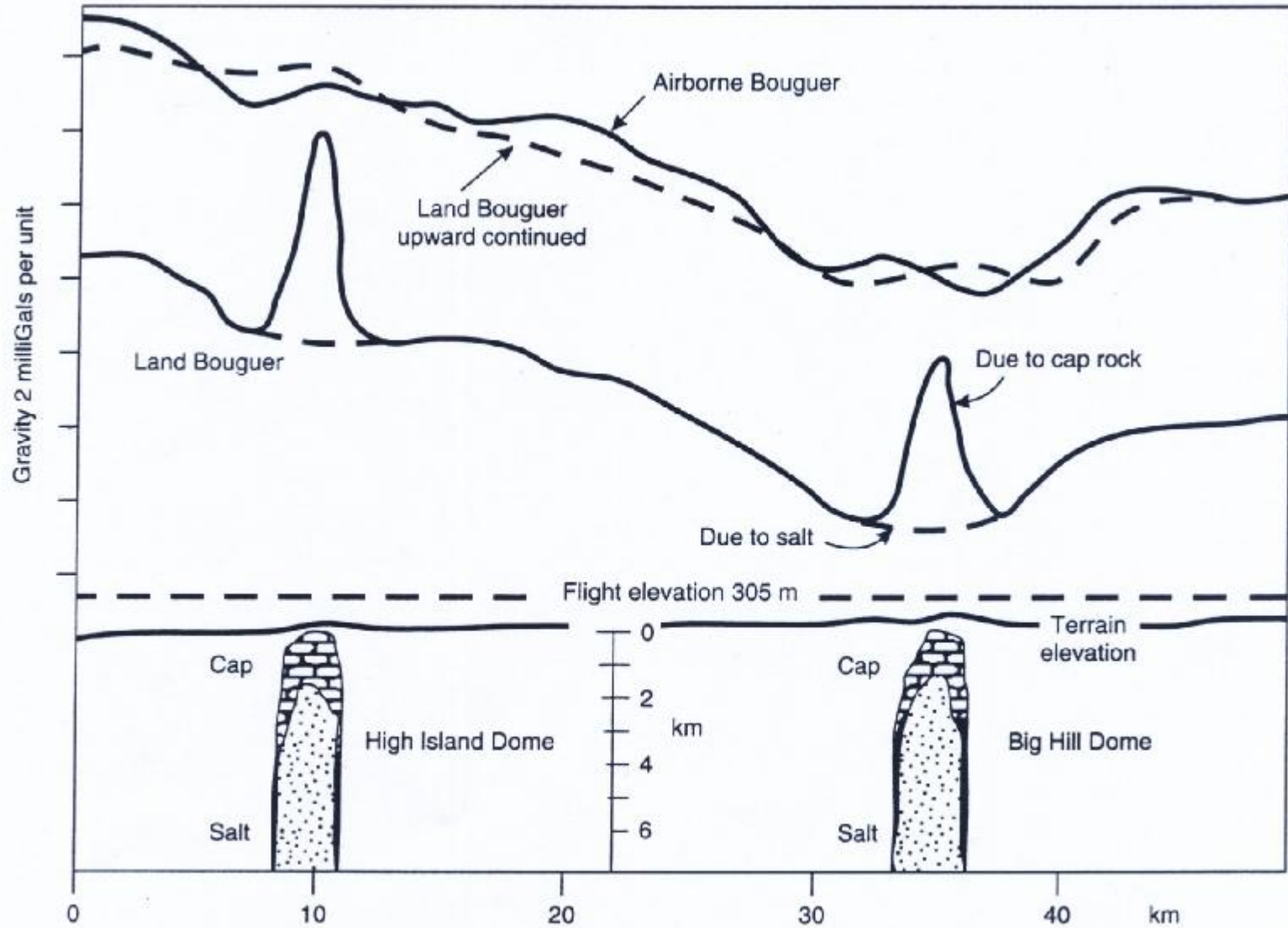
9- التفسير النوعي والكمي لمعطيات الجاذبية تابع



9- التفسير النوعي والكمي لمعطيات الجاذبية تابع



9- التفسير النوعي والكمي لمعطيات الجاذبية تابع



٩- التفسير النوعي والكمي لمعطيات الجائبة

تابع

المجال الاقليمي (Regional) الذي يمثل التراكيب الجيولوجية والمجال المحلي Residual أو Local الذي يمثل التراكيب الجيولوجية في الصخور الرسوبية.

خارطة شاذة بوجير لمنطقة الأمار- بيشه.
المسافة الكنتورية 5مليجال والدوائر الصغيرة
ترمز إلى مواقع محطات الجاذبية

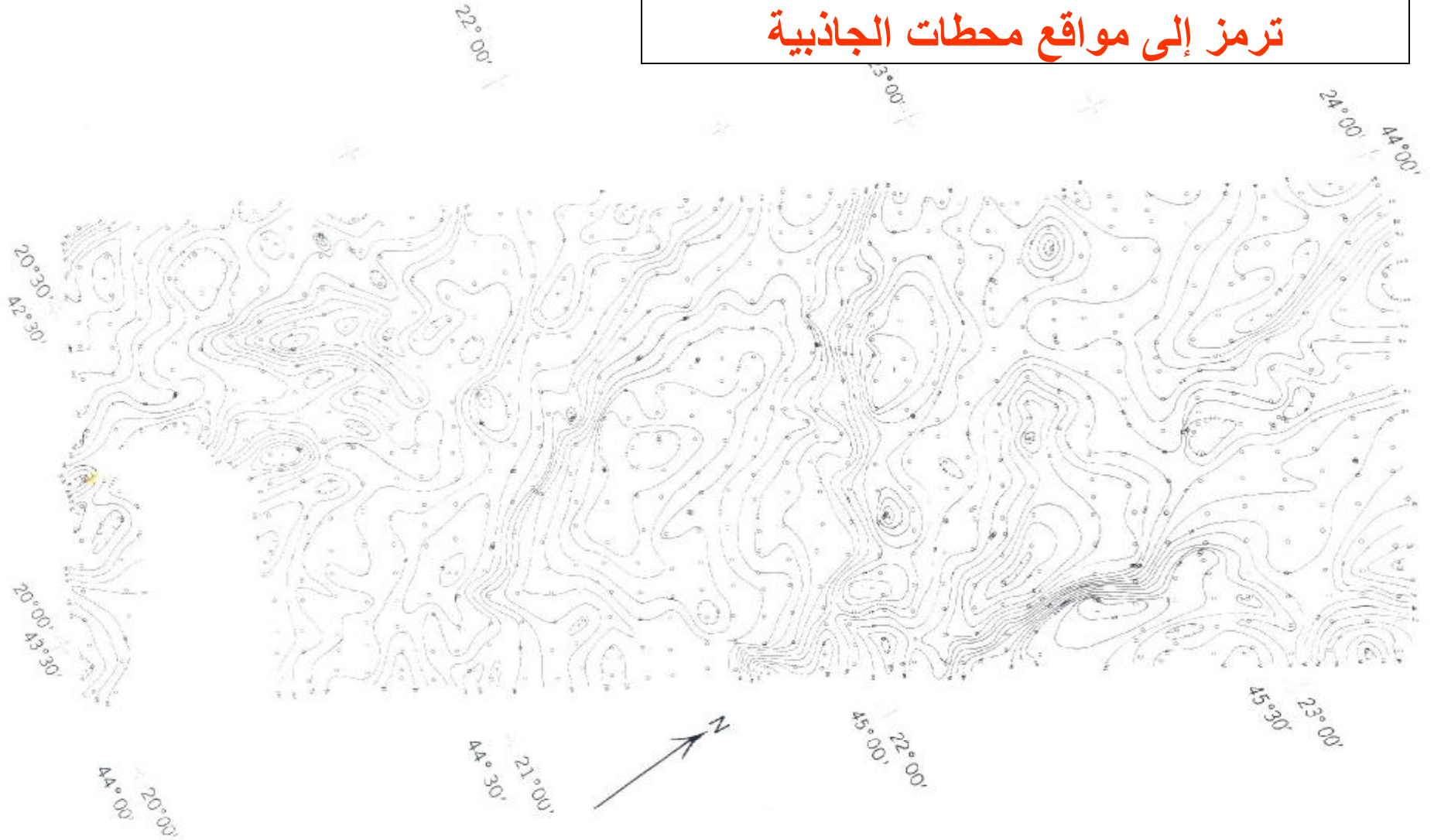


Figure 2.— Simple Bouguer gravity anomaly map of the Bishah- Al Amar area, Kingdom of Saudi Arabia. Map area is that labeled “ARGAS/USGS” in figure 1; contour interval is 5 mgal. Scale is approximately 1:2,000,000. Small circles are locations of gravity stations.

10- التطبيقات المختلفة لعلم الجاذبية الأرضية

يرتبط علم الجاذبية الأرضية ارتباطا وثيقا بعدد من العلوم الأساسية، التي ساعدت على تقدمه، وهي علوم الفلك والرياضيات والطبيعة والجيوديسيا. كما ان هناك علوما أخرى اسهمت تطبيقات علم الجاذبية الأرضية في تقدمها وازادت المزيد اليها، ومنها علوم الجيوديسيا والجيوفيزياء والجيولوجيا.

Hydrocarbon exploration

استكشافات البترول

Regional geological studies

الدراسات الجيولوجية الإقليمية

Isostatic compensation determination

تحديد التعويض الأيزوستاتي

Exploration for, and mass estimation of, mineral deposits

كشف الرواسب المعدنية

Detection of sub-surface cavities (الجاذبية الدقيقة)

كشف الفجوات تحت السطحية

Location of buried rock-valleys

تحديد مواقع الوديان الصخرية المدفونة

Determination of glacier thickness تحديد سمك الطبقة الجليدية

Tidal oscillations تذبذبات المد والجزر

Archaeogeophysics (micro-gravity) الآثار القديمة (الجاذبية الدقيقة)

Shape of the earth (geodesy) (شكل الأرض (جيوديسيا

Military (especially for missile trajectories)
الاستخدامات العسكرية (خاصة في مسار الصواريخ)

Monitoring volcanoes مراقبة النشاطات البركانية

أولاً : شكل الأرض

ترتبط علوم الجاذبية الأرضية والجيوديسيا (علم مقاييس الأرض) ارتباطاً وثيقاً ومن أمثلة هذه التطبيقات : دراسة تفلطح الأرض. دراسة توزيع الجيويد - تطبيقات الجاذبية الأرضية والجيوديسيا في مجال تصحيح الارتفاعات.

ثانياً : المد والجزر

يؤثر جذب الاجرام السماوية في مجال الجاذبية الأرضية. ولجذب الشمس وجذب القمر التأثير الأكبر في مجال الجاذبية الأرضية نتيجة للجذب المتبادل بينهما وبين الأرض.

10- التطبيقات المختلفة لنظم الجاذبية الأرضية

تابع

وتؤدي قوى الجذب هذه الى حدوث تحركات دورية لقشرة الأرض، وتسمى هذه التحركات "المد والجزر". وتؤثر قوى الجذب نفسها في الغلاف المائي محدثة ما يسمى "المد والجزر البحري" كما تؤثر في الغلاف الهوائي المحيط بالأرض.

وينتج عن قوى الجذب الخارجية تغيرات دورية صغيرة في قيم واتجاه عجلة الجاذبية الأرضية يلزم لمراقبتها استخدام اجهزة فائقة الحساسية لتغيرات عجلة الجاذبية (ميكروجال). ويوجد الكثير من مراصد المد والجزر في عدد من بلدان العالم، الا ان توزيعها غير متجانس على سطح الكرة الأرضية. وتقوم هذه المراصد بمراقبة التغير في قيم عجلة الجاذبية الناتج من جذب الاجرام السماوية وتحليل بياناتها.

10- التطبيقات المختلفة لعلم الجاذبية الأرضية

تابع

ويشمل تحليل البيانات تعيين التغير الدوري في قيم عجلة الجاذبية الأرضية الناتج عن كل من الاجرام السماوية وخاصة منها الشمس والقمر وتعيين مدى كل دورة منها. واهذه الدراسات تطبيقاتها المختلفة في دراسة سطح الجيويد وديناميكية الارض.

ثالثا : ديناميكية الارض

من المعلوم ان سطح الارض متأثر بالعديد من التحركات البنائية والهدمية "التكتونية" التي تعمل، في بعض الاحيان بدرجة ملحوظة، على تغيير صفحة الارض الطبيعية. وتحدث هذه التحركات نتيجة لعوامل خارجية تؤثر في سطح الارض وقوى داخلية تعمل داخل الأرض وتؤثر في قشرة الارض خاصة.

10- التطبيقات المختلفة لعلم الجاذبية الأرضية

تابع

. لذلك فان قشرة الارض تعمل دائما على اعادة اتزانها. وتساعد دراسات الجاذبية الارضية بدور رئيسي في دراسة اتزان قشرة الارض وديناميكتها (تحركاتها الحديثة).

رابعاً : استكشاف التراكيب الجيولوجية والثروات الاقتصادية تساهم الجاذبية في دراسة التراكيب الجيولوجية تحت السطحية للقشرة الارضية والبحث عن مصادر الخامات الطبيعية. وتستخدم شاذات البوجير في مجالات الجيوفيزياء التطبيقية لدراسة تراكيب القشرة الارضية لاشتمالها على المركبة الرأسية للجاذبية الارضية. وتعتبر شاذات الجاذبية المحلية الناتجة عن أجسام جيولوجية مدفونة على أعماق صغيرة تحت سطح الارض، ذات اهمية كبيرة في الاستكشاف الجيوفيزيائي باستخدام الجاذبية الارضية.

10- التطبيقات المختلفة لنظم الجاذبية الأرضية

تابع

وتساعد دراسات الجاذبية الأرضية في التعرف على الخواص الجيولوجية وتشمل ما يلي:

✓ التغير في سمك القشرة الأرضية.

✓ فروق كثافات المادة الصخرية المكونة لطبقات القشرة الأرضية.

✓ الوحدات التكتونية الإقليمية والمحلية.

✓ التغير في سمك الطبقات الجيولوجية المختلفة للقشرة الأرضية

