طرائق الجاذبية



السنة الثالثة

فرع الجيوفيزياء التطبيقية

منشورات جامعة دمشق
كلية العلوم

طرائق الجاذبية

الدكتور جمال أبوديب
أستاذ في قسم الجيولوجيا

الدكتور محسن سعيد
أستاذ مساعد في قسم الجيولوجيا

1442 - 1441 هـ
2020 - 2019 م

جامعة دمشق

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفهرس

	صفحة
- الفهرس	5
- مقدمة	9
- الرموز المستخدمة	11
- مقدمة عامة: الجاذبية الأرضية	13
I- مقدمة تاريخية	15
II- الكمون الجاذبي	17
III- توازن القشرة الأرضية	19
الفصل الأول: مبادئ أساسية في الجاذبية	**29**
1-1- مقدمة	31
1-2- مبادئ أساسية	31
1-2-1- قانون نيوتن في التجاذب	31
1-2-2- تسارع الجاذبية	32
1-2-3- وحدات الجاذبية	33
1-3- جاذبية الأرض	34
1-3-1- شكل الأرض	34
1-3-1-أ- الكرواني المرجع	34
1-3-1-ب- المجسم الأرضي	36
1-4- كثافة الصخور والفلزات	37
1-4-1- كثافة الصخور الرسوبية	38
1-4-2- كثافة الصخور النارية	38
1-4-3- كثافة الصخور المتحولة	39
1-4-4- كثافة الفلزات	40
الفصل الثاني: الحقل الجاذبي فوق بعض الأجسام هندسية الشكل	**45**

2-1- مقدمة 47
2-2- الحقل الجاذبي فوق بعض الأجسام هندسية الشكل 47
2-2-1- كرة 47
2-2-2- أسطوانة أفقية 50
2-2-3- أسطوانة شاقولية 52
2-2-4- أسطوانة شاقولية بعيدة عن المركز السطحي 55
2-2-5- حزام أفقي لامتناهي الطول ومتعامد مع مسار القياس 55
2-2-6- شريحة رقيقة أفقية غير منتظمة الشكل ومحدودة الأبعاد 58
2-2-7- جسم ثلاثي الأبعاد مقطعه العرضي مستطيل واقع في المستوى XZ 59
2-2-8- أجسام هندسية مائلة مقاطعها العرضية واقعة في المستوى XZ 63
الفصل الثالث: أجهزة المسح الجاذبي **69**
3-1- مقدمة 71
3-2- مقاييس القيمة المطلقة 71
3-2-1- النواس 71
3-2-2- الجسم الهابط 72
3-3- مقياس التدرج الأفقي الجاذبي 74
3-3-1- ميزان الفتل 74
3-4- مقاييس القيمة النسبية 76
3-4-1- مقاييس النوع المستقر 78
3-4-2- مقاييس النوع اللامستقر 78
3-4-3- مقاييس ذات نابض كوارتزي ومجموعة متحركة 79
3-4-4- مقاييس ذات شريط ترددي 79
3-5- مقاييس المسح الجاذبي البحري 86
3-5-1- مقاييس قاع البحر 87
3-5-2- مقاييس مثبتة على قاعدة متحركة دائمة الأفقية 87

3-5-3- مقاييس مثبتة على قاعدة جيروسكوبية	88
الفصل الرابع: طرائق المسح الجاذبي	**89**
4-1- مقدمة	91
4-2- المسح الجاذبي القاري	92
4-2-1- شبكات الجاذبية	93
4-2-2- تحديد محطات المسح	95
4-2-3- تنفيذ المسح	95
4-2-4- المسح الجاذبي القاري الإقليمي	97
4-3- المسح الجاذبي الدقيق	99
4-4- المسح الجاذبي الجوي	100
4-4-1- تحديد موقع الطائرة في المسح الجاذبي الجوي	100
4-4-2- تطور المسح الجاذبي الجوي	101
4-5- قياس الجاذبية البئرية	105
4-6- المسح الجاذبي البحري	107
4-6-1- التخلص من تأثير حركة السفينة	107
4-6-2- تحديد موقع السفينة	107
4-6-3- المسح الجاذبي البحري العميق	111
4-6-4- المسح الجاذبي البحري الضحل	112
4-7- المسح بوساطة الأقمار الصنعية	113
الفصل الخامس: إرجاع المعطيات الحقلية وتفسيرها	**115**
5-1- مقدمة	117
5-2- إرجاع الجاذبية	117
5-2-1- تصحيح انسياق المقياس	118
5-2-2- تصحيح خط العرض	118
5-2-3-تصحيح الارتفاع	121
5-2-4- تصحيح الطبوغرافيا	125
5-2-5- تصحيح المد والجزر	133

5-2-6- تصحيح التوازن 133
5-2-7- شواذ بوجير 134
5-2-8- تصحيح إيتفوس 135
5-3- تحديد كثافة الصخور 138
5-3-1- تحديد الكثافة من السرعة السيزمية 140
5-3-2- تحديد الكثافة بطريقة أشعة غاما 142
5-3-3- تحديد الكثافة بقياس الجاذبية في الآبار 144
5-3-4- طريقة نيتليتون لتحديد الكثافة 145
5-3-5- طريقة باراسنيس لتحديد الكثافة 146
5-4- فصل الشواذ 146
5-4-1- الشواذ الإقليمية والشواذ المتبقية 146
5-4-2- فصل الشواذ الإقليمية والشواذ المتبقية 147
5-5- تفسير المعطيات 171
5-5-1- الطريقة المباشرة 174
5-5-2- الطريقة غير المباشرة 178
5-6- أمثلة على المسح الجاذبي 188
5-6-1- الاستكشاف الجاذبي للخامات الفلزية 188
5-6-2- الاستكشاف الجاذبي للهيدروكربون 191
5-6-3- الاستكشاف الجاذبي للفوالق 204
- المراجع 207
- جدول المصطلحات العلمية مرتبة وفق الأبجدية العربية 211
- جدول المصطلحات العلمية مرتبة وفق الهجائية الإنجليزية 223

مقدمة

بدأ تدريس مقرر طرائق الجاذبية في التنقيب عام 1980 كأملية للدكتور جمال أبوديب، وتحولت إلى كتاب جامعي في العام 1982. تولى الدكتور رغدان العظم تدريس المقرر عام 1986، وأصدر كتاب الطرائق الجاذبية في التنقيب عام 1992، الذي احتوى ثلاثة فصول، عالج الأول منها مبادئ التنقيب الجاذبي والأجهزة المستعملة، وعالج الثاني أسس تنفيذ القياسات الحقلية والتصحيحات اللازمة، وعرض الفصل الثالث طرائق تفسير معطيات الجاذبية. والآن وبعد مرور سبع وعشرين سنة على تلك الطبعة عُدل المنهاج ووضع الكتاب الحالي وفق المنهاج الجديد.

بدأ الكتاب بمقدمة عامة شملت نبذة تاريخية عن تطور طرائق الجاذبية، ثم شرحاً مبسطاً للكمون الجاذبي تلاه شرح مختصر لتوازن القشرة الأرضية.

تناول الفصل الأول مبادئ الجاذبية الأساسية وجاذبية الأرض، ثم كثافة الصخور والفلزات التي شملت عدداً من الجداول.

وعالج الفصل الثاني التأثير الجاذبي لأجسام ذات أشكال هندسية، وكذلك التأثير الجاذبي الناتج عن أجسام هندسية مائلة، ولاسيما الفوالق المختلفة لما لها من أهمية في تشكل المكامن الاقتصادية.

وتطرق الفصل الثالث باختصار لمقاييس القيمة المطلقة للجاذبية ومقاييس القيمة النسبية ثم مقاييس المسح الجاذبي البحري.

تضمن الفصل الرابع أنواع المسح الجاذبي كلها، أي المسح القاري والمسح الجوي والمسح البحري وقياس الجاذبية بالآبار، وأخيراً المسح بوساطة الأقمار الصنعية.

وتضمن الفصل الخامس إرجاع الجاذبية وطرائق تحديد كثافة الصخور، ثم طرائق فصل شواذ الجاذبية، وتبعتها طرائق تفسير معطيات الجاذبية، مع بعض الأمثلة للاستكشاف الجاذبي للخامات الفلزية والهيدروكربون والفوالق.

وأخيراً وردت المراجع التي اعتمدت في التأليف، وتبعها جدول بالمصطلحات العلمية مرتبة وفق الأبجدية العربية، وآخر مرتب بحسب الهجائية الإنجليزية.

آملين أن تكون هذه الطبعة قد قدمت عملاً متكاملاً، شمل كل ما يمكن أن تقدمه طرائق الجاذبية للتنقيب الفلزي والهيدروكربوني وللأعمال الجيوهندسية والأثارية والبيئية.

كما نرجو أن نكون قد وفقنا في تحقيق الهدف من هذا الكتاب، وتقديم الفائدة المرجوة للطالب، والمنقب، والباحث، في مجال الجاذبية التطبيقية، فقد حرصنا ماأمكن على الدقة، لكن جَلَّ من لا يخطئ.

والله ولي التوفيق

تموز 2019

المؤلفان

الرموز المستخدمة

نظراً إلى تعدد المراجع التي اعتمدت في إعداد هذا الكتاب، ولاختلاف رموز المصطلحات بين مرجع وآخر، وُحدت الرموز ماعدا القليل منها الذي بقي كما ورد في المنشورات الأصلية. سنورد فيما يأتي الرموز مرتبة وفق الأبجدية العربية للمصطلحات.

المصطلح	الرمز
ارتفاع أسطوانة	L
البعد بين جسمين أو بين جسم والمقياس	r
تسارع الجاذبية الأرضية	g
التسطح القطبي	$\in$
تغير الجاذبية الأرضية	δg
ثابت الجاذبية العالمي	G
الجملة الدولية (للوحدات) (متر كيلوغرام ثانية)	SI
الجملة السغثية (للوحدات) (سنتيمتر غرام ثانية)	cgs
الحجم	V
دور نواس أو حركة دورانية	T
الزاوية المجسمة	ω, Ω
الزاوية المجسمة للسطح السفلي للجسم	ω_2
الزاوية المجسمة للسطح العلوي للجسم	ω_1
سرعة زاوية	ω
سماكة أو عرض صفيحة شاقولية	b
سماكة صفيحة أفقية (وشريحة أفقية)	t
طول اتجاه الجسم	L
عمق السطح السفلي لجسم	z_2
عمق السطح العلوي لجسم	z_1
عمق سطح ما	z
عمق مركز جسم كروي أو محور أسطوانة أفقية	z_c
غال	Gal
قوة الجاذبية	F
قيمة الجاذبية في خط الاستواء	g_0

Φ	قيمة خط العرض
M_e	كتلة الأرض
m	كتلة الجسم
dm	كتلة عنصر صغير
λ	كتلة واحدة الطول
ρ	كثافة الجسم
σ	كثافة واحدة المساحة
V	كمون جاذبي
g_z	المركبة الشاقولية لتسارع الجاذبية
O	مركز سطحي
A	مساحة مقطع عرضي
x	المسافة الأفقية
S	مسافة شبكية لشبكة قياسات
mGal	ميللي غال
$x_{1/2}$	نصف عرض الشواذ
R_e	نصف قطر الأرض
R_e	نصف قطر الأرض الاستوائي
R_p	نصف قطر الأرض القطبي
R	نصف قطر كرة أو أسطوانة
EU	وحدة الإيتفوس

Damascus University

مقدمة عامة

الجاذبية الأرضية

General Introduction
Gravity

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

يتضمن التنقيب الجاذبي قياس التغيرات في الحقل الجاذبي الأرضي على أمل اكتشاف تغيرات عالية أو منخفضة في كثافة الصخور بالنسبة إلى التشكيلات المحيطة، ومن ثم معرفة خواصها من شواذ الحقل الجاذبي الأرضي. تجرى القياسات عادة على سطح الأرض، كما تجرى أحياناً تحت سطح الأرض.

يجرى التنقيب الجاذبي في الاستكشاف النفطي بوصفه أداة استطلاعية، ومع أنه مكلف مادياً يبقى أقل كلفة من التنقيب السيزمي. ويطبق في الاستكشاف الفلزي بوصفه طريقة ثانوية لاحقة للتنقيب المغنطيسي والكهرطيسي لدراسة مناطق الشواذ المغنطيسية أو الكهرطيسية. كما يجرى المسح الجاذبي في الدراسات الجيوهندسية والآثارية (Arzi, 1975).

وتعد طريقة الجاذبية طبيعية المصدر، مثل طرائق المغنطيسية والإشعاعية وبعض الطرائق الجيوكهربائية. تعد طريقتا المغنطيسية والجاذبية طرائق كمونية، مع وجود اختلافات أساسية بينهما. تعتمد الجاذبية الكتلة، في حين تعتمد المغنطيسية عوامل أخرى مثل الحقل المغنطيسي المحرض واتجاهات الذرات المغنطيسية. تسبب التغيرات في كثافة الصخور القريبة من سطح الأرض تغيرات في الحقل الجاذبي الأرضي، ولما كانت تغيرات الكثافة صغيرة نسبياً تكون تغيرات الجاذبية الناتجة عن الكتل الصخرية المحلية صغيرة أيضاً مقارنة بالحقل الجاذبي الأرضي الكلي (من مرتبة جزء واحد من 10^6 أو 10^7)، في حين تكون شواذ المغنطيسية كبيرة بالنسبة إلى الحقل المغنطيسي الأرضي. وتغيرات الحقل المغنطيسي مع الزمن معقدة في حين تكون تغيرات الحقل الجاذبي ثابتة (بإهمال تغيرات المد والجزر). كذلك تصحيحات الجاذبية أكثر تعقيداً وأكثر أهمية من تصحيحات المغنطيسية. كما إن المسح الجاذبي أكثر كلفة وأبطأ من المسح المغنطيسي.

I- مقدمة تاريخية Historical foreword:

ألقى غاليليو غاليلي (Galileo Galilei) الإيطالي عام 1589 أوزاناً ثقيلة وخفيفة من برج بيزا المائل، لمعرفة تأثير الوزن في سرعة هبوط الأجسام. ثم وضع جوهان كبلر (Johann Kepler) قوانين حركة الكواكب، وهذا مكن العالم الإنجليزي سير إسحق نيوتن (Sir Isaac Newton) في الأعوام (1685-1687) من اكتشاف قانون الجاذبية العالمي (universal law of gravitation) (Telford et al., 1990).

ومكّنت رحلات أكاديمية العلوم الفرنسية في المدة بين 1735 و 1745، إلى لبلاند والبيرو (إكوادور) العالم بيير بوجير (Pierre Bouguer) من وضع كثير من علاقات التجاذب، بما فيها تغيرات الجاذبية مع الارتفاع وخط العرض، والجذب الأفقي الناتج عن الجبال وكثافة الأرض.

وصمم العالم كابتن هنري كيتر (Captain Henry Kater) عام 1817 النواس المركب (compound pendulum) ذا المراكز المتغيرة، الذي أصبح الأداة الرئيسة للبحث الجاذبي أكثر من قرن من الزمن. ونظراً إلى أن تغيرات الجاذبية صغيرة، سعى العالم بارون رونالد فون إيتفوس (Baron Ronald von Eötvos) إلى قياس المشتقات بدلاً من القيم الكاملة للجاذبية، فأنجز عام 1890 أول ميزان فتل (Torsion balance) (معدل من ميزان كولومب Coulomb) وقام بمسح جاذبي فوق جليد بحيرة بالاتون (Lake Balaton) في هنغاريا عام 1901. استخدم العالم فينينغ مينيس (Vening Meinesz) عام 1923 النواس في غواصة هولندية للبرهان على تغير الجاذبية في مناطق مختلفة من المحيطات، لاسيما تغيرات الجاذبية الكبيرة بالقرب من الإخدود الإندونيسي (Indonesian trench).

وفي كانون الأول من عام 1922، أدى مسح بميزان فتل لحقل نفط سبيندليتوب (Spindletop) بولاية تكساس الأمريكية إلى البدء باستخدام التنقيب الجيوفيزيائي في الاستكشاف النفطي.

وفي أواخر عام 1924 أثبت حفر بئر نفط اختبارية في قبة ناش الملحية (Nash salt dome) في ولاية تكساس الأمريكية، صحة التفسير الجاذبي، وأصبح أول اكتشاف هيدروكربون بوساطة الجيوفيزياء، وبدأ إنتاج النفط منه في كانون الثاني من عام 1926.

شهد النصف الثاني من عام 1920 مسحاً جاذبياً مكثفاً بوساطة ميزان الفتل. وعام 1929 بدأ استخدام النواس المحمول (portable pendulum) في المسح الجاذبي، وتبع ذلك استخدام مقياس الجاذبية المستقر (stable gravimeter) عام 1932، ثم استخدم مقياس الجاذبية غير المستقر (unstable gravimeter) عام 1937. وعام 1934 وصف العالم لاكوست (LaCoste, 1934) النابض صفري الطول (zero-length spring)، ثم صمم عام 1939 مقياس لاكوست الجاذبي الأول (LaCoste gravimeter) الذي يدخل في تركيبه

النابض صفري الطول. في السنوات اللاحقة اعتُمدت مقاييس الجاذبية (LaFehr, 1980) للقياس تحت الماء وعلى السفن المتحركة والطائرات وفي الآبار.

في الأربعينيات من القرن الماضي طورت الطرائق التخطيطية (graphic method) والشبكية (grid method) لعزل الشواذ وبحسبت الشواذ الناتجة عن أجسام بسيطة. وزاد تطور الحواسيب والبرمجيات في المنتصف الثاني من القرن العشرين من القدرات التفسيرية للمعطيات الحقلية، ومكّن ذلك من حل المسألة العكسية (inverse problem) في الدراسات الجيوفيزيائية.

II- الكمون الجاذبي Gravitational potential:

يُعَرّف الكمون في نقطة واقعة في حقل جاذبي أنه العمل اللازم لقوة الجاذبية لتحريك واحدة الكتلة من اللانهاية إلى نقطة القياس.

والحقل الجاذبي حقل محافظ، أي إن العمل اللازم لتحريك كتلة لا يتوقف على الطريق الذي تقطعه بل على نقطتي البداية والنهاية، أي إنه لو عادت الكتلة إلى نقطة البداية كان العمل المصروف مساوياً الصفر، وبتعبير آخر يكون مجموع الطاقة الحركية والطاقة الكامنة ثابتاً في مجموعة مغلقة.

وبفرض وجود كتلة m_1 واقعة في نقطة P وواحدة الكتلة m_2 واقعة في اللانهاية، (الشكل I) ثم تحركت بتأثير جذب الكتلة m_1 إلى نقطة O التي تبعد مسافة R عن الكتلة m_1، وبفرض r هي المسافة المتغيرة التي تفصل الكتلتين بعضهما عن بعض في أية لحظة على طول المسار الذي تقطعه m_2 من اللانهاية إلى نقطة O، يعطى a تسارع واحدة الكتلة في أثناء حركتها من اللانهاية إلى نقطة O بالمعادلة الآتية:

$$a = G\frac{m_1}{r^2} \qquad (1)$$

حيث G ثابت الجاذبية العالمي.

ويعطى العمل dv اللازم لتحريك واحدة الكتلة مسافة صغيرة مقدارها ds التي مركبتها dr على طول r وباتجاه النقطة P بالمعادلة الآتية:

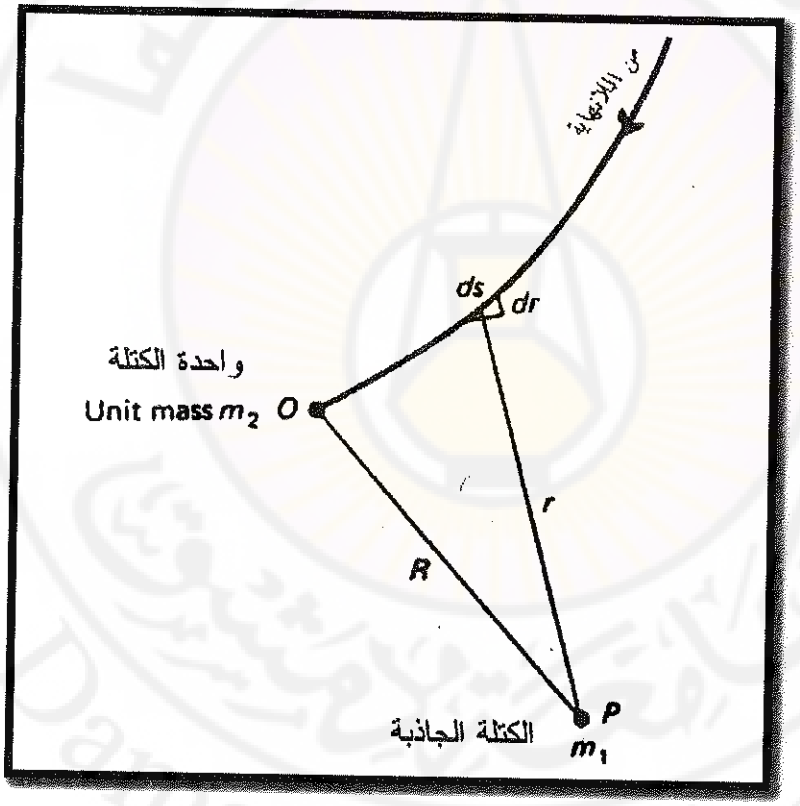
$$dv = Gm_1\frac{dr}{r^2} \qquad (2)$$

وبتكامل المعادلة من اللانهاية إلى R نحصل على العمل المبذول لتحريك واحدة الكتلة من اللانهاية إلى نقطة O بتأثير الكتلة m_1 وفق المعادلة الآتية:

$$V = \int_{\infty}^{R} a.dr = G.m_1 \int_{\infty}^{R} \frac{dr}{r^2} = G.\frac{m_1}{R} \qquad (3)$$

يظهر من المعادلة (3) أن العمل المبذول، أي الكمون، لا يتعلق بالمسار الذي تقطعه واحدة الكتلة في حركتها نحو الكتلة m_1، بل يعتمد على المسافة R التي تفصل بين الكتلتين. ويظهر من المعادلتين (1) و (3) أن تسارع الجاذبية هو مشتق الكمون الجاذبي بالنسبة لـ r.

يدعى السطح ذو الكمون الثابت سطح تساوي الكمون (equipotential surface)، ويكون العمل المصروف لنقل كتلة ما عليه مساوياً الصفر.



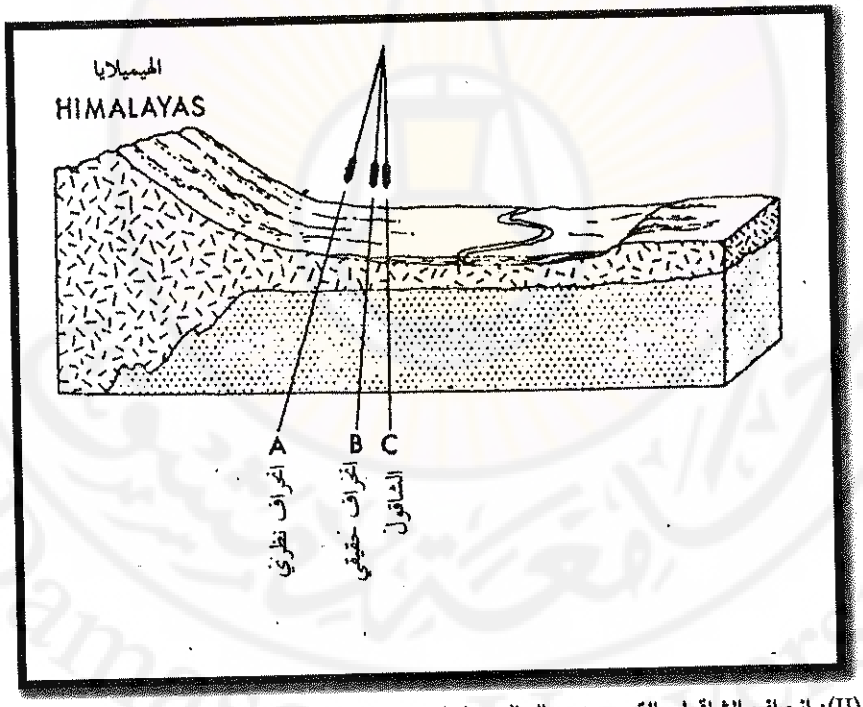
الشكل (1): حساب الكمون الجاذبي لكتلة على مسار محدد.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

III- توازن القشرة الأرضية Isostasy:

لوحظ منذ بداية قياس الجاذبية وجود علاقة منتظمة بين شواذ الجاذبية (أو ما يدعى شواذ بوجير Bouguer anomaly) وطبوغرافية المنطقة، إذ تكون الشواذ سالبة دوماً فوق المرتفعات وموجبة فوق البحار وقريبة من الصفر فوق المناطق القارية قريبة الارتفاع من مستوى سطح البحر. وقد توقع برات (Pratt, 1855) سنة 1855 (كاهن الكنيسة الأنجليكانية في كلكوتا بالهند ومهتم بالعلوم) عند قياس الجاذبية فوق شمال الهند انحراف الشاقول (فادن البناء) انحرافاً كبيراً باتجاه الجبال (انحراف نظري) (شكل II)، في حال لو كانت الجبال عبارة عن ثقل إضافي فوق قاعدة صلبة، ولكن كانت نتائج القياسات مخالفة لتوقعاته لأن الانحراف كان أقل من ثلث ما توقع (انحراف حقيقي)، وهذا يدل على أن هنالك نقصاً في كثافة صخور الأساس الذي تقوم عليه الجبال عامة وزيادة في كثافة صخور أساس المحيطات.

وعام 1889 أطلق الجيولوجي دوتون Dutton تعبير توازن القشرة الأرضية Isostasy وربطه بتغيرات الجاذبية.



الشكل (II): انحراف الشاقول بالقرب من جبال الهيميلايا.

(بحسب ستيسي Stacey, 1969)

- نموذج برات Pratt model:

فسر برات هذا التناقض بين الانحراف النظري والانحراف الحقيقي بالقول إنه كلما ارتفع الجبل قلت كثافته الوسطية، وعمم هذه الفرضية بفرض وجود سطح منتظم ضمن القشرة الأرضية دعاه مستوى التعادل compensation level، أي إن الجبال مؤلفة من أعمدة فوق هذا السطح بحيث تكون متوسطات الكثافة لهذه الأعمدة متساوية (الشكل III).

ووضع الأمريكي هيفورد (J. F. Hayford) بين عامي 1909 و 1910 نموذجاً رياضياً يمثل نموذج برات، لذا يدعى النموذج الآن نموذج برات- هيفورد (الشكل IV).

- نموذج آري Airy model:

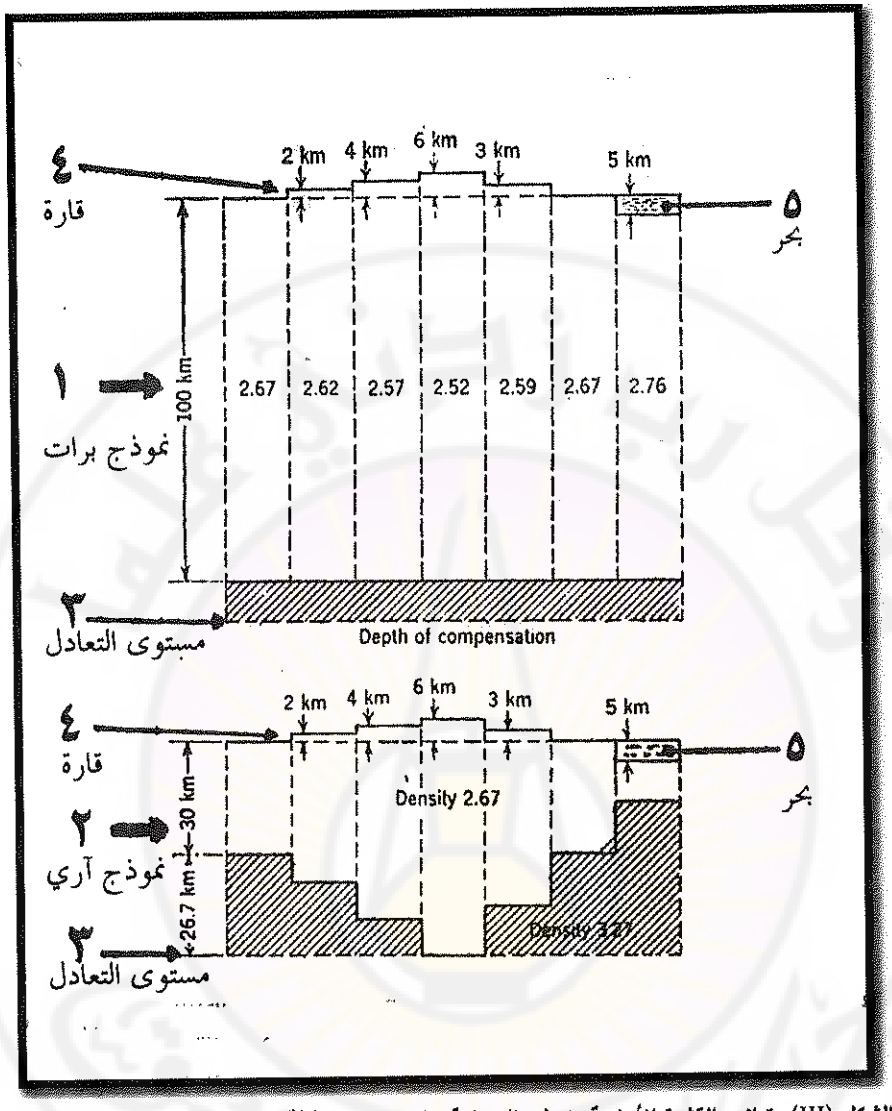
في العام نفسه 1855 أيضاً وضع آري (Airy, 1855)، (فلكي بريطاني ومدير مرصد غرينيتش)، فرضيته عن توازن القشرة الأرضية، إذ فرض أن للجبال جذوراً يزداد عمقها كلما ارتفع الجبل بحيث يتحقق شرط التوازن عند مستوى التعادل.

هكذا تكون الكثافة الوسطية للمنطقة الواقعة بين قمة الجبل مروراً بجذوره حتى مستوى التعادل مساوية الكثافة الوسطية للمنطقة الواقعة تحت سطح البحر وحتى مستوى التعادل (شكل III).

ووضع هيسكانين (W. A. Heiskanen) بين عامي 1924 و 1938 مجموعة من الجداول لحساب تصحيح التوازن وفق نموذج آري، ومنذ ذلك الوقت تغير اسم النموذج إلى نموذج آري-هيسكانين (الشكل IV).

- نموذج فينينغ مينيس Veninig Meines:

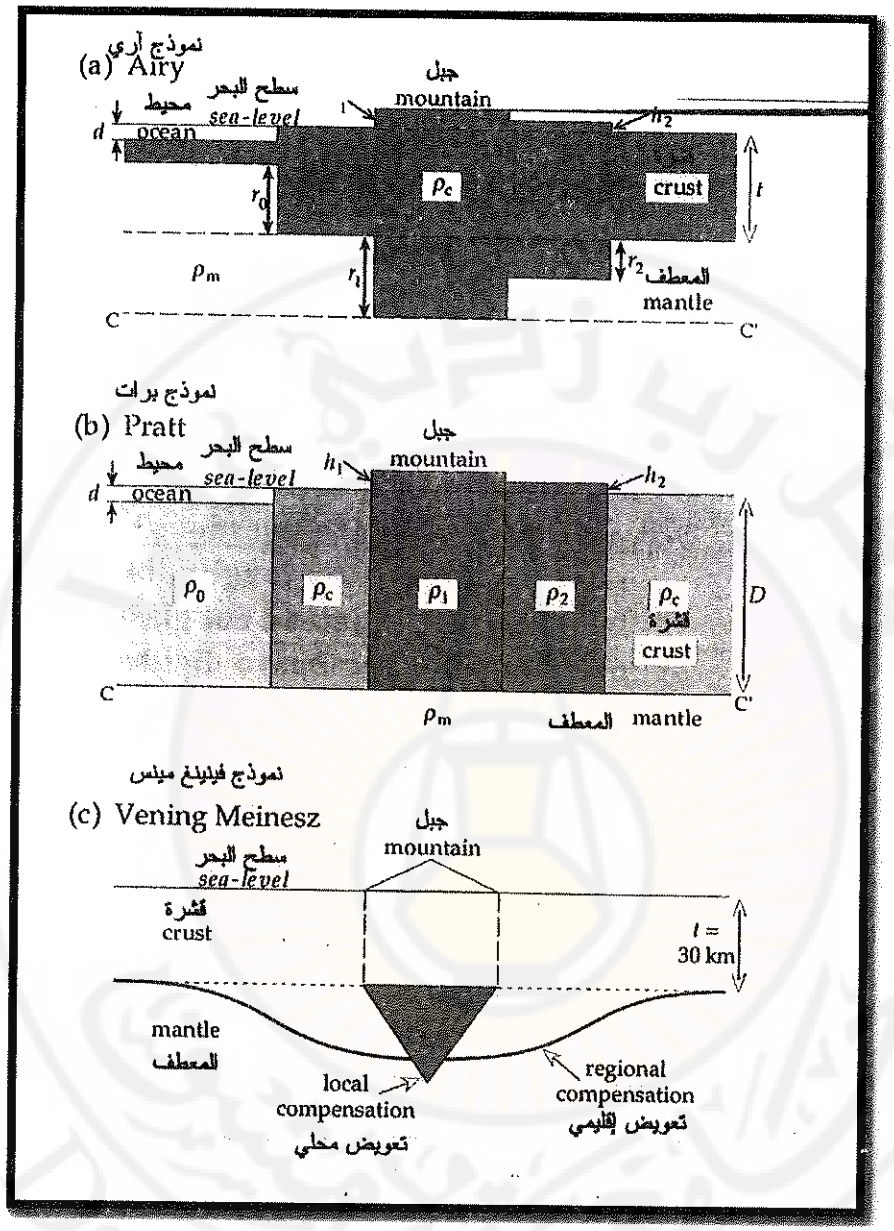
عام 1931 اقترح الجيوفيزيائي الهولندي فينينغ مينيس (F. A. Veninig Meinesz) نموذجاً ثالثاً (الشكل IV) يقوم على أساس أن القشرة الأرضية تتصرف كصفيحة مرنة، وكما في النموذجين السابقين تعوم القشرة على المعطف، لكن نموذج مينيس يقترح أن صلابة القشرة تنشر الثقل الطبوغرافي على منطقة واسعة في المعطف، كما يظهر بالخط الغامق (تعادل إقليمي) في الشكل (IV).



الشكل (III): توازن القشرة الأرضية. تعطى السماكة بالكيلومتر والكثافة بالغرام/سنتمتر مكعب.

(بحسب ستيسي Stacey, 1969)

Damascus University

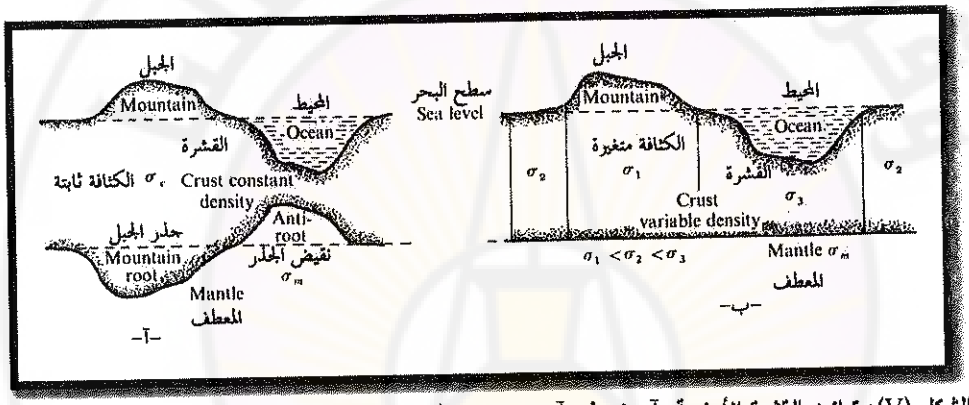


الشكل (IV): توازن القشرة الأرضية، وفق المعطيات الحديثة.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

من الواضح وجود فروق جوهرية بين الفرضيتين، (آري وبرات)، ففي نموذج آري تتغير سماكة القشرة بحيث تقل تحت البحار (الشكل V- آ) وهذا يسمح لإحلال مواد المعطف عالية الكثافة محل صخور القشرة منخفضة الكثافة، وتزداد سماكتها تحت الجبال بحيث تبدو وكأن للجبال جذوراً تناظر شكل الجبل. في حين يفترض نموذج برات تغير كثافة القشرة فتقل في المناطق الجبلية وتزداد تحت البحار(الشكل V- ب) ويبقى مستوى التعادل مستوياً.

وعدل هيسكانين وموريتز (Heiskanen & Moritz, 1976) هاتين الفرضيتين ووضعا نموذجاً يسمح بحدوث تغيرات جانبية في كثافة القشرة مع تغير عمق سطحها السفلي، وأدخلا عاملاً جديداً لم يلحظ في النموذجين السابقين، وهو: ازدياد الكثافة مع العمق.

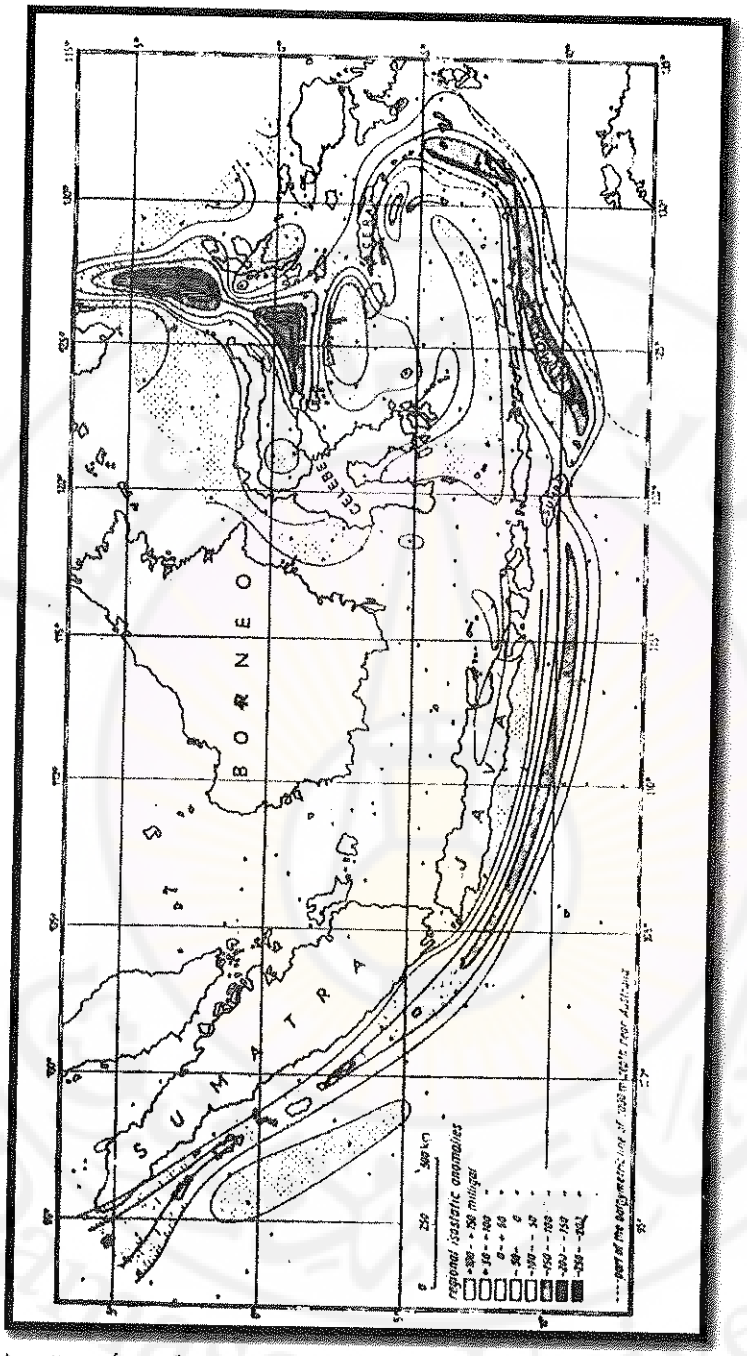


الشكل (V): توازن القشرة الأرضية، آ- نموذج آري، ب- نموذج برات.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

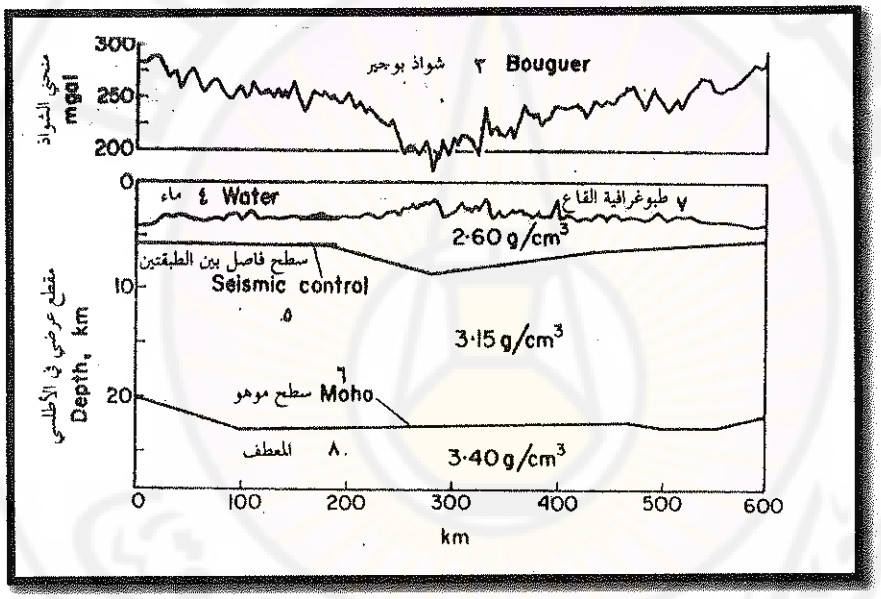
استخدمت شواذ الجاذبية لدراسة كثير من التراكيب الجيولوجية الصغيرة والكبيرة، وسيورد بعض الأمثلة لتراكيب لها أهميتها العالمية:

من أهم شواذ الجاذبية الحزام الضيق المتطاول ذو القيم السالبة (الشكل VI) الذي اكتشفه فينينغ مينيس (Vening Meinesz, 1945) ملازماً للأخاديد المحيطية (Oceanic trenches). وعلل فينينغ شكل الشواذ المتطاول بأنه نتيجة انخفاض أحزمة متطاولة من القشرة الأرضية ضمن المعطف ذي الصخور الأعلى كثافة.



الشكل (VI): خريطة شواذ الجاذبية فوق أندونيسيا. يلحظ تلازم الشواذ السالبة مع الأخدود المحيطي.
(بحسب ستيسي Stacey, 1969)

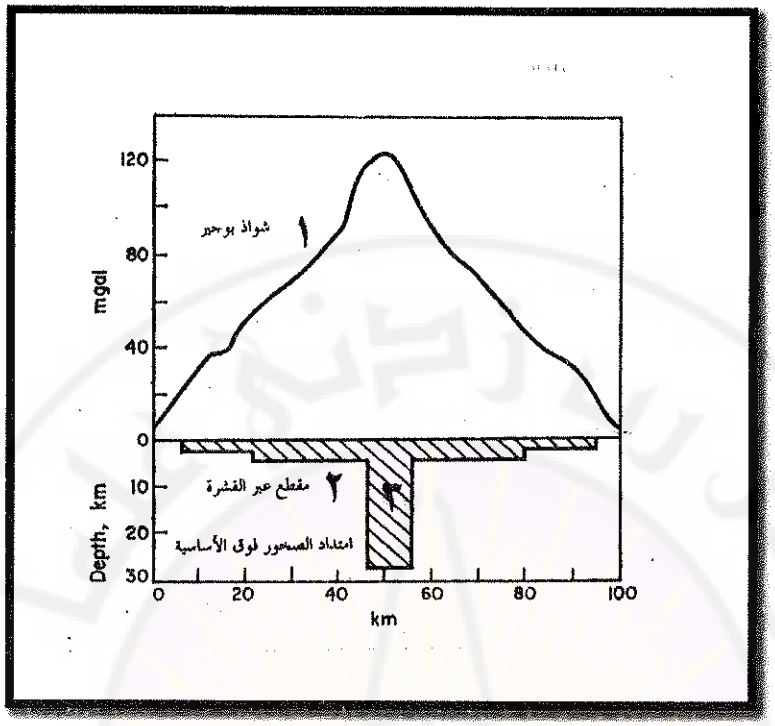
تصادف كذلك شواذ الجاذبية السالبة فوق الأعراف المحيطية مثل العرف المحيطي في وسط المحيط الأطلسي، إذ يمتد حزام من الشواذ السالبة على طول العرف، كما في شكل (VII) الذي يعطي منحنى شواذ الجاذبية فوق عرف المحيط الأطلسي (الجزء العلوي من شكل (VII). علل تالواني وآخرون (Talwani, et al., 1965) هذه الشواذ بوجود طبقة شاذة في المعطف (الجزء السفلي من شكل VII)، وهي خليط من مواد القشرة الأرضية ومواد المعطف. فيما بعد علل مورغن (Morgan, 1965) هذه الشواذ بأنها قد تكون ناتجة عن شواذ في مواد المعطف، عمقها نحو 400 كم، ربما ناتجة عن ارتفاع مواد ساخنة ذات كثافة أخفض من كثافة المواد المحيطية. يبدو هذا التعليل أكثر قبولاً في ضوء الدراسات الحديثة.



الشكل (VII): شواذ بوجير ومقطع عرضي في منطقة عرف المحيط الأطلسي.

(بحسب تالواني وآخرين Talwani, et al., 1965)

درس هاريسون (Harrison, 1955) شواذ الجاذبية الموجبة التي ترافق الصخور فوق الأساسية الموجودة في جزيرة قبرص، ووضع النموذج الظاهر في شكل (VIII) لامتداد الصخور فوق الأساسية تحت الجزيرة. يظهر النموذج التدرج بسماكة هذه الصخور مع ازديادها لتصبح على شكل جذر تحت وسط الجزيرة.



الشكل (VIII): شواذ الجاذبية ومقطع عرضي في قشرة جزيرة قبرص.

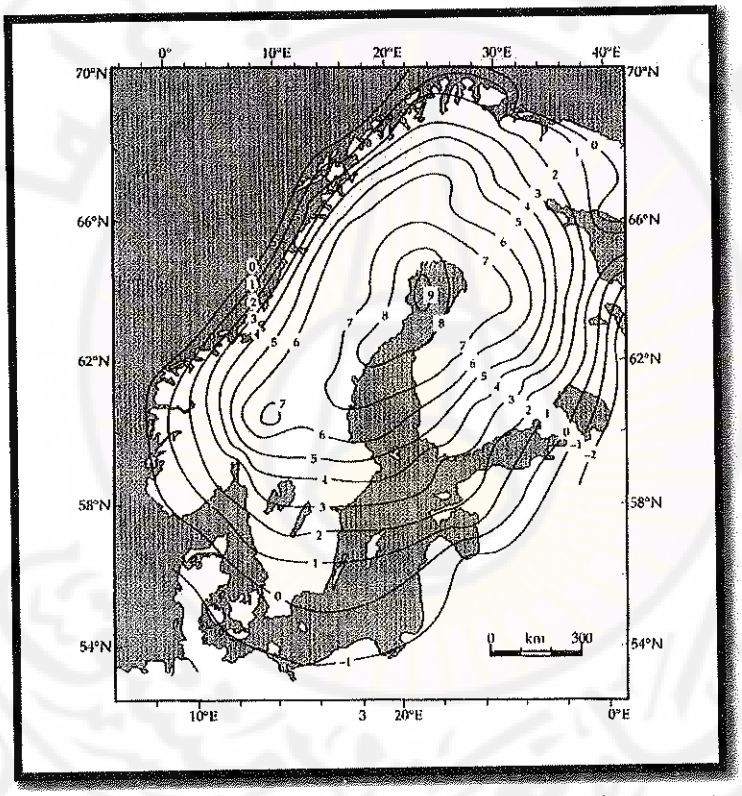
(بحسب هاريسون Harrison, 1955)

من الثابت الآن أن شواذ الجاذبية السالبة ترافق المناطق القارية التي تعرضت لانخفاس سابق تحت ثقل كميات كبيرة من الجليد، وتعليل ذلك بأن ثقل الجليد أدى إلى انخفاس القشرة الأرضية ضمن المعطف العلوي، وهذا يعني انزياح مواد المعطف عالية الكثافة نحو الجوانب. هذا ما حصل في المنطقة الاسكندينافية وشمال كندا.

ودلت الدراسات الجيولوجية على أن المنطقة الاسكندينافية قد ارتفعت نحو 500 متراً منذ البليستوسين Pleistocene (الشكل IX). يلحظ في الشكل (IX) إن أكبر ارتفاع كان حول خليج بوثنيا (Bothenia)، ويقل بالتدريج نحو الأطراف. ويعزى هذا الارتفاع المستمر إلى ذوبان الجليد بعد العصر الجليدي البليستوسيني. ويعتقد بأن سماكة الجليد وصلت إلى 2.5 كم وهذا أدى إلى انخفاس قشرة المنطقة الاسكندينافية بحدود 600 إلى 700 متراً في المعطف، وابتدأت المنطقة بالارتفاع تدريجياً بعد ذوبان الجليد منذ نحو 100000 سنة تحت تأثير الضغط الهيدروستاتيكي، كما يبدو في الشكل (X)، إذ يمثل الشكل الأيسر تجمع الجليد في أثناء عصر

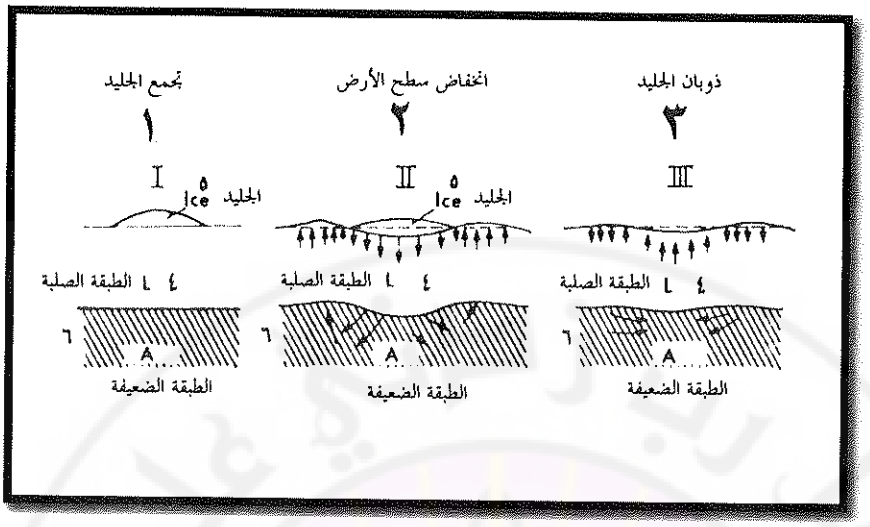
البليستوسين، في حين يمثل الشكل الأوسط انخفاس القشرة وإزاحة مواد المعطف جانباً، ويمثل الشكل الأيمن الارتفاع التدريجي للقشرة بعد ذوبان الجليد تحت تأثير الضغط الهيدروستاتيكي لمواد المعطف المنصهرة التي تعود إلى حيث كانت قبل تجمع الجليد.

تشير شواذ الجاذبية السالبة العالية (نحو 50 ميللي غال) الموجودة في المنطقة الاسكندينافية إلى أن هنالك نحو 200 متر من القشرة ماتزال غاطسة في المعطف وستزول هذه الشواذ السالبة عندما ترتفع المنطقة إلى وضعها الأصلي. تشير التسجيلات الحالية إلى أن معدل الارتفاع يصل إلى 8 مم/سنة.



الشكل (IX): ارتفاع اسكندينافيا بعد العصر الجليدي بالنسبة إلى مستوى سطح البحر. تدل أرقام المنحنيات على الارتفاع بالسنتمتر بالقرن (سم/100سنة). نقلاً عن كاكوري 1992 (Kakkuri, 1992).

(بحسب لوري Lowrie, 2007)



الشكل (X): تأثير الضغط الهيدروستاتيكي في القشرة الأرضية.

(بحسب ستيسي Stacey, 1969)

الفصل الأول
مبادئ أساسية في الجاذبية

Fundamental Principles of Gravity

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

1-1- مقدمة:

وضع الفيزيائيون الأوائل المفهوم الأتي (إن لقوى الجاذبية والكهربائية والمغنطيسية المتبادلة بين المواد تأثير آني يحدث بالتأثير عن بعد)، ثم أدخل فارادي (Faraday) مفهوم حقل القوة (force-field) الذي عده الفراغ الذي تعمل فيه القوة أي إن حقل القوة يُعدّ وسيطاً في تفاعل الأشياء. ويُمَثل الحقل بخطوط الحقل (field lines)، بحيث يكون اتجاه القوة هو المماس لخط الحقل في أية نقطة، وشدة القوة متناسبة مع عدد خطوط القوة في واحدة المساحة.

يمكن، بناء على هذا المفهوم وعلى ملحوظات نيوتن وغاليليو القول أن للأرض قوة جذب لكل الأجسام الواقعة عليها، وتلك الواقعة ضمن الحقل الجاذبي المحيط بها، فكل جسم يرتفع بالقرب من سطح الأرض سيسقط عليها بسرعة متزايدة، يدعى هذا تسارع الجاذبية. وهذا التسارع ثابت في منطقة ما بغض النظر عن نوعية الجسم، لكنه يتغير مع تغير خط العرض ومع تغير كثافة الصخور الواقعة في منطقة ما.

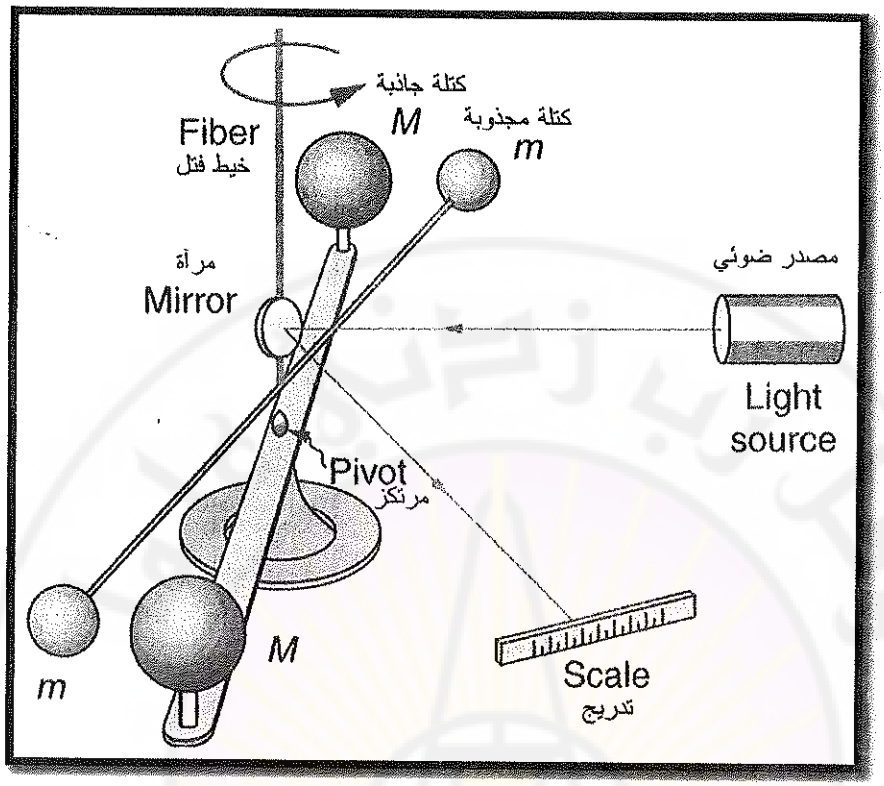
1-2- مبادئ أساسية Fundamental principles:

1-2-1- قانون نيوتن في التجاذب Newton's Law of gravitation:

يعبر عن قوة الجاذبية بقانون نيوتن الذي ينص على أن كل جسم في الكون يجذب إليه كل الأجسام الأخرى في الكون. فالقوة F المطبقة بين كتلتين m_1 و m_2 متناسبة طرداً مع حاصل ضرب الكتلتين بعضهما عن بعض وعكساً مع مربع المسافة r الفاصلة بين مركزيهما، وفق المعادلة الآتية:

$$F = G.\frac{m_1 m_2}{r^2} \qquad (1-1)$$

تعطى G القيمة الآتية في النظام الدولي SI (System Internationale) $G=6.672*10^{-11} N\ m^2/kg^2$، وفي جملة cgs $G=6.672*10^{-8}$ dyne cm^2/g^2. وقد قاسها كافندش (Cavendish) في المخبر عام 1797 بوساطة ميزان كافندش (Cavendish Balance) (الشكل 1-1) وأعطى قيمتها $6.654*10^{-8}$ cgs unit، وهي قيمة قريبة جداً من القيمة المعتمدة حالياً.



الشكل(1-1): مبدأ ميزان كافندش.

(من الإنترنيت)

1-2-2- تسارع الجاذبية Acceleration of gravity:

يمكن حساب التسارع a للكتلة m_2 في حقل الكتلة m_1 بقسمة القوة F على الكتلة m_2 كما يأتي:

$$a = \frac{F}{m_2} = G\frac{m_1}{r^2} \qquad (1\text{-}2)$$

إذن التسارع a يساوي قوة الجاذبية بواحدة الكتلة بتأثير الكتلة m_1. فإذا كانت m_1 هي كتلة الأرض M_e و r هي نصف قطر الأرض R_e، يكون تسارع جاذبية الأرض g الذي يطبق على أي جسم يسقط باتجاه الأرض كما يأتي:

$$g = G\frac{M_e}{R_e^2} \qquad (1\text{-}3)$$

1-2-3- وحدات الجاذبية Gravity units:

لخص برات (Pratt, 2005) الواحدات المستخدمة في الجاذبية على النحو التالي:

تستخدم حالياً وحدات عدة في قياسات الجاذبية، لكن الوحدة الأساسية للتسارع هي متر/ثانية^2 (m/s^2)، ونظراً إلى أن تغيرات الجاذبية صغيرة جداً اعتُمدت وحدات ملائمة على النحو التالي:

التسارع: متر/ثانية^2

(m/s^2).

التنقيب الجيوفيزيائي: 1 غال= 1 سم/ثانية^2= 10^{-2} م/ثانية^2

(1 gal = 1 cm/s^2= 10^{-2} m/s^2).

ولما كان الغال وحدة كبيرة جداً في التنقيب الجيوفيزيائي، اعتمدت الميللي غال بوصفها وحدة في النظام السغثي.

النظام السغثي cgs: 1 ميللي غال= 10^{-3} غال= 10^{-5} م/ثانية^2

(1 mgal = 10^{-3}gals = 10^{-5} m/s^2).

واعتُمدت وحدة مختلفة للتنقيب الجيوفيزيائي في النظام الدولي SI، هي "وحدة الجاذبية" gravity unit واختصاراً gu.

وحدات النظام الدولي SI: وحدة الجاذبية= 10^{-6} م/ثانية^2

(1 gu = 10^{-6} m/s^2)

التحويل:1 ميللي غال=10 وحدة جاذبية

(1 mgal = 10 gu)

شدة الحقل الجاذبي الأرضي تساوي تقريباً:

10 م/ثانية^2 = 1000 غال= 10^6 ميللي غال= 10^7 وحدة جاذبية

التغيير: يتغير الحقل الجاذبي الأرضي على سطح الأرض كاملاً بحدود 7000 ميللي غال أو 70000 وحدة جاذبية.

الحساسية/ الدقة: لتحقيق قياسات مفيدة يجب أن تسجل مقاييس الجاذبية تغيرات بالجاذبية من مرتبة 0.01 ميللي غال أو 1 وحدة جاذبية. الدقة المطلقة لمقاييس الجاذبية النموذجية هي نحو 0.1 ميللي غال.

1-3- جاذبية الأرض Gravity of the earth:

1-3-1- شكل الأرض Figure of the earth:

تطور التنقيب الجاذبي من دراسة الحقل الجاذبي الأرضي الذي كان موضع اهتمام علماء المساحة (geodesists) إلى تعيين شكل الأرض. ونظراً إلى أن الأرض ليست كروية تماماً وغير متجانسة فإن التسارع الجاذبي ليس ثابتاً على سطح الأض بكاملها.

تتغير قيمة الجاذبية وفق خمسة عوامل هي: خط العرض، والارتفاع، وطبوغرافيا الأراضي المحيطة، والمد والجزر، وتغيرات الكثافة تحت السطحية. يهتم التنقيب الجاذبي بالشواذ الناتجة عن تغيرات الكثافة تحت السطحية التي تكون عادة أصغر بكثير من التغيرات الناتجة عن خط العرض والارتفاع، ولكنها عادة أكبر من تغيرات المد والجزر والطبوغرافيا. تصل تغيرات خط العرض إلى 5 Gal بين المناطق الاستوائية والقطبية، وقد تصل تغيرات الارتفاع إلى 0.1 Gal. تعد شواذ الجاذبية 10 mGal كبيرة في الاستكشاف النفطي، في حين تعد شواذ 1 mGal كبيرة في الاستكشاف الفلزي. وهكذا فإن التغيرات في قيمة g معتبرة في الاستكشاف، لكنها صغيرة مقارنة بقيمة g الكلية، وكذلك بالتغيرات الناتجة عن خط العرض والارتفاع. ولحسن الحظ يمكن إزالة تأثير العوامل غير المهمة بالنسبة إلى التنقيب الجاذبي باعتماد الدقة في العمل.

1-3-1-آ- الكروي المرجع **Reference spheroid**:

حُدد شكل الأرض من القياسات الجيوديزية ومن تتبع الأقمار الصنعية، فتبين أنها كروانية الشكل (spheroidal) منتفخة في خط الاستواء ومسطحة في القطبين. يعطى التسطح القطبي (polar flattening) بالعلاقة الآتية:

$$\in = \frac{R_{eq} - R_p}{R_{eq}} = {}^{1}/_{298.25} \qquad (1\text{-}4)$$

حيث:

$\in$ التسطح القطبي.

R_{eq} نصف قطر الأرض الاستوائي.

R_p نصف قطر الأرض القطبي.

الكرواني المرجع هو إهليلج مفلطح يمثل تقريباً سطح البحر، (الشكل 1-2) بفرض إزالة الأراضي الواقعة فوقه. اعتمد الاتحاد الدولي للجيوديزياء والجيوفيزياء عام 1930 الصيغة العامة الآتية لقيمة التسارع الجاذبي:

$$g = g_0(1 + \alpha \sin^2\emptyset + \beta \sin^2 2\emptyset) \qquad (1\text{-}5)$$

حيث:

g_0 قيمة الجاذبية في خط الاستواء.

α ثابت.

β ثابت.

Φ قيمة خط العرض الذي يجرى فيه القياس.

وباعتماد القيم الآتية:

g_0= 978.049 Gal

α=0.0052884

β= -0.0000059

R_{eq}=6378388 m

R_p=6356909 m

E=1/297

أصبحت المعادلة (Nettleton, 1976, p.17) على الشكل الآتي:

$$g = 978.049\left(1 + 0.0052884\sin^2\emptyset - 0.0000059\,\sin^2 2\emptyset\right)\ \text{Gal} \quad (1\text{-}6)$$

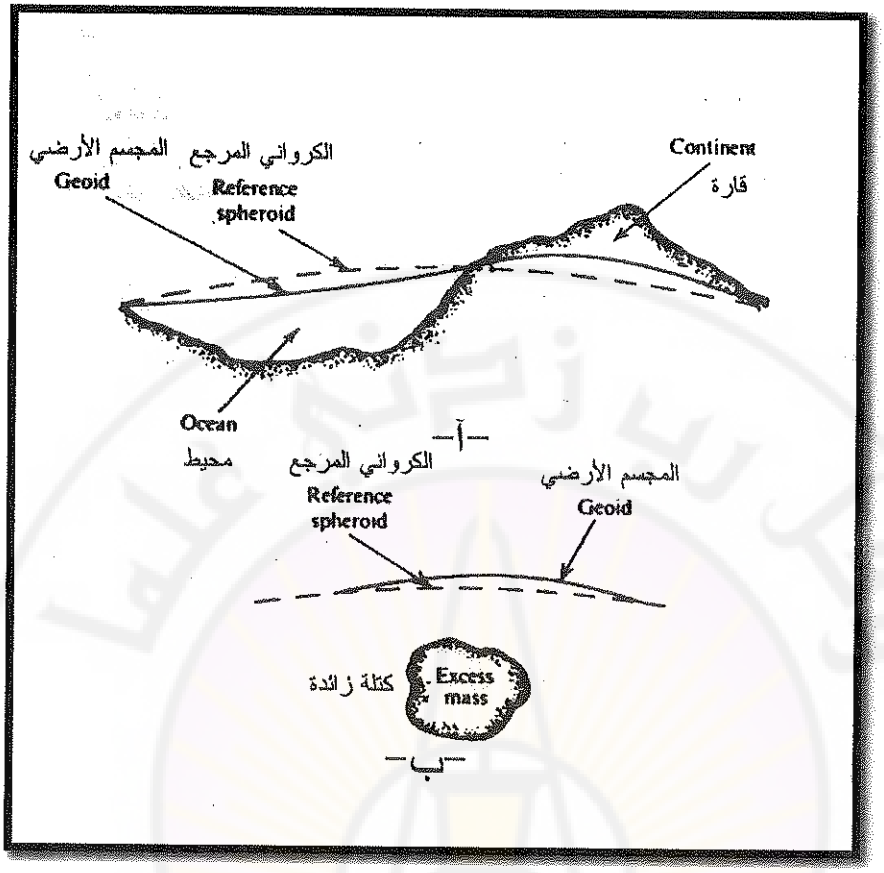
أعادت مجموعة المرجع الجيوديزي (Geodetic Reference System) عام 1967 النظر في المعادلة السابقة (Woolard, 1979) فوضعتها على الشكل الآتي:

$$g = 978.031846\left(1 + 0.005278895\,\sin^2\emptyset + 0.000023462\,\sin^4\emptyset\right)\ \text{mGal} \quad (1\text{-}7)$$

1-3-1-ب- المجسم الأرضي Geoid:

بالرغم من دقة الثوابت الموجودة في المعادلة (1-7) لا تعبر تعبيراً دقيقاً عن شكل الأرض، لأنها تهمل التموجات الناتجة عن تغيرات الطبوغرافيا، فمتوسط الارتفاعات القارية نحو 500 متر، والارتفاعات العظمى والتقعرات العظمى نحو 9000 متر، ولها تأثيرات كثيرة في تسارع الجاذبية. وهذا يعني وجود سطح آخر يأخذ بعين الاهتمام هذه التغيرات الطبوغرافية، يدعى هذا السطح بالمجسم الأرضي (الجيوئيد) (geoid)، وهو سطح تساوي الكمون، ويمثل المستوى المتوسط لسطح البحر فوق المحيطات وفوق سطح ماء البحر في حالة كان موجوداً بأقنية محفورة بالكتل القارية (الشكل 1-2). أي إن المجسم الأرضي لا ينطبق على الكرواني المرجع لأنه مقعر نحو الأسفل فوق المحيطات ومحدب نحو الأعلى فوق القارات، يبلغ الخلاف بين السطحين نحو 100 متر.

يسمح الشكل البسيط لشكل الأرض بزيادة الكثافة مع العمق، ولكنه لا يأخذ بعين الاهتمام التغيرات الجانبية التي هي هدف التنقيب الجاذبي. ويتحدب المجسم الأرضي نحو الأعلى فوق القارات بسبب جذب المواد الواقعة فوقه، ويتقعر نحو الأسفل فوق المحيطات بسبب كثافة الماء المنخفضة.



الشكل (1-2): مقارنة بين الكروي المرجع والمجسم الأرضي، آ- وضع الكروي والمجسم على امتداد كبير، ب- وضع الكروي والمجسم فوق كتلة محلية.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

1-4- كثافة الصخور والفلزات Density of rocks and minerals:

تعد التغيرات المحلية في الكثافة العامل المهم في تشكل شواذ جاذبية، لكن تحديد هذا العامل يعاني من المشكلتين الآتيتين:

1- صغر التغير في كثافة الصخور أو الفلزات الذي يصل إلى نحو 2 غ/سم^3.

2- صعوبة تحديد الكثافة في الموقع، مع أنه من الممكن تحديدها بالسبر البئري أو من الدراسة السيزمية، لكن ذلك غير مطبق في الدراسة البترولية أو التنقيب المنجمي. لذلك تُقاس الكثافة

في المخبر لعينات صغيرة مأخوذة من التكشفات الصخرية أو من اللباب المأخوذة من الآبار، لكن نادراً ما تعطي النتائج المخبرية الكثافة الحجمية الحقيقية، لأن العينات قد تكون تعرضت للتجوية أو التفتت أو زوال السائل منها.

1-4-1- كثافة الصخور الرسوبية:

تتغير كثافة الصخور الرسوبية كثيراً في الصخر الواحد (الجدول 1-1)، ويعود ذلك إلى تغير مسامية الصخر وكثافة السائل الذي يملأ المسام، وقد يصل التغير إلى 10% من كثافة الصخر. كما تتغير الكثافة مع العمر الجيولوجي ومع العمق تحت سطح الأرض بحيث تزداد مع زيادة العمر والعمق. وقد أظهرت دراسة عينات من الحجر الطيني ازدياد الكثافة من 2 غ/سم^3 إلى 2.60 غ/سم^3 مع ازدياد بالعمق مقداره 5000 قدم.

الجدول (1-1): قيم كثافة بعض الصخور الرسوبية.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

الصخر	مجال تغير الكثافة غ/سم^3	متوسط تغير الكثافة غ/سم^3
تربة	1.20-2.40	1.92
غضار	1.63-2.60	2.21
حصى	1.70-2.40	2.00
رمل	1.70-2.30	2.00
حجر رملي	1.61-2.76	2.35
غضار صفحي	1.77-3.20	2.40
حجر كلسي	1.93-2.90	2.55
دولوميت	2.26-2.90	2.70
متوسط الصخور الرسوبية	-	2.50

1-4-2- كثافة الصخور النارية:

مع أن كثافة الصخور النارية أعلى عادة من كثافة الصخور الرسوبية هناك تداخل بين قيم نوعي الصخر. إن كثافة الصخور النارية الأساسية أعلى من كثافة الصخور النارية

الحامضية (الجدول 1-2). قد تكون مسامية الصخور البركانية عالية وهذا مما يخفض كثافتها. لكن يكون تأثير المسامية عامة في كثافة الصخور النارية منخفضاً، ما لم تكن الصخور غزيرة التشقق.

الجدول (1-2): قيم كثافة بعض الصخور النارية.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

الصخر	مجال تغير الكثافة غ/سم3	متوسط الكثافة غ/سم3
ريوليت	2.35-2.70	2.52
أنديزيت	2.40-2.80	2.61
غرانيت	2.50-2.81	2.64
غرانوديوريت	2.67-2.79	2.73
بورفيري	2.60-2.89	2.74
ديوريت كوارتزي	2.62-2.96	2.79
ديوريت	2.72-2.99	2.85
لافز	2.80-3.00	2.90
دياباز	2.50-3.20	2.91
بازلت	2.70-3.30	2.99
غابرو	2.70-3.50	3.03
بيريدوتيت	2.78-3.37	3.15
متوسط الصخور الحامضية	2.30-3.11	2.61
متوسط الصخور الأساسية	2.09-3.17	2.79

1-4-3- كثافة الصخور المتحولة:

تزداد كثافة الصخور المتحولة لأن عملية التحول تعمل على ملء فراغات الصخر ولتبلوره بصيغ عالية الكثافة (الجدول 1-3). لذا فإن الصخور الرسوبية المتحولة مثل الرخام والسلت والكوارتزيت أعلى كثافة من الصخور الرسوبية الأصلية مثل الحجر الكلسي والغضار

الصفحي والحجر الرملي. هذا صحيح بالنسبة إلى الصخور النارية المتحولة، فالغنيس يقابل الغرانيت والأمفيبول يقابل البازلت.

الجدول (1-3): قيم كثافة بعض الصخور المتحولة.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

الصخر	مجال تغير الكثافة غ/سم^3	متوسط الكثافة غ/سم^3
كوارتزيت	2.50-2.70	2.60
شيست	2.39-2.90	2.64
غرواك	2.60-2.70	2.65
رخام	2.60-2.90	2.75
سيربنتين	2.40-3.10	2.78
سليت	2.70-2.90	2.79
غنيس	2.59-3.00	2.80
أمفيبوليت	2.90-3.04	2.96
إيكلوجيت	3.20-3.54	3.37
متوسط الصخور المتحولة	2.40-3.10	2.74

1-4-4- كثافة الفلزات:

للفلزات المعدنية كثافة أعلى من متوسط كثافة الصخور (2.67 g/cm^3)، لكن تأثيرها الجاذبي محدود لأنها نادراً ما تتشكل بحجوم كبيرة (الجدول 1-4)، باستثناء بعض الفلزات، فإن الفلزات اللامعدنية تتمتع بكثافة أخفض من متوسط كثافة الصخور (2.67 g/cm^3) (الجدول1-5).

الجدول (1-4): قيم كثافة بعض الفلزات المعدنية.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

الفلز	مجال تغير الكثافة غ/سم^3	متوسط الكثافة غ/سم^3
أكاسيد وكربونات		
بوكسيت	2.30-2.55	2.45
ليمونيت	3.50-4.00	3.78
سيديريت	3.70-3.90	3.83
روتيل	4.18-4.30	4.25
منغنيت	4.20-4.40	4.32
كروميت	4.30-4.60	4.36
إلمينيت	4.30-5.00	4.67
بيرولوزيت	4.70-5.00	4.82
مغنيتيت	4.90-5.20	5.12
فرانكلينيت	5.00-5.22	5.12
هيماتيت	4.90-5.30	5.18
كوبريت	5.70-6.15	5.92
كاستيريت	6.80-7.10	6.92
وولفراميت	7.10-7.50	7.32
كباريت وزرنيخيدات		
سفاليريت	3.50-4.00	3.75
مالاخيت	3.90-4.03	4.00
كالكوبيريت	4.10-4.30	4.20
ستانيت	4.30-4.52	4.40
ستيبنيت	4.50-4.60	4.60
بيرهوتيت	4.50-4.80	4.65
موليبدنيت	4.40-4.80	4.70

مركاسيت	4.70-4.90	4.85
بيريت	4.90-5.20	5.00
بورنيت	4.90-5.40	5.10
كالكوسيت	5.50-5.80	5.65
كوبالتيت	5.80-6.30	6.10
أرسينوبيريت	5.90-6.20	6.10
بيثموثينيت	6.50-6.70	6.57
غالينا	7.40-7.60	7.50
سينيبار	8.00-8.20	8.10

الجدول (1-5): قيم كثافة بعض الفلزات اللامعدنية.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

الفلز	مجال تغير الكثافة غ/سم^3	متوسط الكثافة غ/سم^3
نفط	0.60-0.90	-
جليد	0.88-0.92	-
ماء بحر	1.01-1.05	-
ليغنيت	1.10-1.25	1.19
فحم لين	1.20-1.50	1.32
إنتراسيت	1.34-1.80	1.50
طباشير	1.53-2.60	2.01
غرافيت	1.90-2.30	2.15
ملح صخري	2.10-2.60	2.22
جص	2.20-2.60	2.35
كاولانيت	2.20-2.63	2.53
أورتوكلاز	2.50-2.60	-

كوارتز	2.50-2.70	2.65
كالسيت	2.60-2.70	-
أنهدريت	2.29-3.00	2.93
بيوتيت	2.70-3.20	2.92
مغنيزيت	2.90-3.12	3.03
فلوريت	3.01-3.25	3.14
باريت	4.30-4.70	4.47

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

الحقل الجاذبي فوق بعض الأجسام

هندسية الشكل

The gravitational field of some geometrical bodies

Damascus University


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

2-1- مقدمة:

تستخدم الآن في تفسير معطيات الجاذبية النمذجة التكرارية (iterative modeling) التي تعتمد استخدام الحاسوب (Bhattacharyya, 1978) في حساب شواذ الجاذبية الناتجة عن نموذج للجسم تحت السطحي ثم مقارنة ذلك بالشواذ المقيسة في الحقل، وعند وجود اختلاف بينهما يكرر تغيير متحولات نموذج الجسم إلى أن يحصل على أفضل تطابق بين منحنيات الشواذ المقيسة والشواذ الناتجة عن النموذج، فيعد هذا النموذج أنه الممثل للجسم الموجود في منطقة الدراسة.

وقبل أن تصبح النمذجة التكرارية قابلة للتطبيق العملي استخدمت شواذ الجاذبية لأشكال هندسية بسيطة في المقارنة بالشواذ المتبقية المقيسة، ومازال هذا الإجراء معتمداً في كثير من الحالات، وكثيراً ما يعطي نتائج جيدة، كما إنه يساعد على إعطاء فكرة جيدة عن عمق الجسم وشكله وتباين كثافته عن الوسط المحيط وكتلته الكلية.

2-2- الحقل الجاذبي فوق بعض الأجسام هندسية الشكل:

يعالج هذا الفصل التأثير الجاذبي للأجسام الآتية: كرة، أسطوانة أفقية، أسطوانة شاقولية ..... إلخ.

2-2-1- كـرة:

تعد الكرة متجانسة ونصف قطرها R وعمق مركزها z_c عن سطح الأرض، بحيث يكون $z_c > R$، وكثافتها ρ وكتلتها M (الشكل 2-1). وبذلك يكون التأثير الجاذبي في نقطة P تبعد بمقدار x عن المركز السطحي O وبمقدار r عن مركز الكرة، كما يأتي:

$$g_r = \frac{GM}{r^2} \qquad (2\text{-}1)$$

والمركبة الشاقولية تساوي:

$$g_z = g_r \cos\theta = \frac{GM}{r^2}\frac{z}{r} = \frac{\frac{4}{3}\pi R^3 \rho G z}{r^3}$$

لأن

$$M = \frac{4}{3}\pi R^3 \rho$$

ولما كان $$r = (x^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}$$

إذن:

$$g_z = \frac{4}{3}\pi G\rho R^3 \frac{z}{(x^2+z^2)^{\frac{3}{2}}} \text{ mGal} \qquad (2\text{-}2)$$

بفرض $$k = \frac{4}{3}\pi G$$

إذا أخذت r و x و z بالمتر تكون $k=27.9 \times 10^{-3}$ فتصبح المعادلة (2-2) على الشكل الآتي:

$$g_z = 27.9 * 10^{-3} \rho R^3 \frac{z}{(x^2+z^2)^{\frac{3}{2}}} \text{ mGal} \qquad (2\text{-}3)$$

وقيمتها العظمى فوق المركز السطحي على الشكل الآتي:

$$g_{max} = 27.9 * 10^{-3} \frac{R^3 \rho}{z^2} \text{ mGal} \qquad (2\text{-}4)$$

إذا أخذت r و x و z بالقدم تكون $k=8.52 \times 10^{-3}$ تصبح العلاقة (2-2) على الشكل الآتي:

$$g_z = 8.52 * 10^{-3} \rho R^3 \frac{z}{(x^2+z^2)^{\frac{3}{2}}} \text{ mGal} \qquad (2\text{-}5)$$

وقيمتها العظمى فوق المركز السطحي على الشكل الآتي:

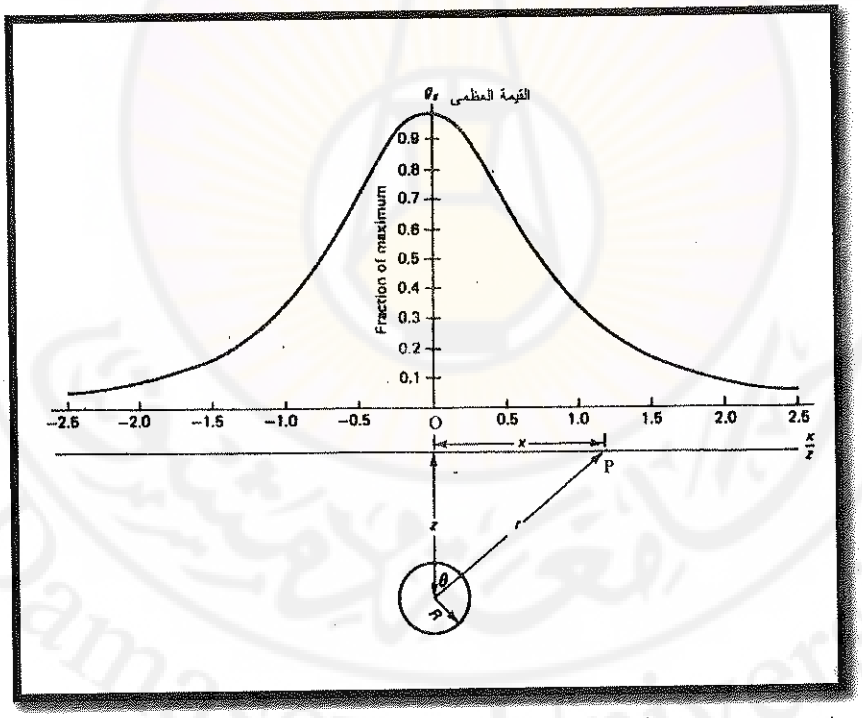
$$g_{max} = 8.52 * 10^{-3} \frac{R^3 \rho}{z^2} \text{ mGal} \qquad (2\text{-}6)$$

بمعايرة العلاقة (2-2) بالنسبة لعمق مركز الكرة z تصبح على الشكل الآتي:

$$g_z = \frac{4}{3}\pi G\rho R^3 \frac{1}{z^2\left(1+\frac{x^2}{z^2}\right)^{\frac{3}{2}}} \text{ mGal} \qquad (2\text{-}7)$$

يعطي المنحنى البياني في الشكل (2–1) تغير المركبة الشاقولية لجاذبية كرة باعتبار $g_{max}=1$ والمسافة الأفقية x/z بالمعايرة بالنسبة للعمق z.

ينتج التأثير الجاذبي لجسم تحت سطح الأرض عن التباين بكثافة الجسم عن الوسط المحيط، أي التباين بالكثافة، فإذا كان التباين موجباً يكون التأثير موجباً والعكس صحيح. فبفرض وجود قبة ملحية كروية الشكل نصف قطرها 2000 قدم وعمق مركزها 4000 قدم والتباين بكثافها عن الوسط المحيط $-0.25\ g/cm^3$ تكون القيمة العظمى للمركبة الشاقولية مساوية -1.07 mGal.

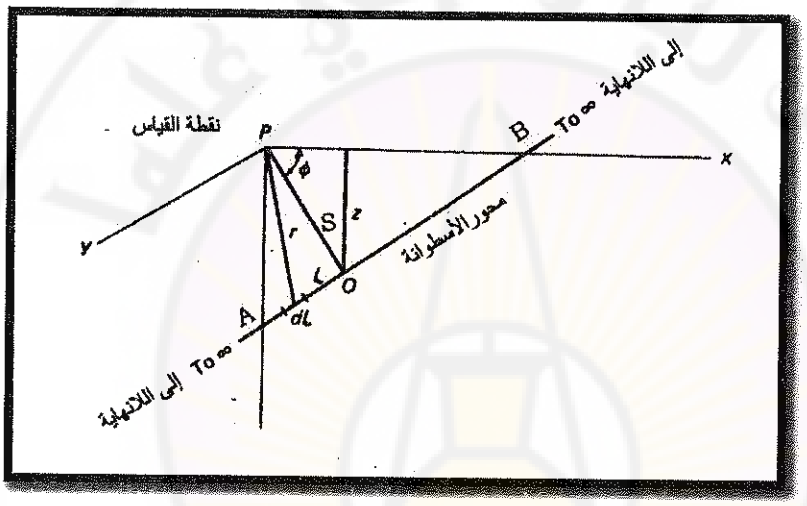


الشكل (2–1): منحنى تغير المركبة الشاقولية لجاذبية كرة.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

2-2-2- أسطوانة أفقية:

تسهيلاً للحساب يؤخذ محور الأسطوانة الذي يعد سلكاً مستقيماً لا نهائي الطول كتلة واحدة الطول منه λ، ويمتد موازياً للمحور y، ومطموراً على عمق z من سطح الأرض، ومنزاحاً أفقياً بمقدار x عن نقطة القياس P (الشكل 2-2). وتبحسب المركبة الشاقولية للجاذبية الناتجة عن هذا السلك، ثم يحول هذا السلك إلى أسطوانة أفقية نصف قطرها R ويقع محورها على عمق z_c من سطح الأرض.



الشكل (2-2): وضع السلك (محور الأسطوانة) بالنسبة إلى الإحداثيات XYZ.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

يعطي الشكل (2-2) وضع السلك فراغياً، حيث:

PO=S هو المستقيم الواقع في المستوي XZ ويعامد محور الأسطوانة (المستقيم AB) ويمثل المسافة الشاقولية الفاصلة بين نقطة القياس والسلك.

$\emptyset$ الزاوية بين المحور X والمستقيم PO.

r المسافة بين نقطة القياس P ومنتصف عنصر الطول dl.

يكون التأثير الجاذبي الكلي في نقطة القياس P الناتج عن عنصر الطول dl على الشكل الآتي:

$$dg = \frac{Gdm}{r^2} = G\lambda \frac{dl}{r^2} \qquad (2\text{-}8)$$

حيث $dm=\lambda dl$ كتلة العنصر الصغير dl.

وتكون مركبة التأثير الجاذبي بالاتجاه S على الشكل الآتي:

$$dg_S = dg \frac{S}{r} \qquad (2\text{-}9)$$

وتكون مركبة التأثير الجاذبي بالاتجاه z كما يأتي:

$$dg_z = dg_S \sin\phi = dg \frac{S}{r} \sin\phi = \frac{G\lambda dl}{r^2} \frac{S}{r} \sin\phi \qquad (2\text{-}10)$$

بتطبيق التكامل على السلك كاملاً نجد ما ياتي:

$$g_z = G\lambda \sin\phi . S \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dl}{(S^2+L^2)^{3/2}}$$

$$g_z = \frac{2G\lambda . \sin\phi}{S} = 2G\lambda \frac{z}{x^2+z^2} \qquad (2\text{-}11)$$

بتحويل السلك إلى أسطوانة نصف قطرها R أصغر من عمق محور الأسطوانة (z_c) باستبدال كتلة واحدة الطول λ بما يساويها:

$$\lambda = \pi R^2 \rho$$

حيث ρ كثافة الأسطوانة.

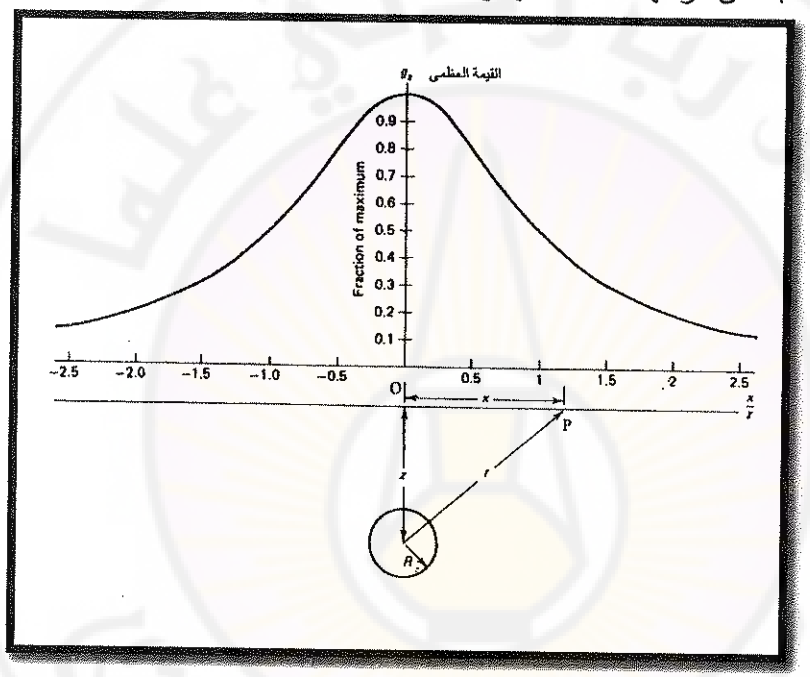
ومنه تصبح شدة المركبة الشاقولية لجاذبية الأسطوانة الأفقية على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi GR^2 \rho \cdot \frac{z}{x^2+z^2} \qquad (2\text{-}12)$$

بمعايرة المعادلة (2-12) بالنسبة إلى عمق محور الأسطوانة z تصبح على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi G R^2 \rho \frac{1}{z(1+\frac{x^2}{z^2})} \text{ mGal} \qquad (2\text{-}13)$$

يعطي المنحنى البياني في الشكل (2-3) تغير المركبة الشاقولية لجاذبية أسطوانة أفقية باعتبار $g_{max}=1$ والمسافة الأفقية x/z بالمعايرة بالنسبة إلى العمق z، وتبدو الشواذ أقل حدة من الشواذ الناتجة عن كرة لها الكثافة نفسها ونصف القطر.



الشكل (2-3): منحنى تغير المركبة الشاقولية لجاذبية أسطوانة أفقية.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

2-2-3- أسطوانة شاقولية:

للأسطوانة الشاقولية أهمية خاصة لاسيما إذ أنها تشبه قبة ملحية أو صخوراً بركانية متصلبة في قناة بركان خامد، ومن ثم فإن تأثيرها الجاذبي يشبه إلى حد كبير التأثير الجاذبي

الناتج عن قبة ملحية ذات أهمية في الاستكشاف النفطي، أو قناة بركانية قد يكون لها أهمية اقتصادية.

يظهر الشكل (2-4) وضع الأسطوانة الشاقولية والمقادير المستخدمة في حساب تأثيرها الجاذبي، وهي:

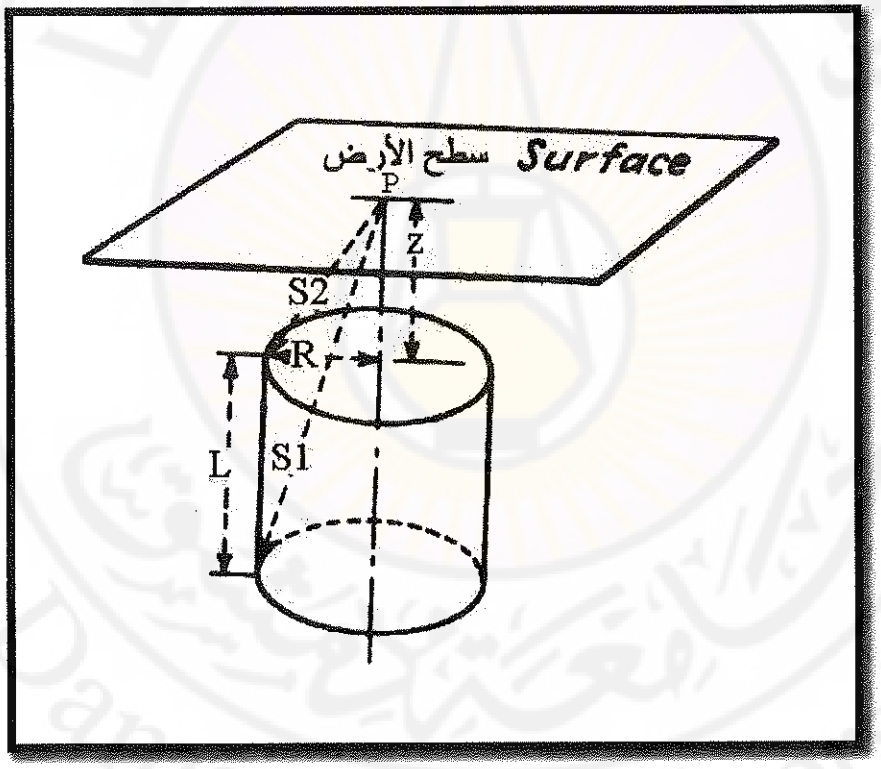
S_1 المسافة الواصلة بين نقطة القياس P وأية نقطة على محيط السطح السفلي.

S_2 المسافة الواصلة بين نقطة القياس P وأية نقطة على محيط السطح العلوي.

z عمق سطح الأسطوانة العلوي من سطح الأرض.

L ارتفاع الأسطوانة (أي المسافة بين السطح السفلي والسطح العلوي).

R نصف قطر الأسطوانة.



الشكل (2-4): وضع الأسطوانة الشاقولية والمقادير المستخدمة في حساب تأثيرها الجاذبي.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

يبحسب التأثير الجاذبي في المركز السطحي للأسطوانة بحساب التأثير الجاذبي dg لقرص ثخانته dl، ثم حساب تكامل dg من l=z إلى l=z+L للحصول على g_z التي تساوي ما يأتي:

$$g_z = 2\pi G\rho[L + (z^2 + R^2)^{1/2} - \{(z + L)^2 + R^2\}^{1/2}] \quad (2\text{-}14)$$

وتوضع بدلالة S_1 و S_2 على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi G\rho(L - S_1 + S_2) \ \text{mGal} \quad (2\text{-}15)$$

إذا أخذت S و L بالمتر تصبح المعادلة (2-15) على الشكل الآتي:

$$g_z = 41.9 * 10^{-3}\rho(L - S_1 + S_2) \ \text{mGal} \quad (2\text{-}16)$$

إذا أخذت S و L بالقدم تصبح المعادلة (2-15) على الشكل الآتي:

$$g_z = 12.77 * 10^{-3}\rho(L - S_1 + S_2) \ \text{mGal} \quad (2\text{-}17)$$

إذا كانت الأسطوانة طويلة جداً نحو الأسفل تصبح S_1=L+z وتصبح g_z على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi G\rho(S_2 - z) \ \text{mGal} \quad (2\text{-}18)$$

إذا كان نصف قطر الأسطوانة كبيراً جداً بالنسبة إلى سماكتها أي R>>L ويقترب S_2 من S_1 تصبح المعادلة (2-15) على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi G\rho L \quad \text{mGal} \quad (2\text{-}19)$$

هذا الوضع شبيه بشريحة أفقية مطمورة سماكتها L.

2-2-4- أسطوانة شاقولية بعيدة عن المركز السطحي:

نظراً إلى صعوبة حساب التأثير الجاذبي بعيداً عن المركز السطحي للأسطوانة الشاقولية طور بوي (Bowie, 1927) صيغة تقريبية لحساب التأثير الجاذبي في منطقة تبعد مسافة x عن المركز السطحي، على الشكل الآتي:

$$g_z = 2\pi G\rho[\{L^2 + (x-R)^2\}^{\frac{1}{2}} - \{L^2 + (x+R)^2\}^{\frac{1}{2}} - 2R] * \frac{R}{4x} \qquad (2\text{-}20)$$

2-2-5- حزام أفقي لامتناهي الطول ويعامد مسار القياس:

يعطي الشكل (2-5) مقطعاً عرضياً، X_1-X_2، للحزام المعامد للمستوي XZ، وتظهر الأبعاد والزوايا التي ستستخدم في الحساب.

إذا كانت كثافة واحدة السطح σ يكون التأثير الجاذبي لعنصر الحزام المتطاول الذي عرضه dx على نقطة القياس P مشابهاً لتأثير سلك عمودي على مسار القياس الوارد بالمعادلة (2-11)، أي:

$$dg_z = \frac{2G\sigma.\sin\phi.dx}{r} \qquad (2\text{-}21)$$

حيث:

σ.dx كتلة واحدة طول الحزام.

r المسافة الفاصلة بين منتصف عنصر الحزام المتطاول dx ونقطة القياس P.

بأخذ التكامل من x_1 إلى x_2 نجد:

$$g_z = 2G\sigma \int_{x_1}^{x_2} \frac{\sin\phi.dx}{r} \qquad (2\text{-}22)$$

ولما كانت $\sin\phi.dx/r$ هي الزاوية التي يحصرها عنصر الحزام dx ورأسها في نقطة P وتكاملها هو الزاوية التي تحصرها المسافة بين x_1 و x_2 أي عرض الشريط، ولتكن θ إذن:

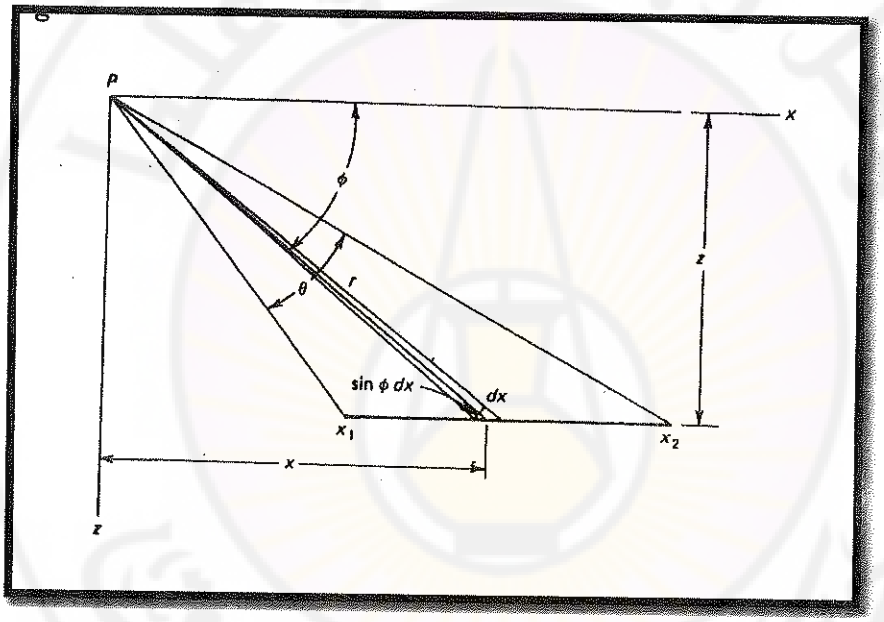
$$g_z = 2G\sigma\theta \qquad (2\text{-}23)$$

إذا امتدت الشريحة إلى اللانهاية باتجاه x يصبح المستقيم Px_2 افقياً، عندها يمكن التعبير عن θ بما يأتي:

$$\theta = \frac{\pi}{2} - tan^{-1}\left(\frac{x}{z}\right)$$

أو

$$\theta = tan^{-1}\left(\frac{x}{z}\right)$$



الشكل (2-5): وضع حزام أفقي لامتناهي الطول ويعامد المستوي XZ.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

إذا تحولت الشريحة إلى صفيحة سماكتها t ويقع طرفها تحت نقطة القياس P (الشكل 2-6) وكأنها طبقة مضروبة بفالق شاقولي يمر من نقطة القياس، يمكن كتابة $\sigma=\rho.t$ فتصبح المعادلة (2-23) على الشكل الآتي:

$$g_z = 2G\rho.t\{\frac{\pi}{2} - tan^{-1}\left(\frac{x}{z}\right)\} \qquad (2\text{-}24)$$

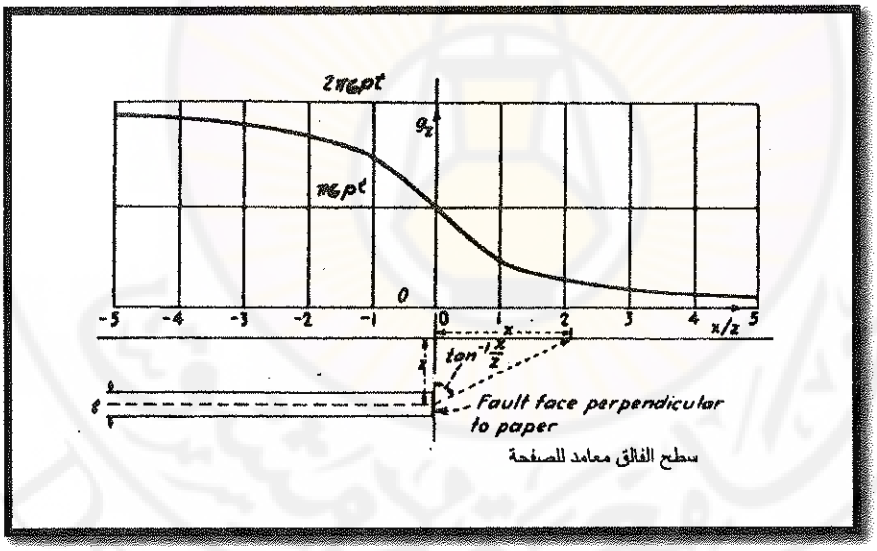
تكون المسافة من الجهة اليسرى x=-∞ أي أن $tan^{-1}\left(\frac{-\infty}{z}\right) = -\frac{\pi}{2}$ ومن ثم تصبح المركبة الشاقولية للجاذبية

$$g_z = 2G\rho t(\frac{\pi}{2} - \left(-\frac{\pi}{2}\right)) = 2\pi G\rho.t \qquad (2\text{-}25)$$

في حين تكون المسافة من الجهة اليمنى x=∞ أي أن $tan^{-1}\left(\frac{-\infty}{z}\right) = \frac{\pi}{2}$ ومن ثم تصبح المركبة الشاقولية للجاذبية مساوية إلى الصفر.

ولما كانت x=0 فوق الفالق تصبح $tan^{-1}\left(\frac{-\infty}{z}\right) = 0$ ومن ثم المركبة الشاقولية للجاذبية مساوية نصف قيمتها العظمي في اللانهاية، أي:

$$g_z = 2G\rho.t.\frac{\pi}{2} = \pi G\rho t \qquad (2\text{-}26)$$



الشكل (2-6): منحنى تغير المركبة الشاقولية لجاذبية صفيحة أفقية مضروبة بفالق.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

2-2-6- شريحة رقيقة أفقية غير منتظمة الشكل ومحدودة الأبعاد:

يظهر الشكل (2-7) وضع شريحة أفقية رقيقة محدودة الأبعاد وغير منتظمة الشكل. نظراً إلى كونها غير هندسية الشكل تستخدم الزاوية المجسمة التي رأسها في نقطة P لحساب تأثيرها الجاذبي في نقطة القياس.

بأخذ العنصر الصغير الذي مساحته dA و r بعد مركزه عن نقطة القياس P، وكثافة واحدة المساحة منه σ فتكون كتلته σ.dA وتأثيره الجاذبي في نقطة P كما يأتي:

$$dg_z = \frac{G\sigma \cos\theta .\, dA}{r^2} = G\sigma .\, d\Omega \qquad (2\text{-}27)$$

حيث: $\mathbf{d\Omega}$ هي الزاوية المجسمة التي تحصر العنصر dA.

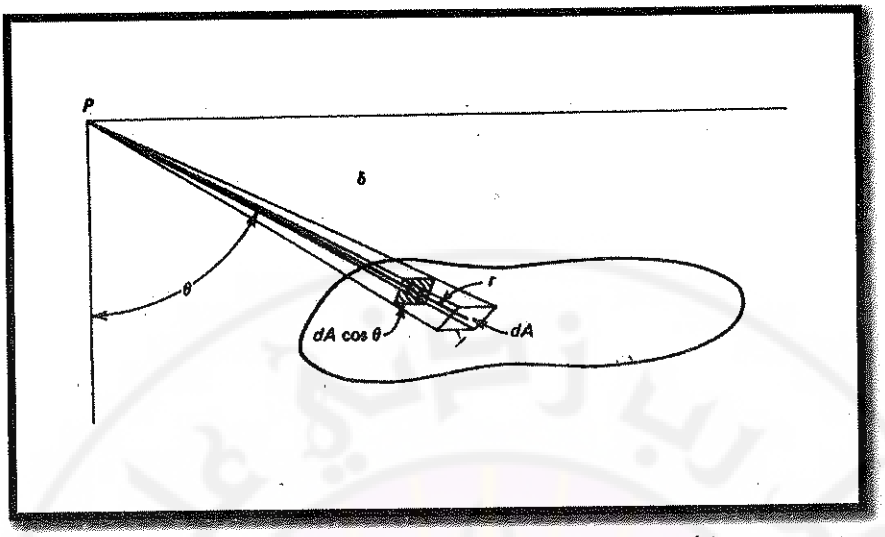
$dA\ cos\ \theta$ هي مركبة مساحة العنصر dA المعامدة للمستقيم r.

وبأخذ التكامل على كامل مساحة الشريحة نجد:

$$g_z = G\sigma .\, \Omega \qquad (2\text{-}28)$$

تشير هذه المعادلة إلى أن العامل المؤثر في جاذبية الشريحة هي الزاوية المجسمة التي تحصر سطح الشريحة.

لقد طبع نيتليتون (Nettleton, 1942) جداول لتحديد الجاذبية الناتجة عن شرائح دائرية متغيرة العمق ونصف القطر والمسافة الأفقية الواصلة بين نقطة القياس ومركز الدائرة.



الشكل (2-7): وضع شريحة أفقية محدودة الأبعاد.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

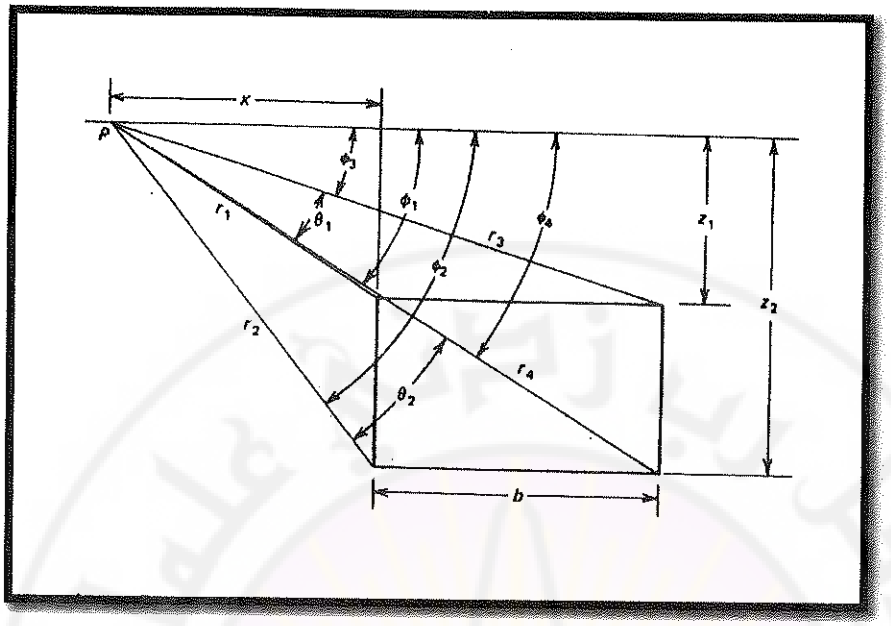
2-2-7- جسم ثلاثي الأبعاد مقطعه العرضي مستطيل واقع بالمستوي XZ:

يمكن استخدام الشريحة الرقيقة الظاهرة في الشكل (2-5) ومعادلتها (2-23) لتشكيل أجسام ثلاثية الأبعاد وحساب تأثيرها الجاذبي مثل شريحة ثخينة أفقية (دسيسة بينية مثلاً)، وذلك بتكامل تأثير مجموعة من الشرائح الرقيقة الأفقية. لقد بحسب جارلاند (Garland, 1965) التأثير الجاذبي في نقطة P على طول مسار معامد لامتداد شريحة ثخينة طويلة جداً بالنسبة إلى عرضها b (الشكل 2-8)، كما في المعادلة الآتية:

$$g_z = 2G\rho(z_2\theta_2 - z_1\theta_1 + x.ln\frac{r_2.r_3}{r_1.r_4} + b.ln\frac{r_4}{r_3} \quad (2\text{-}29)$$

عندما يمتد عرض الشريحة إلى اللانهاية تقترب θ_1 من Φ_1 و θ_2 من Φ_2 وتقترب r_3 من r_4 تصبح المعادلة (2-29) كما يأتي:

$$g_z = 2G\rho(z_2\theta_2 - z_1\theta_1 + x.ln\frac{r_2}{r_1}) \quad (2\text{-}30)$$



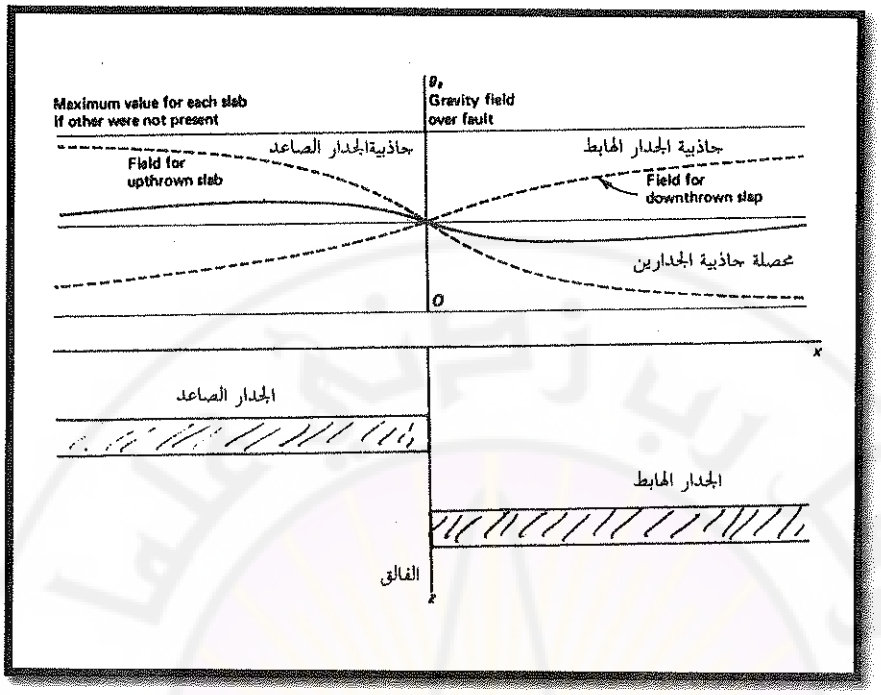
الشكل (2-8): مقطع عرضي مستطيل لجسم طويل جداً بالنسبة إلى عرضه.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

المعادلة السابقة هي معادلة صفيحة ثخينة أفقية ومضروبة بفالق شاقولي جداره الهابط عميق جداً، بحيث يمكن إهمال تأثيره الجاذبي في نقطة القياس P. وعندما تقل سماكة هذه الصفيحة يقترب تأثيرها الجاذبي من تأثير الشريحة الرقيقة الوارد في المعادلة (2-24).

فإذا كانت رمية الفالق الذي يضرب الصفيحة الثخينة محدودة (الشكل 2-9) سيبدو التأثير الجاذبي الناتج عن الجدارين الهابط والصاعد ومحصلة التأثيرين كما في الشكل.

يلحظ أن التأثير الجاذبي للجدارين مختلف بالإشارة، وتأثير الجدار الصاعد أكثر حدة من تأثير الجدار الهابط، والقيمة العظمى متركزة فوق الجدار الصاعد والقيمة الصغرى متركزة فوق الجدار الهابط. يعتمد الفرق بين القيمة العظمى والقيمة الصغرى على سماكة الصفيحة وعمق الجدار الصاعد ورمية الفالق.



الشكل (2-9): منحنى تغير المركبة الشاقولية لجاذبية صفيحة أفقية مضروبة بفالق صغير الرمية.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

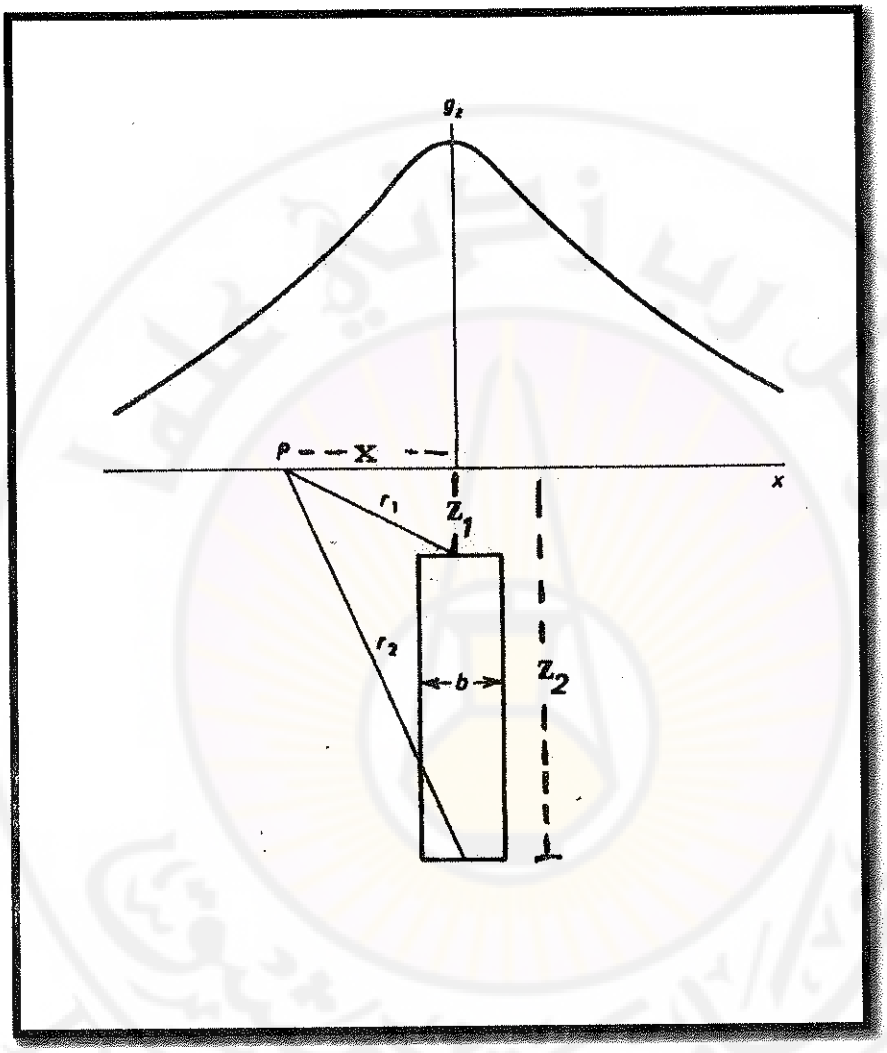
إذا ازداد امتداد الصفيحة شاقولياً بالنسبة إلى امتدادها الأفقي، أي امتد السطح السفلي كثيراً بالنسبة لعرضها وبالنسبة إلى السطح العلوي، فإن θ_1 و θ_2 تقتربان من الصفر وكذلك تقترب Φ_1 من Φ_3 وتقترب Φ_2 من Φ_4 ، وتصبح المركبة الشاقولية للجاذبية (الشكل 2-10) كما يأتي:

$$g_z = 2G\rho.b.ln\frac{r_2}{r_1} \qquad (2\text{-}31)$$

يبدو في الشكل (2-10) أن $r_1 = \sqrt{x^2 + z_1^2}$ و $r_2 = \sqrt{x^2 + z_2^2}$ وبالتبديل في المعادلة (2-31) تصبح المركبة الشاقولية للجاذبية كما يأتي:

$$g_z = 2G\rho.b.ln\frac{\sqrt{x^2+z_2^2}}{\sqrt{x^2+z_1^2}} \qquad (2\text{-}32)$$

وهي معادلة المركبة الشاقولية للجاذبية فوق صفيحة شاقولية محدودة الامتداد نحو الأسفل، عرضها b وعمق سطحها العلوي z_1 وعمق سطحها السفلي z_2.



الشكل (2-10): منحنى تغير المركبة الشاقولية لجاذبية صفيحة شاقولية ممتدة نحو الأسفل.

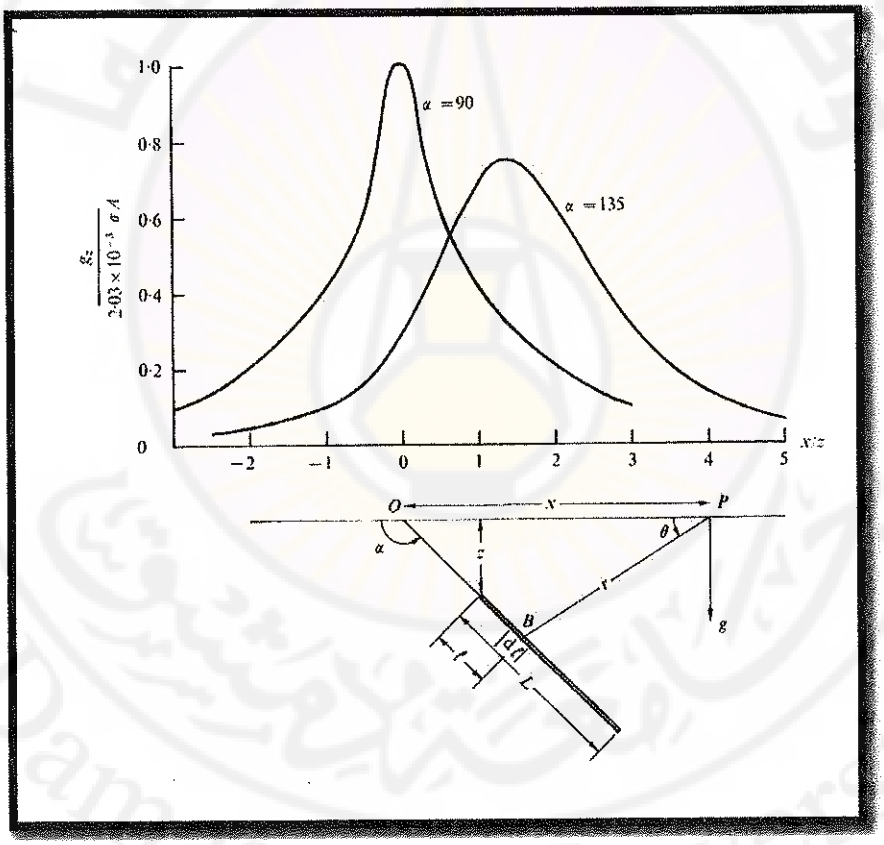
(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

2-2-8- أجسام هندسية مائلة مقاطعها العرضية واقعة في المستوي XZ:

يتعقد حساب التأثير الجاذبي للجسم الهندسي المائل بسبب قيمة زاوية الميل واتجاه الميل بالنسبة إلى نقطة القياس، لذا يرد باختصار المقاطع العرضية لأجسام هندسية مائلة والتأثير الجاذبي لها على نقطة القياس.

2-2-8-1- أنبوب رفيع يميل بزاوية مقدارها $\alpha=135^{o}$ عن الأفق:

يبين الشكل (2-11) وضع أنبوب رفيع يميل نحو اليمين بزاوية مقدارها $\alpha=135^{o}$، والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجاذبية فوق هذا الأنبوب، وأضيف بهدف المقارنة منحنى المركبة الشاقولية للجاذبية لأنبوب شاقولي، أي $\alpha=90^{o}$.

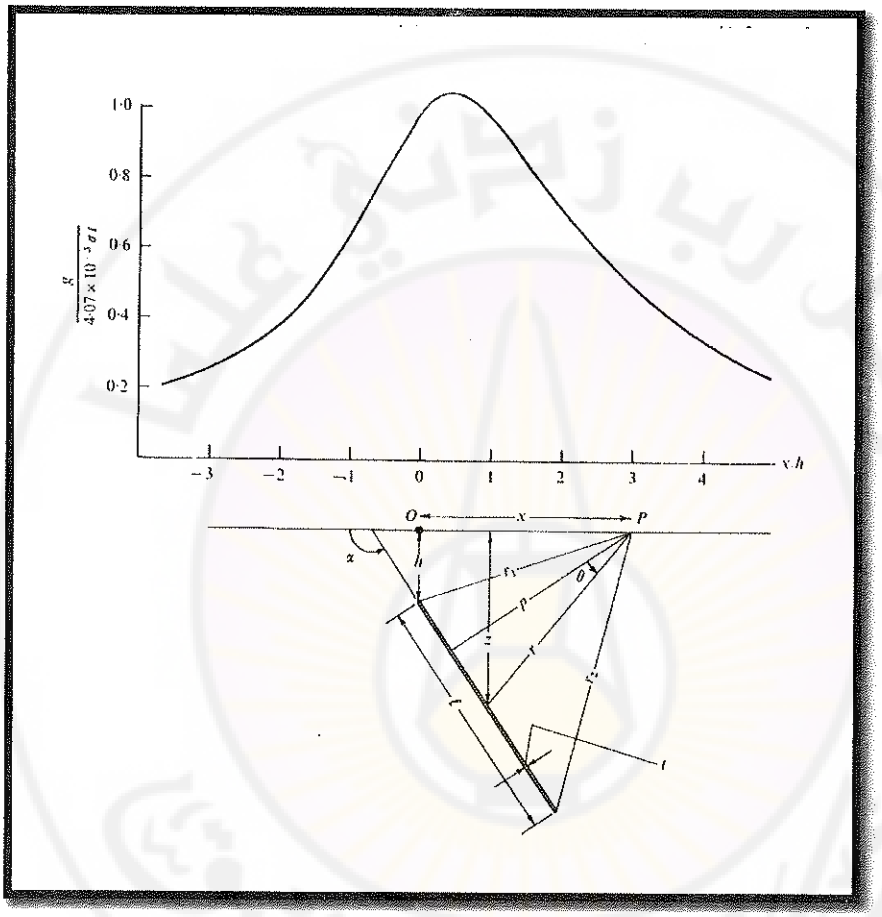


الشكل (2-11): منحنى تغير المركبة الشاقولية للجاذبية فوق أنبوب رفيع مائل.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

2-2-8-2-2- شريحة رقيقة تميل بزاوية α عن الأفق:

يبين الشكل (2-12) وضع شريحة رقيقة تميل نحو اليمين بزاوية α، والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجاذبية فوقها.



الشكل (2-12): منحنى تغير المركبة الشاقولية للجاذبية فوق شريحة رقيقة مائلة.

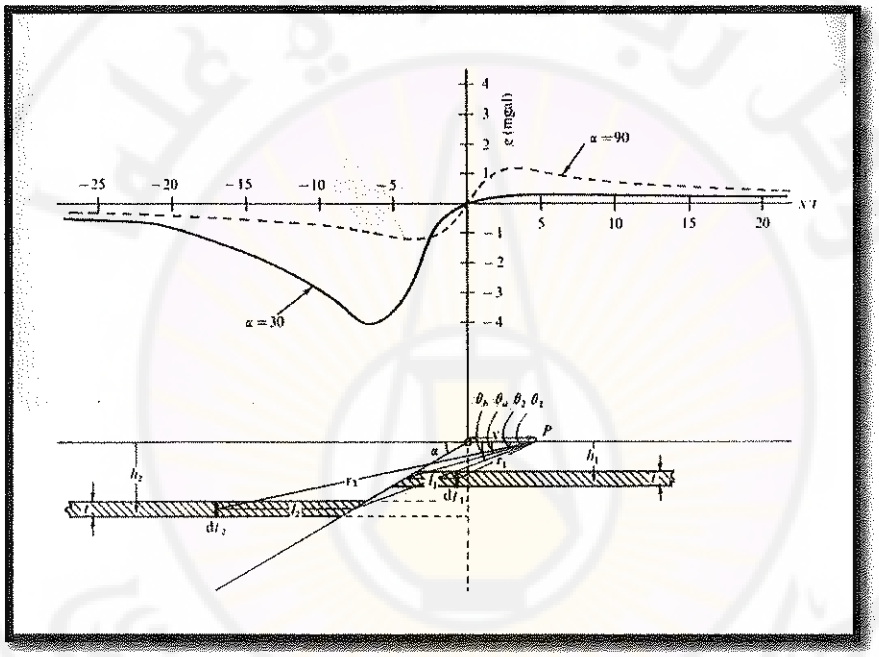
(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

2-2-8-3- صفيحة أفقية مضروبة بفالق نظامي يميل بزاوية مقدارها $\alpha=30^{o}$ عن الأفق:

يبين الشكل (2-13) وضع صفيحة أفقية مضروبة بفالق نظامي يميل نحو اليسار بزاوية مقدارها $\alpha=30^{o}$، والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجاذبية فوقها، وهي:

h_1=2500 ft عمق أعلى الجدار الصاعد، h_2= 4500 ft عمق أعلى الجدار الهابط،

t=1000 ft سماكة الصفيحة، $\sigma = 1\frac{g}{cm^3}$ كثافة الصفيحة.



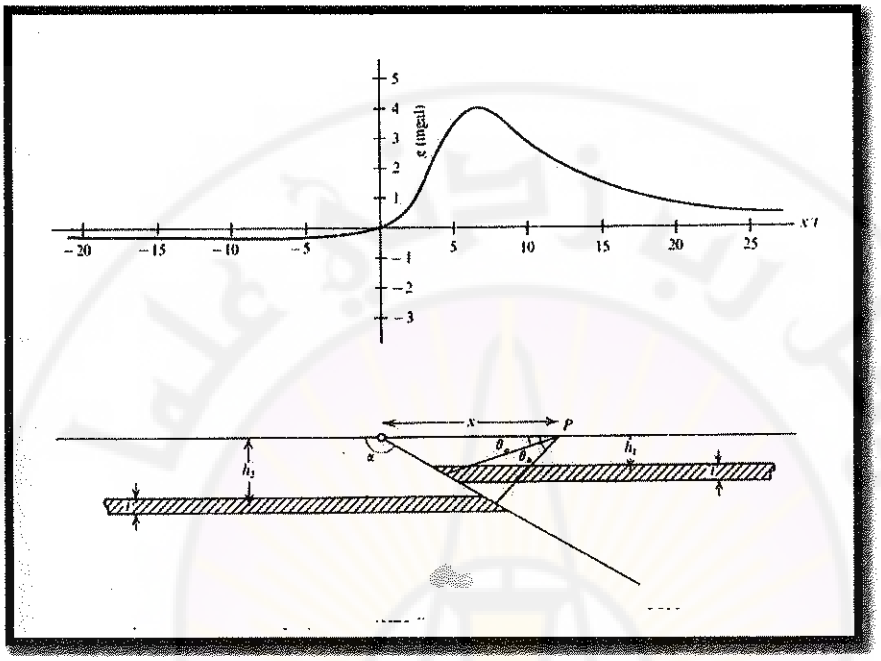
الشكل (2-13): منحنى تغير المركبة الشاقولية للجاذبية فوق صفيحة أفقية مضروبة بفالق نظامي مائل.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

2-2-8-4- صفيحة أفقية مضروبة بفالق عكسي يميل بزاوية $\alpha=150^{o}$ تحت الأفق:

يبين الشكل (2-14) وضع صفيحة أفقية رقيقة مضروبة بفالق عكسي يميل نحو اليمين بزاوية مقدارها $\alpha=150^{o}$، والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجاذبية فوقها، وهي:

h_1=2500 ft عمق أعلى الجدار الصاعد، h_2= 4500 ft عمق أعلى الجدار الهابط، t=1000 ft سماكة الصفيحة، $\sigma = 1\frac{g}{cm^3}$ كثافة الصفيحة.

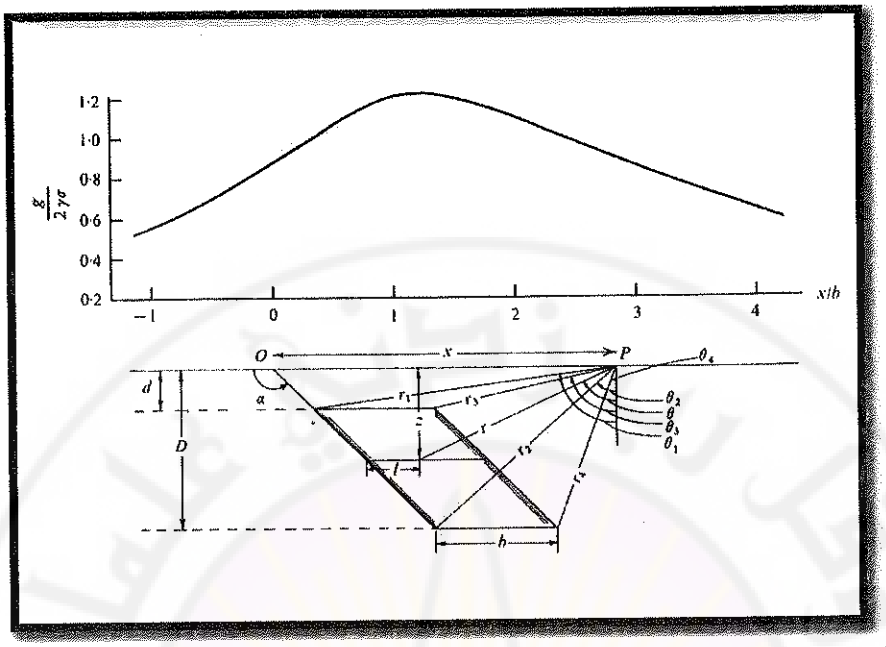


الشكل (2-14): منحنى تغير المركبة الشاقولية للجاذبية فوق صفيحة أفقية مضروبة بفالق عكسي مائل.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

2-2-8-5- موشور ثخين طويل جداً يميل بزاوية α تحت الأفق:

يبين الشكل (2-15) موشوراً ثخيناً طويلاً باتجاه اتجاهه يميل نحو اليمين بزاوية مقدارها α، والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجاذبية فوقها.



الشكل (2-15): منحنى تغير المركبة الشاقولية للجاذبية فوق موشور ثخين مائل.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

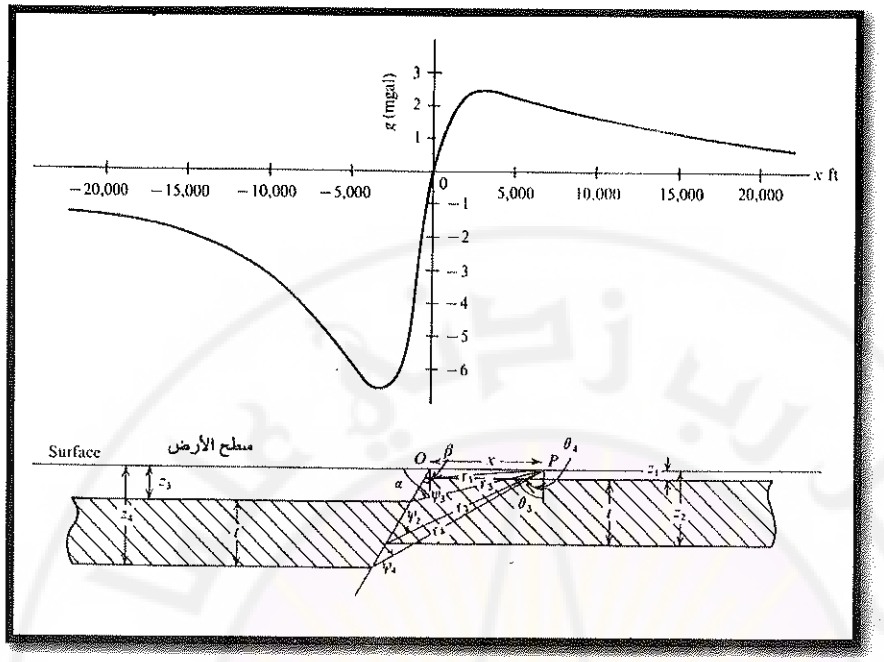
2-2-8-6- مثال لصفيحة أفقية مضروبة بفالق نظامي يميل بزاوية $\alpha=60^o$ تحت الأفق:

يبين الشكل (2-16) وضع صفيحة أفقية ثخينة مضروبة بفالق نظامي يميل نحو اليسار بزاوية مقدارها $\alpha=60^o$، والمقادير التي استخدمت في حساب المركبة الشاقولية للجاذبية فوقها، وهي:

$z_1=500$ ft عمق أعلى الجدار الصاعد، ، $z_2=4500$ ft عمق أسفل الجدار الصاعد،

$z_3=2000$ ft عمق أعلى الجدار الهابط، $z_4= 6000$ ft عمق أسفل الجدار الهابط،

t=4000 ft سماكة الصفيحة، $\sigma = 1 \frac{g}{cm^3}$ كثافة الصفيحة.



الشكل (2-16): مثال: منحنى تغير المركبة الشاقولية للجاذبية فوق صفيحة أفقية ثخينة مضروبة بفالق نظامي.
(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

الفصل الثالث

أجهزة المسح الجاذبي

Gravimetry instruments

Damascus University


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

3-1- مقدمة:

تستند معظم مقاييس الجاذبية إلى وجود كتلة معلقة بنابض أو بخيط أفقي مشدود يتمتع بعزم فتل أو بشريط قابل للتردد (التذبذب) تحت تأثير كهربائي (نتيجة مرور تيار كهربائي متناوب). وتتطلب الحساسية العالية المطلوبة من هذه المقاييس دقة كبيرة في تصميمها لكي تستطيع قياس تغيرات في طول النابض من مرتبة عشر طول موجة الضوء. يتطلب التقاط شواذ في التنقيب الجاذبي قياس تغيرات من مرتبة 0.1 ميللي غال، لذا لا يمكن قياس شواذ الجاذبية الصغيرة جداً (δg) والجاذبية المطلقة (g) بالجهاز نفسه.

تقسم أجهزة المسح الجاذبي إلى قسمين بناء على المركبة المقيسة، وهي:

1- مقاييس القيمة المطلقة للجاذبية.

2- مقاييس القيمة النسبية للجاذبية.

تقاس الجاذبية المطلقة في موقع ثابت وتتطلب توقيتاً دقيقاً لنواس متأرجح أو لجسم هابط.

في حين أنه يمكن إنجاز القياسات النسبية بوسائل متعددة. ولقد استخدم- على نطاق واسع وفي أوقات مختلفة- ثلاثة أنواع من الأجهزة وهي ميزان الفتل (torsion balance) والنواس (pendulum) ومقياس الجاذبية (gravity meter or gravimeter). ومقياس الجاذبية هو الجهاز الوحيد المستخدم حالياً في التنقيب، في حين أن للجهازين الآخرين قيمة تاريخية في الجيوفيزياء التطبيقية. لذا سيرد فيما يأتي شرح مختصر لقياس g المطلقة والنواس ولميزان الفتل، وسيرد شرح مطول لأنواع مختلفة من مقاييس الجاذبية.

3-2- مقاييس القيمة المطلقة Absolute gravity instruments:

تقيس هذه المقاييس قيمة g المطلقة في موقع ما، ويستخدم لذلك النواس أو الجسم الهابط، وسيرد فيما يأتي شرح لهذين الجهازين:

3-2-1- النواس:

كانت- حتى وقت قريب- الطريقة المطبقة لقياس g باستخدام صيغة معدلة من النواس الذي طوره كاتر (Kater) عام 1818. ويوجد هذا النوع من المقاييس في ثلاثة مواقع هي بوتسدام (ألمانيا) وواشنطن (أمريكا) وتيدينغتون (إنجلترا).أعطى قياسها في بوتسدام عام 1906

القيمة 981.274 gals، ومازالت تستخدم بوصفها قيمة اسمية للمقارنة، مع أنه معروف الآن بأنها أكبر من الحقيقة بأربعة عشر ميللي غال.

يُحسبت g بقياس زمن عدد كبير من الذبذبات ثم تطبق الصيغة الآتية:

$$g = \frac{4\pi^2 I}{T^2 mh} \qquad (3\text{-}1)$$

حيث: I عزم عطالة النواس حول المرتكز.

T دور النواس.

m كتلة النواس الكلية.

h المسافة بين المرتكز ومركز ثقل النواس.

للحصول على دقة عالية في القياس يجب تحديد الزمن بدقة كبيرة، والمحافظة على حرارة الوسط المحيط بالنواس حتى لاتتغير أبعاده ومن ثم تغير عزم عطالته. وتوضع أيضاً مادة مشعة بالقرب من النواس لتأيين الهواء المحيط بالنواس لمنع تجمع شحنة من الكهرباء الساكنة عليه تعمل على إعاقة حركته.

3-2-2- الجسم الهابط Falling body:

كانت هذه الطريقة أولى الطرائق لحساب g، لكن الدقة كانت ضعيفة بسبب صعوبة قياس فروق زمنية صغيرة جداً، وكانت أولى القيم التي حُصل عليها بهذه الطريقة في بوتسدام، وبحسبت بناء عليها قيمة g_o في خط الاستواء (go=978.049 Gals) الواردة في المعادلة (1-6). لكن التطور الكبير الذي حدث في أشعة الليزر والأجهزة الإلكترونية أدى إلى إعادة استخدام الطريقة في عدد من المخابر في العالم (مثال: فرنسا، كندا، إنجلترا). ثبت بناء على القياسات الحديثة بأن القيمة الأولى التي حددت في بوتسدام كانت أعلى بـ 14 ميللي غال من القيمة الدقيقة، وغُير الحد الأول من الصيغة التي اعتمدها الاتحاد الدولي للجيوديزياء والجيوفيزياء عام 1930 فأصبحت الصيغة كما في المعادلة (1-7).

تبحسب g وفق هذه الطريقة من معادلة نيوتن في الحركة ومن قياس المدة الزمنية التي يقطعها جسم هابط. إذا قطع الجسم المسافتين S_1 و S_2 بدءاً من نقطة السقوط، في زمنين t_1 و t_2، تطبق المعادلة الآتية:

$$g = \frac{2(S_2.t_1 - S_1.t_2)}{(t_2 - t_1)t_1.t_2} \qquad (3-2)$$

للحصول على دقة تعادل 1 mGal من سقوط مسافة متر واحد أو مترين، يجب قياس الزمن بحدود 10^{-8} ثانية والمسافة بأقل من نصف مكرون.

طُور عدد من الأجهزة لقياس g بطريقة الجسم الهابط، يرد منها أربعة وسيشرح الجهاز الأخير منها:

1- مقياس المكعب الهابط — Falling corner cube

2- مقياس المكعب الصاعد والهابط — Up and Down corner cube

3- مقياس التدريج الهابط — Free falling scale

4- مقياس الكرة الزجاجية الصاعدة والهابطة — Up and Down glass ball

مقياس الكرة الزجاجية الصاعدة والهابطة:

تقذف كرة زجاجية نحو الأعلى (الشكل 3-1) فتمر أمام حزمتين من الأشعة المتباعدة في الأسفل والأعلى والمسافة بينهما معروفة بدقة عالية. عند مرور الكرة أمام كل حزمة تحولها إلى حزمة متقاربة تمر من شق إلى مضاعف ضوئي ثم إلى عداد إلكتروني للزمن وبطرح الزمن المسجل أولاً T_2 من الزمن المسجل ثانياً T_1 تحدد المدة الزمنية التي قضتها الكرة بين الحزمتين.

تعطي المعادلة الآتية قيمة g:

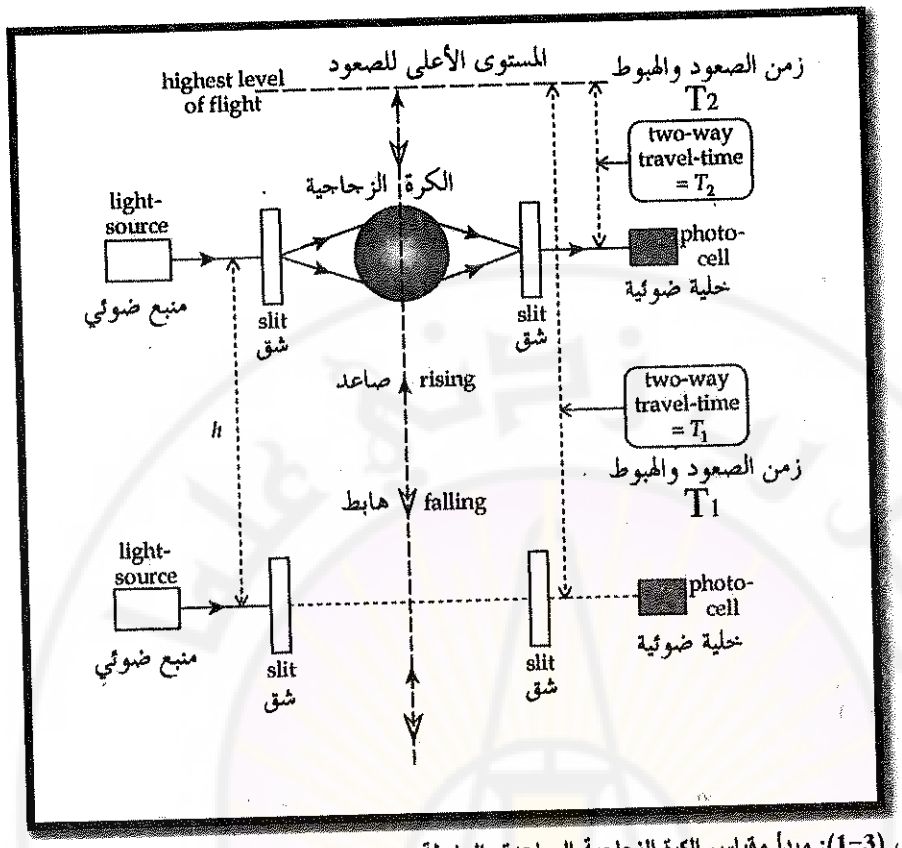
$$g = \frac{8h}{(T_1^2 - T_2^2)} \qquad (3\text{-}3)$$

حيث h هي المسافة الفاصلة بين الحزمتين.

T_1 هي الزمن الذي تقضيه الكرة بالصعود والهبوط فوق الحزمة الدنيا.

T_2 هي الزمن الذي تقضيه الكرة بالصعود والهبوط فوق الحزمة العليا.

أمكن تحقيق دقة مقدارها 0.2 ميللي غال بأخذ متوسط مائة قياس.



الشكل (3-1): مبدأ مقياس الكرة الزجاجية الصاعدة والهابطة.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

3-3- مقياس التدرج الأفقي الجاذبي Horizontal Gravity gradient:

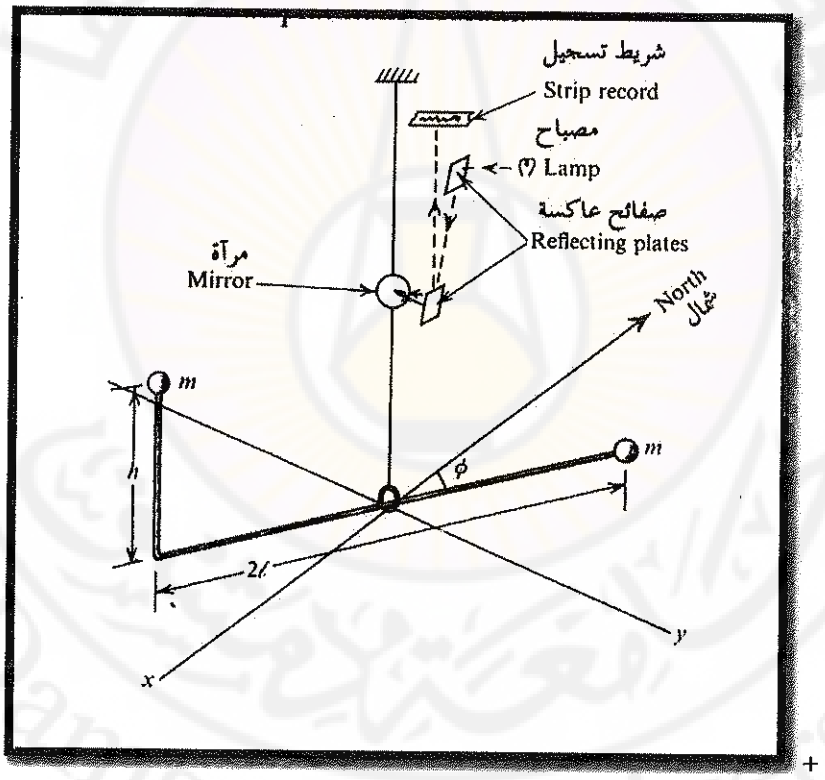
3-3-1- ميزان الفتل Torsion balance:

طور ميزان الفتل الفيزيائي الهنغاري بارون رونالد فون إيتفوس (Baron Roland Von Eötvos) نحو عام 1880 للقياسات الجيوديزية. واستخدمت الصيغ المعدلة منه للتنقيب الجيوفيزيائي من عام 1915 إلى عام 1950 عندما بدأ استخدام مقاييس الجاذبية.

يظهر الشكل(3-2) مخططاً مبسطاً لميزان الفتل الذي يقيس التدرج الأفقي الجاذبي والتقوس التفاضلي ولا يقيس المركبة الشاقولية. يفصل بين الكتلتين قضيب صلب أفقي طوله

$2l$=40 cm ومسافة h=50 cm شاقولياً. والكل معلق بخيط فتل في مركز القضيب ومرتبط بوسط الخيط مرآة لعكس الضوء الوارد من مصباح إلى شريط تسجيل. تزن الكتلة نحو 30 غرام، استخدمت في صناعته معادن غير مغنطيسية والكتل كروية مصنوعة من الذهب، وخيط الفتل من التنغستين، أو سبيكة من البلاتين والإريديوم منخفضة معامل التمدد الحراري. البعد بين المرآة العاكسة وشريط التسجيل 50 سنتيمتراً. لتخفيض تأثير الحرارة وتيارات الهواء وضع المقياس في حجرة داخلية معزولة عن حجرة خارجية.

قيست مركبات التدرج الجاذبي والتقوس التفاضلي بوحدة الإيتفوس (Eötvos Unit) حيث $1\ EU=10^{-6}$ mGal/cm. إذا كان التدرج الأفقي 1 EU يكون الفرق الجاذبي بين نقطتين تبعدان مسافة متر واحد عن بعضهما بعض هي 0.0001 mGal. كانت حساسية المقياس المستخدم في الحقل من مرتبة عدة وحدات إيتفوس.



الشكل (3-2): مبدأ ميزان الفتل.

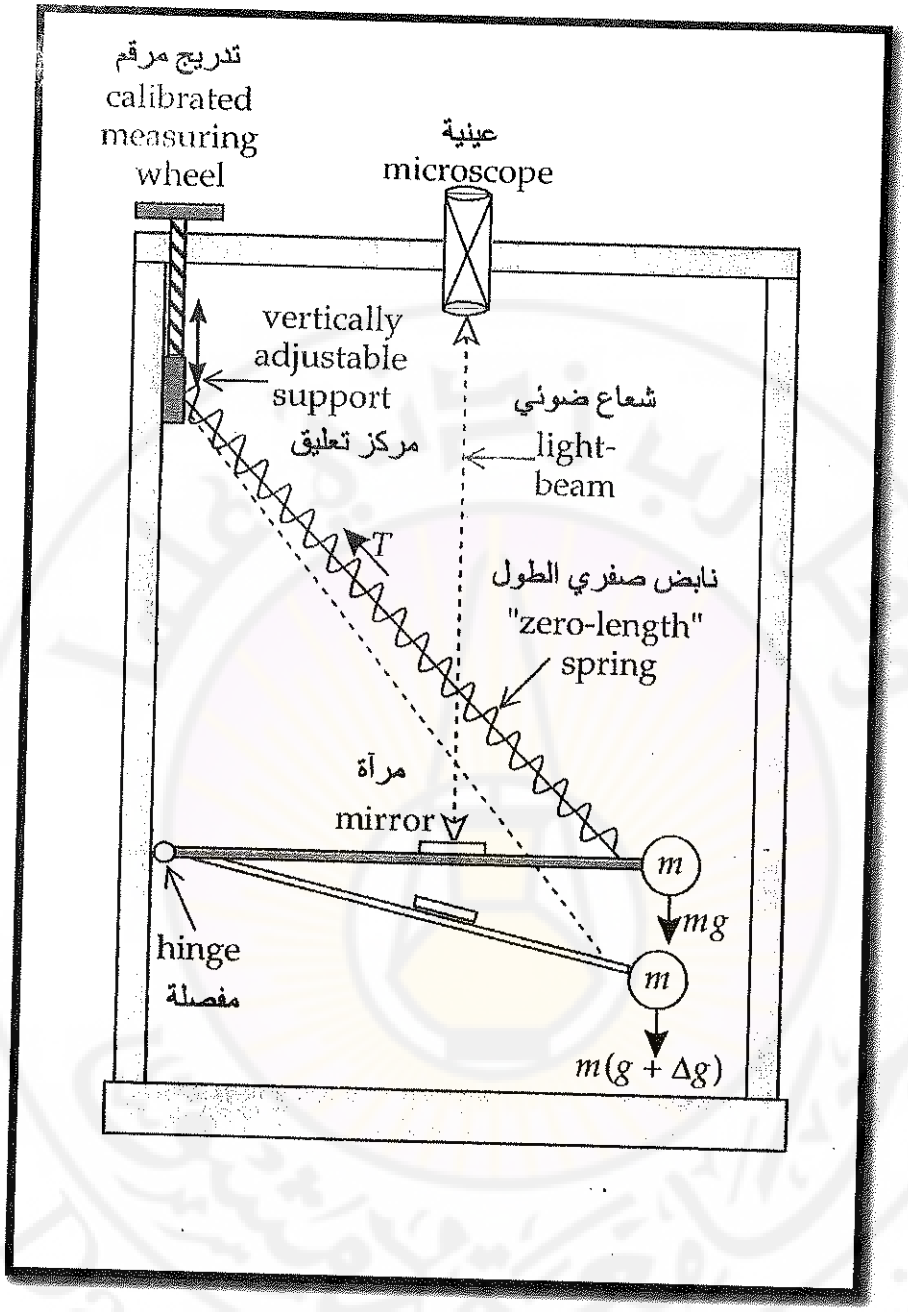
(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

3-4- مقاييس القيمة النسبية Relative gravity instrumens:

تقسم هذه المقاييس، بناء على طريقة قياس التغيرات الصغيرة، إلى نوعين:

1- النوع المستقر Stable type: يقاس التغير بمكان الكتلة مباشرة وتقوم مجموعة تضخيم ضوئي أو ميكانيكي أو كهربائي بتضخيم التغير للتمكن من تسجيله.

2- النوع اللامستقر Unstable type: تستخدم مجموعة قابلة للحركة قريبة من نقطة اللااستقرار بحيث يؤدي تغير صغير بالجاذبية إلى حركة كبيرة سهلة التسجيل. يعطي الشكل (3-3) مبدأ عمل مقياس جاذبي لا مستقر، حيث تعلق كتلة بقضيب أفقي مثبت عليه مرآة ومرتبط بالجدار بنابض. يراقب مكان القضيب بوساطة شعاع ضوئي ينعكس إلى منظار، فإذا تغيرت الجاذبية يتمدد النابض أو يتقلص تبعاً لإزدياد الجاذبية أو نقصانها وينحرف الشعاع الضوئي. يحول هذا الانحراف إلى ميللي غال وفق معايرة المقياس.



الشكل (3-3): مبدأ عمل مقياس جاذبي لا مستقر.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

نظراً إلى الحساسية العالية لهذه الأجهزة تتأثر بتغير الحرارة والارتفاع والمغنطيسية، الأمر الذي يتطلب التخلص من هذه التأثيرات، كما يأتي:

- الحرارة: يُغلف العنصر الحساس في الجهاز بفرن ثابت الحرارة، وحرارته أعلى من أي درجة قد تصل إليها حرارة منطقة المسح.
- الارتفاع: يؤدي تغير الارتفاع إلى تغير الضغط الجوي ومن ثم تغير كثافة الهواء المحيط بالعنصر الحساس، لذا وضع العنصر الحساس في بعض الأجهزة في حجرة مغلقة تماماً ضغط الهواء فيها ثابت.
- المغنطيسية: تؤثر المغنطيسية في النابض الفولاذي، لهذا يفضل تبديله بنابض مصنوع من خليطة لا مغنطيسية.

إلى جانب ما ذكر يجب تصميم الجهاز بدقة بحيث تتحقق أفقية العنصر الحساس ضمن الجهاز، وتزويد الجهاز بآلية يدوية أو أتوماتيكية لإنجاز الأفقية. كما يجب أن يصمم الجهاز لتحمل الصدمات.

لقد صمم كثير من الأجهزة منذ بداية استخدام لاسيما الجاذبية في التنقيب الجيوفيزيائي، وقد أصبح لبعضها قيمة تاريخية بسبب التطور التكنولوجي الذي حدث في السنوات الخمسين الماضية. ستعدد هذه الأجهزة وفق التقسيمات المعتمدة ثم يُشرَح جهاز من كل نوع.

3-4-1- مقاييس النوع المستقر:

1- مقياس هارتلي Hartley gravity meter

2- مقياس غولف Gulf gravity meter

3- مقياس إسكانيا البحري Askania sea gravity meter (GSS3)

3-4-2- مقاييس النوع اللامستقر:

1- مقياس لاكوست ورومبرغ La Coste and Romberg gravity meter

2- نواس هولوويك-ليجي المقلوب Holweck-Lejay inverted pendulum

3- مقياس هامبل Humble gravity meter

4- مقياس جراف-إسكانيا البحري Graf- Askania Sea gravity meter (GSS2)

3-4-3- مقاييس ذات نابض كوارتزي ومجموعة متحركة:

1- مقياس ووردن Worden gravity meter

2- مقياس موت-سميث Mott-Smith gravity meter

3- مقياس نورغارد Norgaard gravity meter

3-4-4- مقاييس ذات شريط ترددي:

1- مقياس أسو Esso vibrating-string gravity meter

2- مقياس شل Shell vibrating-string gravity meter

3- مقياس جلبرت Gilbert gravity meter

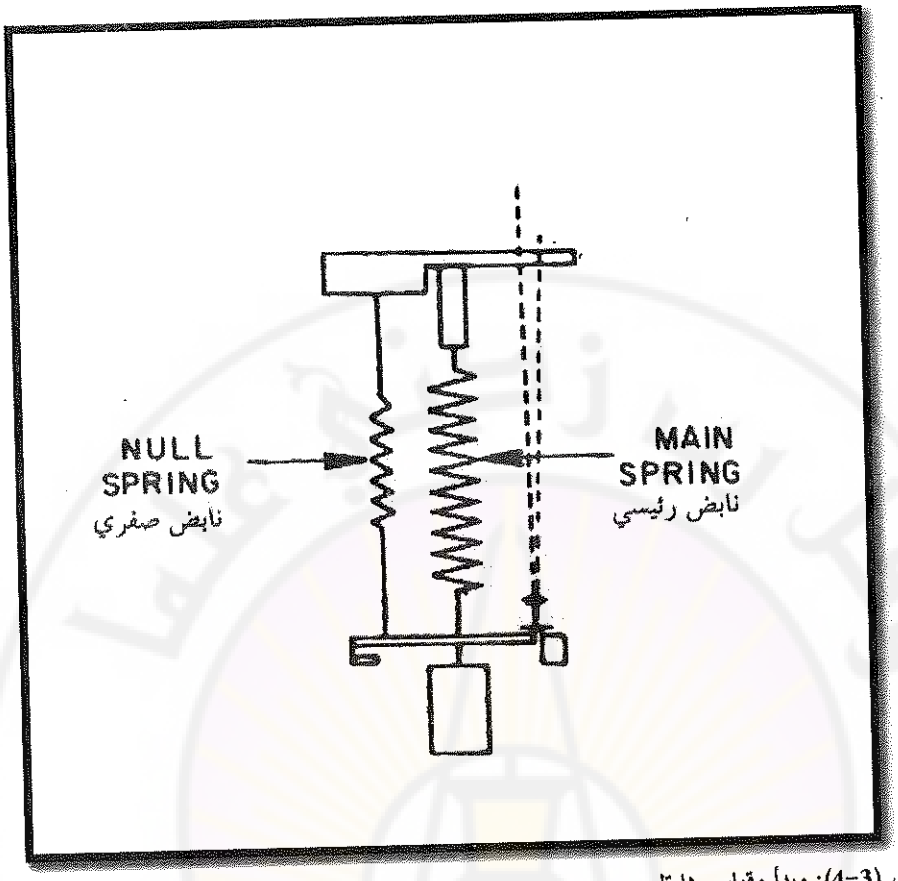
4- مقياس تسارع وينغ Wing vibrating-string accelerometer

5- مقياس تسارع بيل Bell accelerometer

سيشرح فيما يأتي مقياس واحد من كل نوع منها:

1- مقياس هارتلي (مقاييس النوع المستقر):

وضع مبدأ هذا المقياس هارتلي عام 1932 ويعتمد مبدأ التعديل أي بإعادة الانحراف إلى الصفر ثم قراءة المقدار الذي تطلب الإعادة إلى الصفر. يتألف المقياس من كتلة معلقة بنابض تتحرك نحو الأسفل والأعلى مع تغير الجاذبية (الشكل 3-4)، وهذا يؤدي إلى تمدد أو تقلص النابض (النابض الرئيسي) وانحراف موقع بقعة ضوئية ساقطة على تدريج، فتعاد البقعة الضوئية إلى الصفر بتمديد أو تقليص نابض التعديل (النابض الصفري). تحسب قيمة التغير الجاذبي من مقدار التعديل الذي حدث لإعادة البقعة الضوئية إلى الصفر. صمم المقياس لقياس فروق في الجاذبية من مرتبة واحد ميللي غال.



الشكل (3-4): مبدأ مقياس هارتلي.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

2- مقياس لاكوست وروميرغ (مقاييس النوع اللامستقر):

طور لاكوست النابض صفري الطول (zero-length spring) الذي يتناسب الشد فيه مع طوله الفعلي، أي إذا زالت القوى المطبقة على النابض ينخفض طوله إلى الصفر، وهذا شيء مستحيل فيزيائياً بسبب ثقل سلك النابض وثخانته. بتعبير آخر يتقلص النابض عند زوال القوى المؤثرة فيه إلى أقصر طول ممكن (الشكل 3-5).

أدخل لاكوست عام 1934 هذا النابض على سيسموغراف شاقولي (مقياس للزلازل) وحوله إلى مقياس لتغيرات الجاذبية بتثبيت كتلة صغيرة في نهاية عاتق يدور نحو الأعلى

والأسفل حول نقطة تعليقه بجدار المقياس لارتباطه بالنابض المعلق فوق نقطة تعليق العاتق (الشكل 3-5). استخدم لاكوست العناصر الآتية في وضع معادلة التغير الجاذبي δg:

k ثابت النابض ويعطى بالدينة/سم.

z تصحيح صغير لأن النابض ليس معدوم الطول حقاً.

s طول النابض.

M الكتلة المثبتة بالعاتق.

a المسافة الفاصلة بين نقطة الدوران ومركز ثقل الكتلة.

b المسافة الفاصلة بين نقطة الدوران ونقطة ارتباط العاتق بالنابض.

y المسافة الشاقولية الفاصلة بين نقطة دوران العاتق ونقطة تعليق النابض.

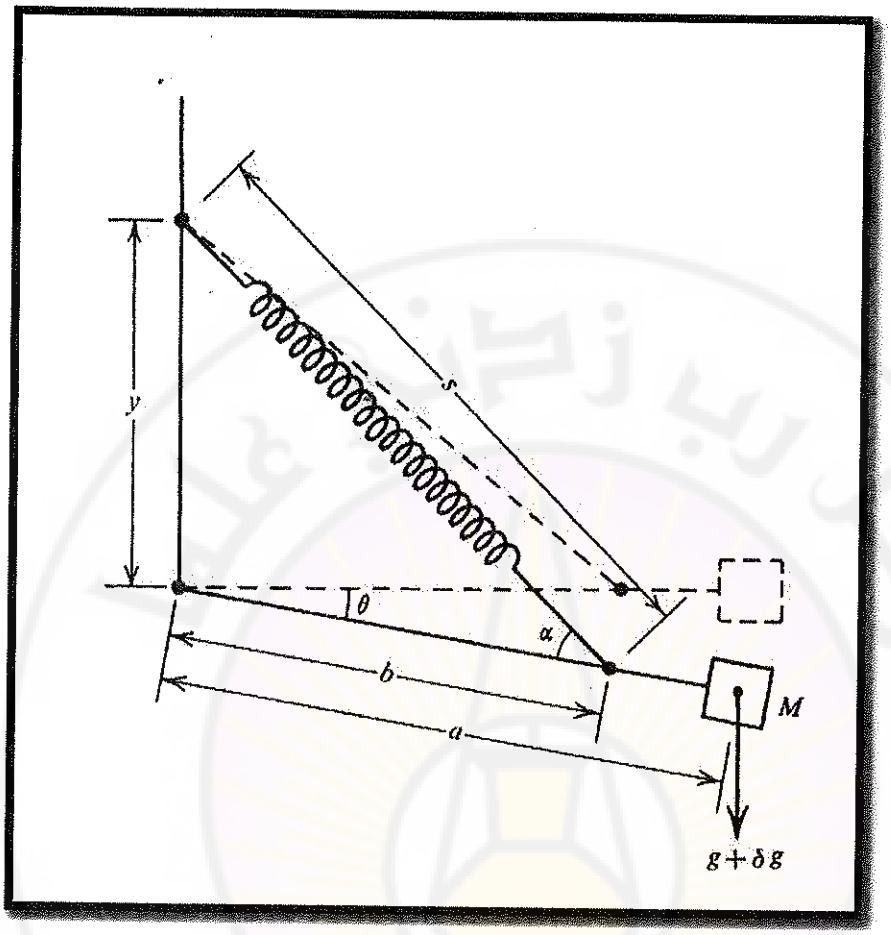
δs مقدار التغير بطول النابض عند دورانه بزاوية Θ بتأثير التغير الجاذبي δg.

تعطى معادلة التغير الجاذبي على الشكل الآتي:

$$\delta g = \left(\frac{k}{M}\right)\left(\frac{b}{a}\right)\left(\frac{z}{s}\right)\left(\frac{y}{s}\right)\boldsymbol{\delta s} \qquad (3\text{-}4)$$

يستخدم في هذا المقياس مبدأ التعديل بوجود نابض آخر يعاد بوساطته العاتق إلى الوضع الأفقي ثم يقرأ مقدار التغير الجاذبي. وصلت حساسية المقياس إلى 0.01 ميللي غال.

Damascus University



الشكل (3-5): مبدأ مقياس لاكوست ورومبرغ.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

3- مقياس ووردن (مقاييس ذات نابض كوارتزي ومجموعة متحركة):

طور النموذج الأول الذي صنع عام 1948، بحيث أصبح متيناً سهل الحمل وسريع الاستعمال بسبب استخدام أجزاء صغيرة وخفيفة من الكوارتز، فأصبح وزن الكتلة M مساوياً خمس ميلليغرام وخفضت حساسية المقياس للحرارة بوضعه في حجرة مفرغة من الهواء وجهز بمُعَدل ذاتي للحرارة.

تشبه المجموعة المتحركة في هذا المقياس تلك التي في مقياس لاكوست ورومبرغ (شكل 3-5). ترتبط الكتلة M بطرف الذراع OM الذي طوله a ويرتبط بالذراع 'OP وبينهما زاوية مقدارها α. يدور الذراعان OM و 'OP بشكل متماسك حول المحور O. يرتبط النابض بنقطة C الثابتة وبنقطة 'P المتحركة، بحيث إن OC=OP'=b (الشكل 3-6).

إذا تغيرت الجاذبية بمقدار صغير δg يدور ذراع الكتلة بزاوية Θ وبالتالي تدور 'P على محيط دائرة مركزها O.

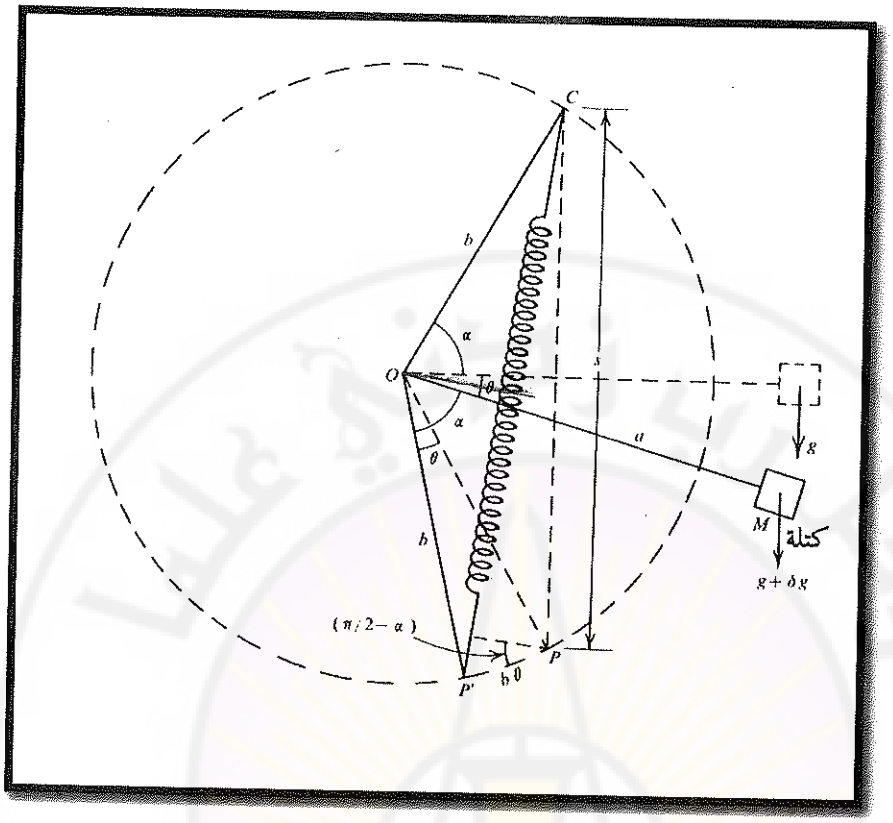
تعطى معادلة التغير الجاذبي على الشكل الآتي:

$$\delta g = \left(\frac{k}{M}\right)\left(\frac{b}{a}\right)\left(\frac{\cos 2\alpha}{\cos\alpha}\right)\delta s \qquad (3\text{-}5)$$

k ثابت النابض ويعطى بالدينة/سم.

يمكن زيادة الحساسية بتصغير العوامل k/M و b/a وتؤخذ الزاوية α قريبة من 45 درجة لزيادة الحساسية إلى حدود 0.01 ميللي غال.

تحدث القراءة بهذا المقياس كما في مقياس لاكوست رومبرغ بطريقة التعديل، أي بقراءة القوة اللازمة لإعادة الذراع حامل الكتلة M إلى الوضع الأفقي.



الشكل (3–6): مبدأ مقياس ووردن.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

4- مقياس أسو (مقاييس ذات شريط ترددي):

صمم هذا المقياس لقياس الجاذبية في الآبار بدقة 0.01 mGal. يتميز بسرعة القياس إذ تستغرق إعادة القياس أربع مرات نحو 20 دقيقة. ويقوم مبدأه على تمرير تيار كهربائي متناوب عالي التردد في شريط مشدود بثقل كتلة معلقة في طرفه. ولما كان الشد سيتغير بتغير الجاذبية المطبقة على الكتلة سيتغير تردد الشريط.

يتألف المقياس (الشكل 3–7) من كتلة من البلاتين معلقة بطرف شريط رفيع من التنغستين، وترتبط من الأسفل بقضيب بشكل حرف T مشدود من طرفيه بشريط فتل مصنوع من

التنغستين. يوصل طرفي الشريط الشاقولي إلى مجموعة إلكترونية تحركه بتردد عالي (625 هرتز).

يعطى التردد F لشريط مشدود بكتلة M وطوله L وكتلة واحدة الطول منه m بالمعادلة الآتية:

$$F = \frac{1}{2L}\sqrt{\frac{Mg}{m}} \qquad (3\text{-}6)$$

ولما كانت M و L و m ثوابت محددة بتصميم المقياس يمكن إدخال الثابت k كمايلي:

$$k = \sqrt{\frac{M}{4mL^2}}$$

تصبح المعادلة (3–6) على الشكل الآتي:

$$F = k\sqrt{g} \qquad (3\text{-}7)$$

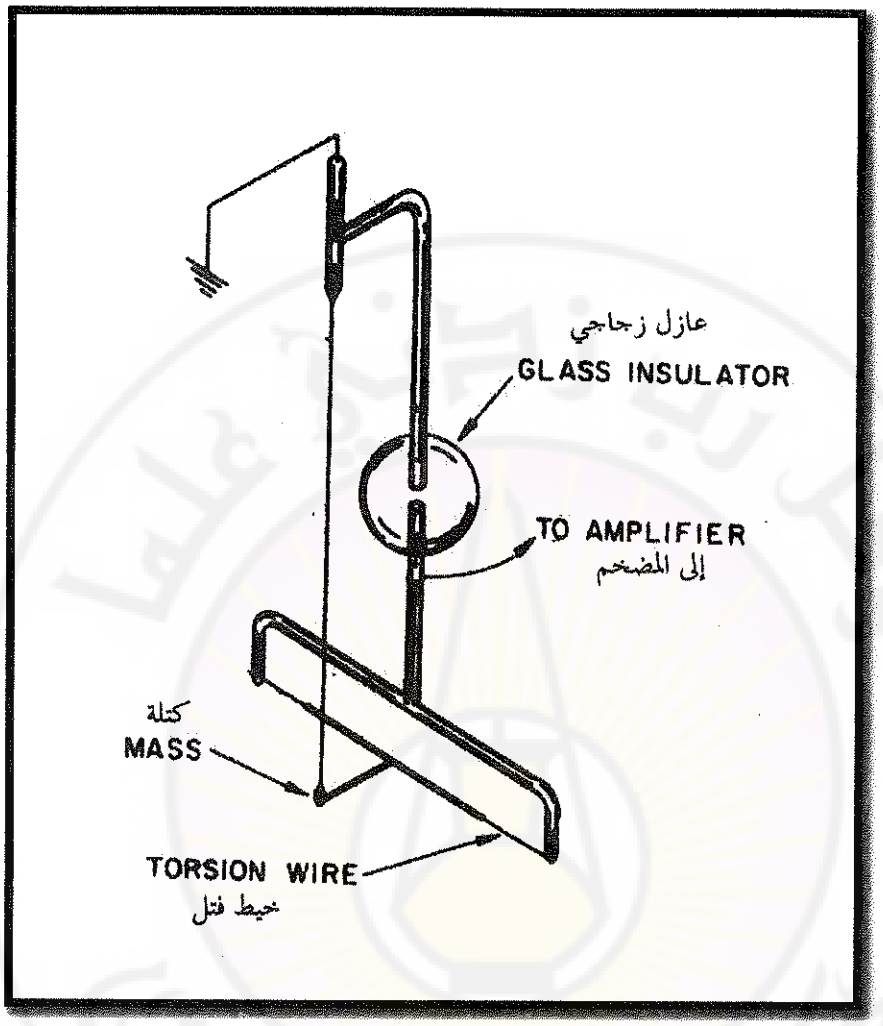
باشتقاق طرفي المعادلة (3–7) نجد:

$$\frac{\Delta F}{F} = \frac{1}{2}\frac{\Delta g}{g} \qquad (3\text{-}8)$$

إذا علمت قيمة g في منطقة الدراسة و F معلومة و ΔF مقيسة، يمكن حساب Δg وفق المعادلة الآتية:

$$\Delta g = 2g\frac{\Delta F}{F} \qquad (3\text{-}9)$$

المقياس موضوع في غلاف خارجي أسطواني تسمح أبعاده بالبقاء شاقولياً في البئر. وهو مزود بمثبت آلي لدرجة حرارة مقدارها 125 درجة مئوية، وهي أعلى من أي درجة حرارة متوقعة في الآبار.



الشكل (3-7): مبدأ مقياس أسو.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

3-5- مقاييس المسح الجاذبي البحري Marine gravity survey meters:

تكمن صعوبة المسح البحري على ظهر السفينة في قياس قيمة صغيرة للجاذبية في وسط كثير الضجيج والحركة، وكذلك وجود تأثير إيتفوس (Eötvos Effect) الذي ينص على أن المقياس المحمول على سفينة متحركة أو طائرة يخضع لتسارع إضافي، يجب التخلص منه.

وكذلك صعوبة المسح على قاع البحر هي في تأمين المقياس العازل للماء في ضغوط مائية عالية، وكذلك التحكم عن بعد ولاسيما فيما يتعلق بتأمين أفقية كاملة للمقياس. يوجز فيما يلي الأنواع المختلفة من الأجهزة التي استخدمت ومازال قيد الاستخدام:

3-5-1- مقاييس قاع البحر:

استخدم في البداية الجرس الغاطس، المؤلف من حجرة محكمة الإغلاق يجلس فيها شخص مع مقياس الجاذبية، ويدلى إلى عمق حتى 125 قدماً. ثم بدأ من عام 1941 استخدام مقاييس قاع البحر المتحكم بها عن بعد، إذ يدلى المقياس من السفينة إلى قاع البحر، ثم تجرى عملية التسوية الأفقية بالتحكم عن بعد وتؤخذ القياسات التي تسجل إلكترونياً.

المشكلة التي تواجه هذا النوع من المقاييس هي تأثير حركة الأمواج وصلابة الرسوبات المنخفضة في الأعماق الضحلة، لكن الحركة تخف والرسوبات تزداد صلابة مع ازدياد العمق.

تضم هذه المجموعة جهازين، سيشرح الأول منها:

1- مقياس لاكوست ورومبرغ La Coste and Romberg gravity meter

2- مقياس غولف Gulf gravity meter

مقياس لاكوست ورومبرغ:

استخدم مقياس لاكوست ورومبرغ المشروح سابقاً بوضعه في حجرة عازلة للماء وقادرة على تحمل ضغط الماء العالي. جهز كذلك بآليات التحكم عن بعد الكفيلة بوضعه أفقياً والتخلص من تأثير الحركات الناتجة عن الأمواج العميقة، ثم أخذ القراءات وإرسالها للتسجيل في السفينة.

3-5-2- مقاييس مثبتة على قاعدة متحركة دائمة الأفقية Gimbal:

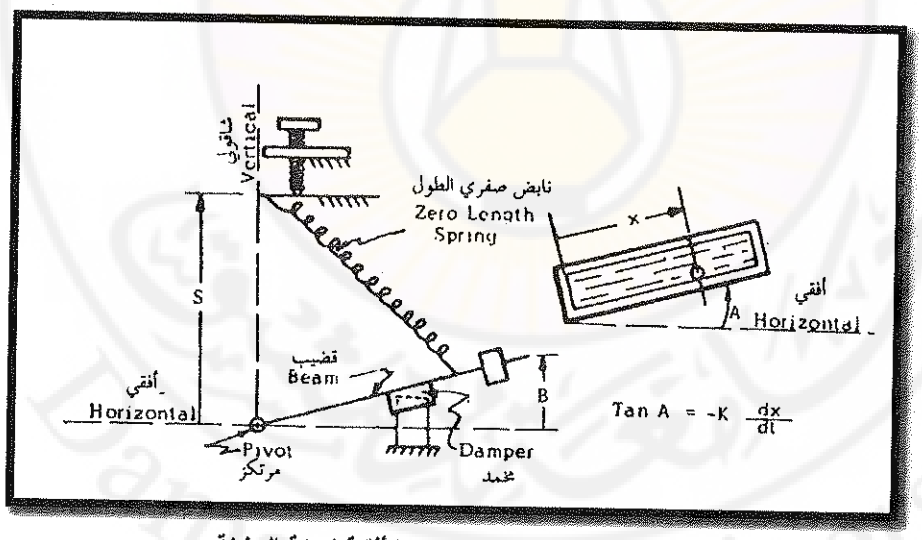
استخدم مقياسان من نوع لاكوست ورومبرغ المشروح سابقاً بوضع كل منهما على قاعدة متحركة دائمة الأفقية، ومتصلين بحاسوب إلكتروني بحيث تبحسب المركبة الشاقولية للجاذبية

بعد التخلص من تأثير تسارع السفينة الشاقولي والأفقي. أعطت هذه المقاييس نتائج مقبولة في بحار هادئة أو قليلة الاضطراب في مدة زمنية بلغت عشر سنوات.

3-5-3- مقاييس مثبتة على قاعدة جيروسكوبية Gyrostabilized platform:

طَوَرت شركة لاكوست ورومبرغ في عقد من الزمن وفي أثناء استخدام المقاييس المثبتة على قاعدة متحركة دائمة الأفقية القاعدة الجيروسكوبية، الأمر الذي تطلب زيادة تخامد الجزء الحساس بإضافة مخمد للذبذبات Damper واسعة الدور (الشكل 3-8)، وتقسية الذراع حامل الكتلة وتقليل تأثير المزدوجة العرضية الناتج عن التسارع الأفقي الجانبي لحركة السفينة. اقتضى هذا العمل تصميم دارات إلكترونية معقدة لإنجاز قياس دقيق وصحيح بشكل آلياً.

من أجل ذلك زودت القاعدة بزوج من الجيروسكوبات لتعديل وضعها، ورُبط كل جيروسكوب بمقياس للتسارع الأفقي لمنعه من الانحراف عن الشاقول ومن ثم بقاء الجزء الحساس باتجاه الشاقول. تدار القاعدة بوساطة محركات عزم اللي Torque motors للمحافظة على أفقية القاعدة.



الشكل (3-8): المجموعة المتحركة المجهزة بمخمد للتسارعات الأفقية لحركة السفينة.

(بحسب دوبرين وسافيت Dobrin & Savit, 1988)

الفصل الرابع

طرائق المسح الجاذبي

Gravity survey Methods

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

4-1- مقدمة:

تطور المسح الجاذبي مع تطور التكنولوجيا، فأجهزة القياس تطورت من النواس إلى مقياس لاكوست وورومبرغ ومقياس ووردن ذات الدقة العالية، ومواقع المسح تطورت من المسح القاري إلى البحري إلى الجوي.

لقد تطور المسح القاري تطوراً كبيراً من المسح الجاذبي الكبير macrogravity survey، المطبق على مساحات كبيرة، إلى المسح الجاذبي الدقيق microgravity survey، المطبق على مساحات صغيرة كالمواقع الهندسية أو الآثارية أو البيئية. كما تطور من المسح السطحي إلى المسح البئري well logging.

وتطور المسح البحري من القياس في الجرس الغاطس إلى القياس على السفينة المتحركة باستخدام القاعدة الجيروسكوبية دائمة الأفقية، وتحديد موقع السفينة بطرائق إلكترونية وموخراً بوساطة الأقمار الصنعية.

أما المسح الجوي فلم يصل إلى مرحلة متقدمة بسبب كثير من المعيقات التي ستذكر لاحقاً، لكن من المؤكد بأن التطور التكنولوجي المستقبلي سيتجاوز هذه المعيقات، وربما يصبح المسح بوساطة الأقمار الصنعية أمراً عادياً في مستقبل ربما لا يكون بعيداً.

سيعرض في هذا الفصل الأنواع المختلفة من المسوح المذكورة بالتفصيل.

نظراً إلى سهولة المسح المغنطيسي وإمكانية القيام به من الطائرة يعد المدخل إلى الدراسات الجيوفيزيائية في أية دولة، يليه في ذلك المسح الجاذبي القاري، ويتبعه المسح السيسمي أو أي نوع آخر من المسوح الجيوفيزيائية. بدأ المسح الجاذبي على القارة، ثم مُدد إلى قاع الأحواض المائية الضحلة، ثم طورت الأدوات التي تسمح بإنجازه على الباخرة، وفي الوقت نفسه جرت محاولات كثيرة لإنجازه من الطائرة إلى أن تحقق ذلك، لكن على نطاق ضيق بسبب الحاجة إلى أجهزة لاسيما وطائرة لاسيما لذلك. وتستخدم في ذلك وسائل مختلفة. يتطلب المسح القاري الثبات في أثناء القياس، في حين تجرى القياسات الجوية والبحرية باستمرار في أثناء حركة الطائرة أو السفينة. ويُعَين المسح المطلوب بناء على المساحة المطلوب دراستها وبحسب الهدف من المسح. فعند التنقيب عن المعادن الفلزية القارية تكون المسافة بين محطة أرضية

وأخرى صغيرة، في حين تزداد هذه المسافة حين التنقيب عن النفط، نظراً إلى توقع كون المكمن النفطي على عمق أكبر من عمق المكمن المعدني.

وكما في بقية الدراسات يبدأ المسح الجاذبي (القاري أو البحري أو الجوي) بوضع خطة عمل متكاملة بناء على نوع المسح ومساحة المنطقة المدروسة وعلى الهدف من الدراسة (تنقيب عن النفط أو المعادن والفلزات الاقتصادية أو تحديد التراكيب والأجسام تحت السطحية)، ويحَدد عدد المسارات (profiles) الرئيسة ومسارات الربط المعترضة والبعد بين محطة قياس وأخرى (نصف متر في حال المسح الآثاري أو الجيوهندسي أو عدة أمتار إلى عشرات الأمتار في المسح القاري أو نصف كيلومتر إلى كيلومتر في المسح البحري أو الجوي ومئات الأمتار في المسح الإقليمي) (جدول 4-1).

الجدول (4-1): تباعد نقاط القياس في المسوح الجاذبية التطبيقية.

(بحسب شقير Shouker, 1992)

هدف المسح الجيولوجي	تباعد نقاط القياس (بالمتر)
مسائل جيوهندسية	1- 10
استكشاف الفحم الأسمر	25- 100
تحديد الفوالق	250
استكشاف القبب الملحية	250
مسح إقليمي	500

سيعرض في هذا الفصل متطلبات المسح الجاذبي القاري كلها بما فيها المسح الجيوهندسي أو الآثاري أو البيئي ثم الجوي ثم قياس الجاذبية في الآبار ثم المسح البحري وأخيراً المسح بالأقمار الصنعية:

4-2- المسح الجاذبي القاري:

يبدأ المسح الجاذبي بتعيين محطة مرجع (Base Station)، ثم تعيين مواقع المحطات الحقلية التي تتطلب سهولة المواصلات وتوفر الطرق ويصمم مخطط توزيع المحطات، أي شبكة

المسح، بما يناسب عمق الهدف وامتداده الأفقي. يجب تجنب وضع المحطات على القمم العالية ذات القاعدة الصغيرة التي تسبب خطأ يصعب تحديده.

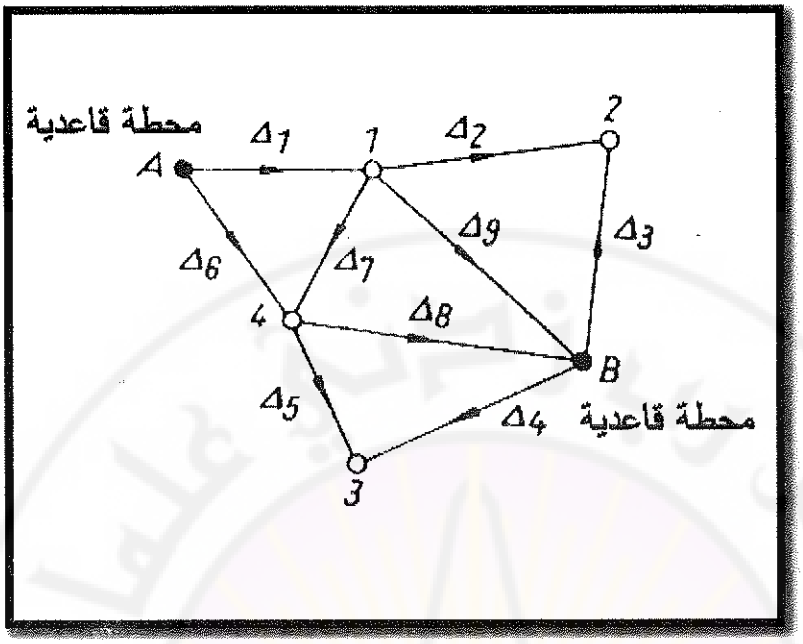
يجب تحديد ارتفاع المحطة بدقة مقدارها 0.1 قدم، وتحديد الاتجاه شمالاً-جنوباً بدقة مقدارها أقل من 100 قدم لإنجاز الدقة المطلوبة من القياس. بعد ذلك تحدد مواقع المحطات على خريطة دقيقة ذات مقياس مناسب كما تعين عليها المحطة المرجع التي تعرف بها قيمة الجاذبية (التي تعد صفراً في القياسات النسبية)، أو تحدد قيمتها بالنسبة إلى محطة مرجع أخرى بحيث تعد الجاذبية في المحطة الأخرى مساوية إلى الصفر. تستخدم شبكات الجاذبية بحسب نوعها وهدفها ومكان تنفيذها، كما يرد باختصار في الفقرة الآتية:

4-2-1- شبكات الجاذبية:

اعتُمدت شبكة الجاذبية المعيارية العالمية International Gravity Standardization Net (IGSN 71) عام 1971، وتقوم على قياسات بوساطة النواس ومقاييس الجاذبية التي تمت خلال الخمسينيات والستينيات من القرن الماضي. يوجد نحو 100 محطة قاعدية قيد الاستخدام في العالم، ونحو 24000 مقياس جاذبي و1200 نواس. تجمع 14 من القياسات المطلقة كل عشرين سنة، وتمدد بقياسات نسبية إلى 1873 محطة في العالم (Shouker, 1992).

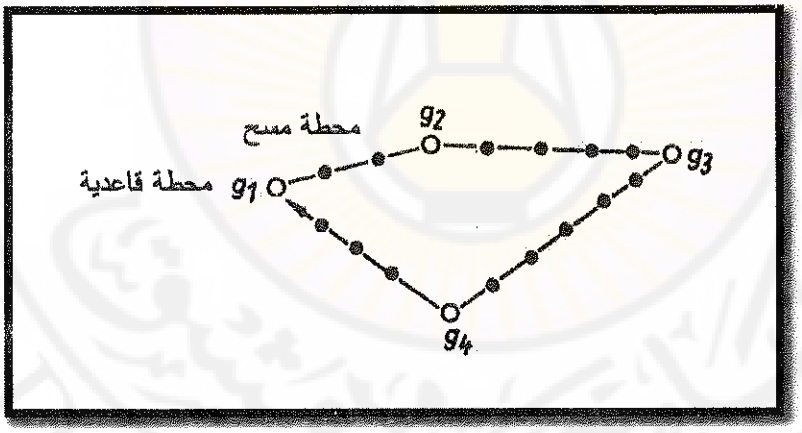
من الضروري ربط قيم الجاذبية المقيسة مع الشبكة المعيارية العالمية، ولاسيما الشبكات الإقليمية أو الوطنية. تقسم شبكة الجاذبية الوطنية إلى شبكات من درجة أدنى، وترتبط معها المسوح الجاذبية التطبيقية ونقاط القياس الحقلية. يتحدد تباعد نقاط القياس بناء على الهدف الجيولوجي (الجدول 4-1).

يعطي الشكل (4-1) شبكة قاعدية بسيطة تنتمي فيها النقطتان A و B إلى الشبكة الوطنية الأعلى. في حين يعطي الشكل (4-2) شبكة مسح جاذبية مؤلفة من نقاط تابعة للشبكة القاعدية ونقاط تابعة لشبكة المسح.



الشكل (4-1): شبكة جاذبية قاعدية (تشير الأسهم باتجاه تزايد الجاذبية).

(بحسب شقير Shouker, 1992)



الشكل (4-2): شبكة مسح جاذبية، تمثل الدوائر نقاط من شبكة قاعدية، في حين تمثل النقاط محطات مسح جاذبي.

(بحسب شقير Shouker, 1992)

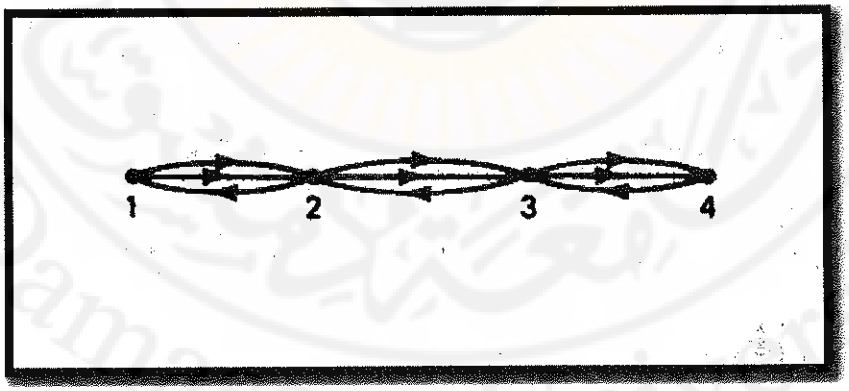
4-2-2- تحديد محطات المسح:

يبدأ المسح الجاذبي بتعيين محطة مرجع (Base station) ثابتة تعرف فيها القيمة المطلقة للجاذبية (وتعد قيمتها صفراً في المسح النسبي) أو تحدد قيمتها بالنسبة إلى محطة مرجع أخرى بحيث تعد الجاذبية في المحطة الأخرى مساوية إلى الصفر.

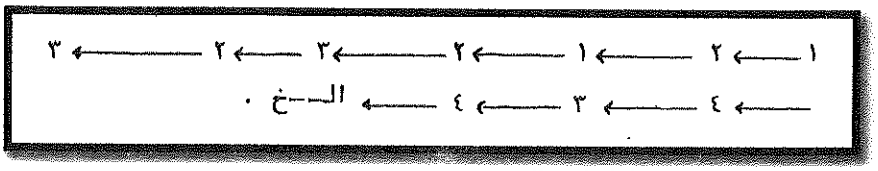
كما يقتضي المسح تحديد اتجاه مسارات المسح بدقة كبيرة نظراً إلى تغير شدة شواذ الجاذبية مع اتجاه المسار، كما تحدد المسافة بين المحطات بدقة، ولاسيما في الأبعاد الصغيرة مثل المسح الجيوهندسي أو الآثاري. فمثلاً يجب تحديد الاتجاه شمالاً-جنوباً في المسح الجيولوجي بدقة مقدارها أقل من 100 قدم، كما يجب معرفة الارتفاع عن المحطة المرجع بدقة مقدارها 0.1 قدم. ويتم هذا التحديد بوساطة فرقة عمل طبوغرافية وتقوم بتوقيع المنطقة المدروسة على خريطة المنطقة بحسب المقياس المطلوب.

4-2-3- تنفيذ المسح:

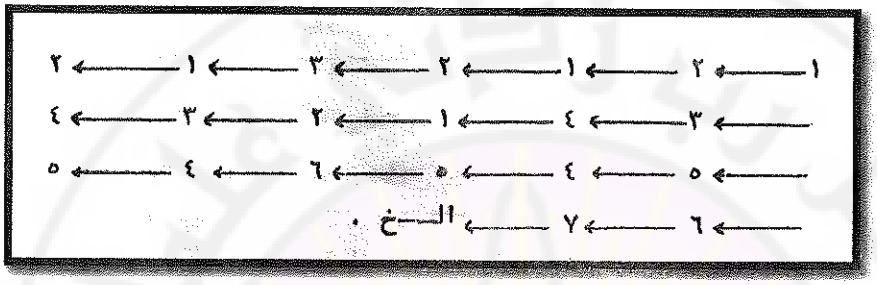
يتطلب تنفيذ المسح تعيين زمن القياس في كل محطة بدقة لرصد تغيرات الجاذبية اليومية الناتجة عن تأثير جذب الشمس والقمر لإجراء تصحيح المد والجزر Tidal correction وكذلك تصحيح انسياق المقياس Drift correction. يجرى القياس في محطات مرتبة بشكل شبكة، كما في الشكل (4-3)، الذي يمثل نموذجاً أولاً لشبكة محطات مسح جاذبي، ويتم الانتقال عليها وفق التسلسل الوارد في الشكل (4-4) الذي يعطي تسلسل الانتقال على شبكة المسح الجاذبي في النموذج الأول، أو وفق التسلسل الوارد في الشكل (4-5).



الشكل (4-3): نموذج أول لشبكة محطات مسح جاذبي، ويظهر عليها تسلسل المحطات. تشير الأسهم إلى اتجاه الانتقال.

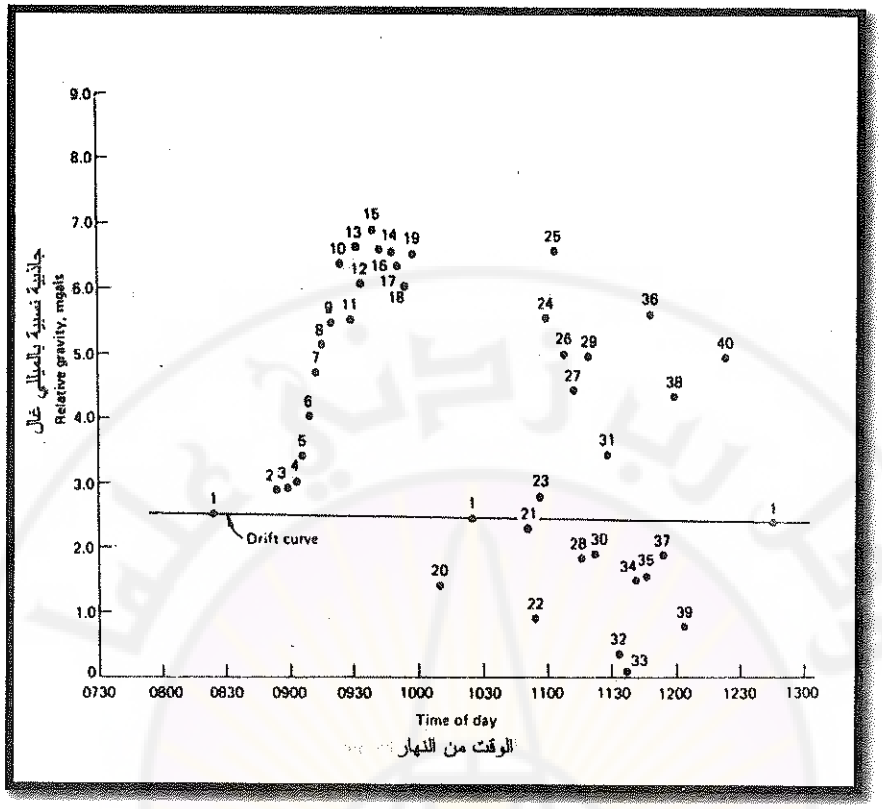


الشكل (4-4): تسلسل الانتقال على شبكة المسح الجاذبي في النموذج الأول.



الشكل (4-5): تسلسل آخر للانتقال على شبكة المسح الجاذبي في النموذج الأول.

أو قد يتم القياس في محطات مرتبة بشكل شبكة أخرى، كما في الشكل (4-6) الذي يمثل نموذجاً ثانياً لشبكة محطات مسح جاذبي ويتم الانتقال على محطات متسلسلة ثم العودة كل ساعتين إلى المحطة الأولى، فمثلاً يجرى القياس في المحطة الأولى على الساعة 8.45 ويتوالى الانتقال من المحطة 1 إلى المحطة 20 ثم العودة للقياس الثاني في المحطة 1 على الساعة 10.45 ثم الانتقال إلى المحطة 21 ويتوالى القياس حتى المحطة 40 ثم العودة للقياس الثالث في المحطة 1 على الساعة 12.45. تسقط القيم المقيسة في المحطات المختلفة وفي الأزمنة الموافقة كما في الشكل (4-6)، بعد استبدال أرقام المحطات بقيم الجاذبية المقيسة. تسقط كذلك القيم الثلاث المقيسة في المحطة الأولى وفق الأزمنة الموافقة، ثم يوصل بينها بخطوط مستقيمة فيمثل المنحنى المنكسر منحنى انسياق المقياس. بناء على ذلك يجرى تصحيح الانسياق للحصول على القيم النسبية للجاذبية، بأخذ الفرق بين القيمة في المحطة والقيمة في النقطة من منحنى الانسياق الواقعة تحت/فوق المحطة مباشرة. مثلا الجاذبية في المحطة 12 هي 6-2.5=3.5 mGals، في حين الجاذبية في المحطة 22 هي 1-2.5=-1.5 mGals.



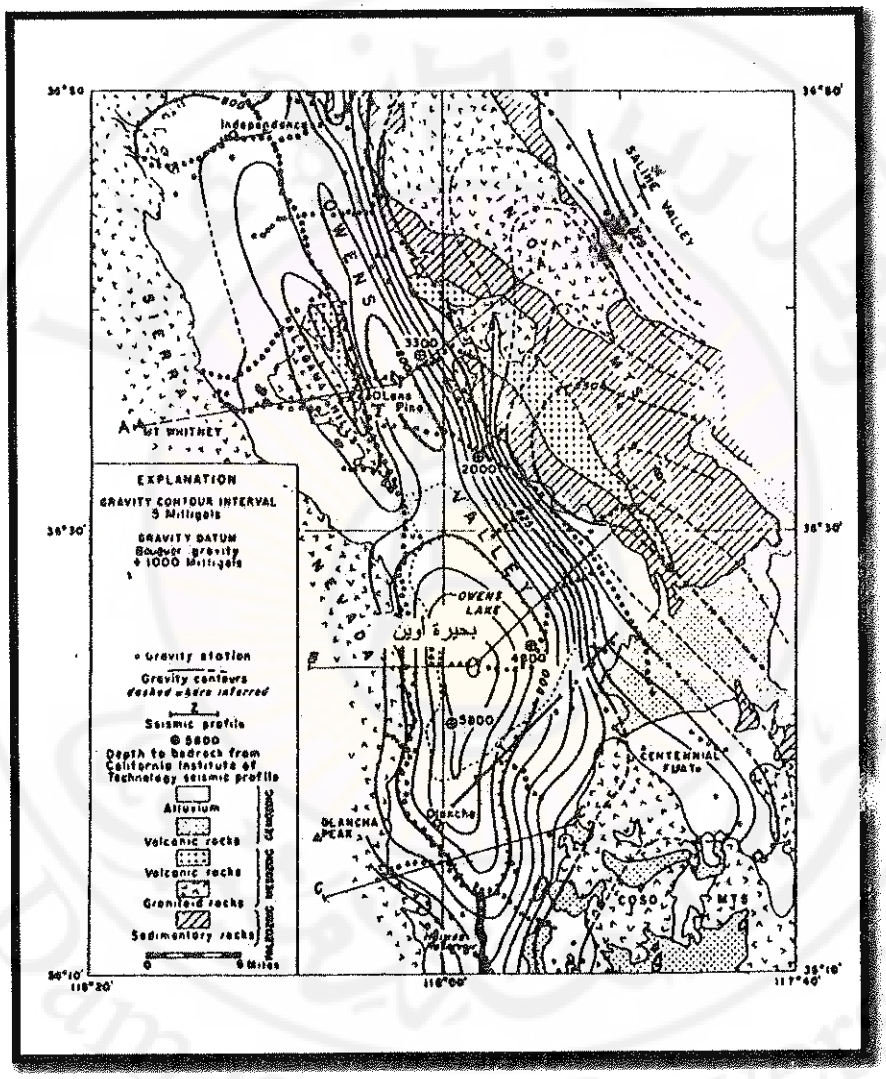
الشكل (4-6): نموذج ثان لشبكة محطات مسح جاذبي، ويظهر عليها تسلسل المحطات. تشير الأرقام إلى تدرج الانتقال من المحطة 1 إلى المحطة 40.

4-2-4- المسح الجاذبي القاري الإقليمي Regional gravity survey:

يهدف المسح الجاذبي الإقليمي لاستكشاف البنيات الجيولوجية الكبيرة التي تمتد لمئات الكيلومترات مثل الاندساسات المهلية أو الفوالق التكتونية أو القبب الملحية أو أحواض الترسيب. لهذا يكون تباعد محطات المسح كبيراً ويراوح بين 1 و 5 كيلومترات. ويجب العمل بدقة تتراوح بين 0.5 إلى 1 ميللي غال.

أجرى كين وباكيسير (Kane and Pakiser, 1961) دراسة للجزء الجنوبي من وادي أوين الواقع شرقي جبال سييرانيفادا Sierra Nevada في كاليفورنيا الأمريكية، لتحديد بنية صخور الركيزة البلورية تحت الغطاء السميك من الرسوبات الشكل (4-7). بينت الدراسة أن

الركيزة مضروبة بفوالق أدت إلى انخفاض الجزء المركزي من الوادي، وهذا أدى إلى تجمع سماكات كبيرة من الرسوبات منخفضة الكثافة ومن ثم خفض قيمة الجاذبية من 855 ميللي غال في الجزء الشرقي من الخريطة حيث توجد الصخور الاندفاعية إلى قيمة صغرى مقدارها 780 ميللي غال في المنطقة الوسطى حيث توجد الرسوبات وتقع بحيرة أوين Owen Lake.



الشكل (4-7): خريطة شواذ بوجير لوادي أوين في كاليفورنيا.

(بحسب كين وباكيسير Kane and Pakiser, 1961)

4-3- المسح الجاذبي الدقيق Microgravity survey:

يستخدم المسح الدقيق في الأعمال الجيوهندسية والمنجمية والآثارية والبيئية (Ward, 1990) (الجدول 4-1)، حيث تقاس شواذ جاذبية منخفضة من مرتبة عدة ميللي غالات وتتطلب دقة بحدود 0.1 ميللي غال. ويراوح تباعد محطات القياس بين 1 و 20 متراً، ويجب تحديد الارتفاع بدقة عالية، بحدود 1 سنتمتراً. تستخدم الأعمال المختلفة المسح الجاذبي الدقيق بحسب حاجتها إليها، لذا سنورد باختصار مجالات تطبيقه في كل من الأعمال المذكورة:

- في الأعمال الجيو هندسية: 1- تحديد أماكن الفجوات تحت السطحية.
  2- تحديد الفوالق في مناطق الانهدام.
  3- استكشاف الخزانات المائية الجوفية.
  4- دراسة مواقع البناء والسدود وصلاحيتها للبناء.
  5- استكشاف مواقع مواد البناء.
- في الأعمال المنجمية: 1- تحديد أماكن الأنفاق المنجمية.
  2- كشف التصدعات وتخطيطها.
  3- تحديد تغير سماكة الفحم في المناجم وأعماقها.
  4- استكشاف الظروف التكتونية المحلية.
- في الأعمال الآثارية: 1- كشف أماكن وجود الأجسام الآثارية الصغيرة.
  2- كشف الفجوات والتكهفات الموجودة تحت الأبنية الآثارية.
- في الأعمال البيئية: 1- كشف الحاويات والبراميل المعدنية الحاوية على مواد خطرة.
  2- دراسة البنية الجيولوجية ومدى صلاحيتها بوصفها مكب للنفايات.

4-4- المسح الجاذبي الجوي Airborne gravity survey:

إن الصعوبات التي تعترض تطبيق المسح الجاذبي الجوي كبيرة جداً ومعقدة. والصعوبة الرئيسة هي التغيرات الكبيرة والسريعة بـ g الناتجة عن سرعة الطائرة العالية. تتغير g مع تغيرات ارتفاع الطائرة وتسارعها الخطي وتمايلها roll وتموجها heading. فتغير ارتفاع الطائرة بمقدار 50 قدماً أو تغير في تموجها مقداره 0.16 من الدرجة يعادل 5 ميللي غال. ويتطلب تأثير إيتفوس تصحيحاً مقداره 1000 ميللي غال إذا كانت سرعة الطائرة 200 ميل بالساعة باتجاه شرق-غرب. ويتطلب الطيران باتجاه جنوب-شمال تحديد الاتجاه بدقة دقيقتين من الدرجة. لذا يتطلب ذلك تحكماً استثنائياً بحركة الطائرة وسرعة ثابتة للحصول على نتائج مفيدة.

يجري التركيز حالياً على تطوير المسح الجاذبي الجوي باستخدام أجهزة التسجيل الحديثة والمعقدة، للاستفادة منه في التنقيب البترولي باستخدام طائرات منخفضة السرعة أو هيليكوبتر، أو لمسح المناطق القطبية أو المناطق المغطاة بالغابات.

4-4-1- تحديد موقع الطائرة في المسح الجاذبي الجوي:

من المهم تحديد موقع الطائرة في أثناء المسح الجاذبي الجوي بدقة، وقد استخدم لهذا الغرض التصوير الفوتوغرافي، ثم أدخل عدد من الطرائق الإلكترونية. تعدد فيما يأتي هذه الطرائق التي ذكرت في كتاب الطرائق المغنطيسية (أبوديب، 2013)، لكن سيرد شرح أكثر الطرائق استخداماً في المسح الجاذبي البحري في الفقرة المناسبة.

آ- التصوير الفوتوغرافي:

ب- الطرائق الإلكترونية:

هنالك عدد من الطرائق الإلكترونية التي تستخدم لهذا الأمر في المسح الجاذبي الجوي وبعضها يطبق في المسح الجاذبي البحري.

1. طريقة الرادار Radar method.
2. طريقة شوران Shoran Method.
3. طريقة التردد الراديوي Radio-frequency method.
4. طريقة دوبلر Doppler Method.
5. طريقة الأقمار الصنعية Satellites navigation method.

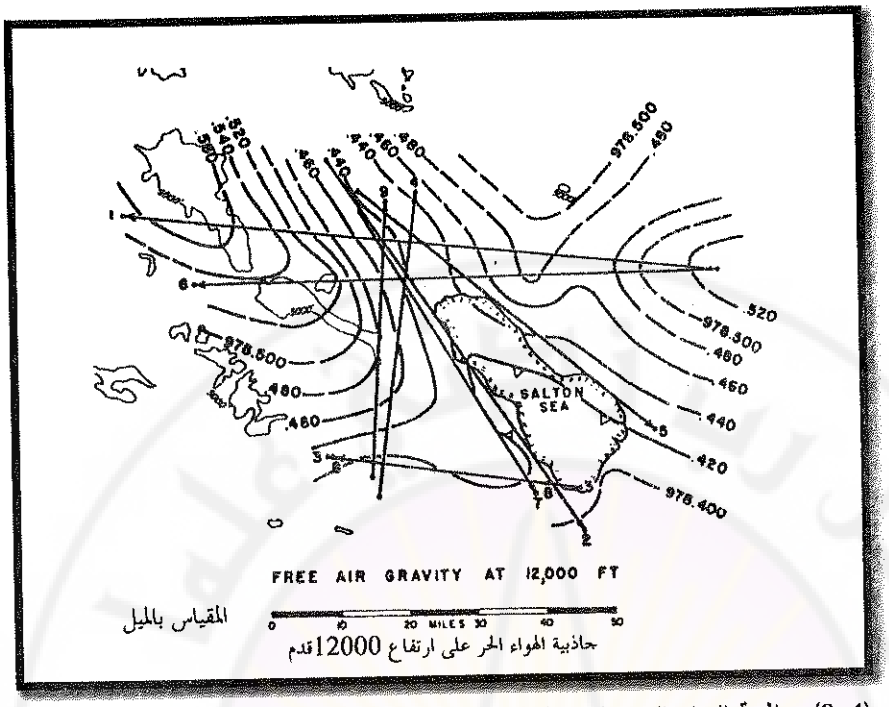
6. نظام تعيين المواقع التفاضلي Differential Global Positioning System.

4-4-2- تطور المسح الجاذبي الجوي:

أنجزت مسوح جاذبية عدة في مناطق أمريكية وكان أولها عام 1958 من قبل تومسون ولاكوست (Thompson and LaCoste, 1960) باستخدام مقياس لاكوست ورومبرغ المثبت على جيمبل في طائرة بسلاح الجو الأمريكي. تم الطيران فوق مطار إدوارد في كاليفورنيا وأنجزت دقة مقدارها 10 ميللي غال.

وصف نيتليتون وآخرون عام 1960 (Nettleton, et al. 1960)، اختباراً باستخدام مقياس لاكوست ورومبرغ محمول على طائرة B-17، طارت على ارتفاع 12000 قدم فوق واد في كاليفورنيا (Imperial Valley) وقطعت مسافة 500 ميل على ثماني بروفيلات مختلفة الاتجاهات (الشكل4-8). تم التسجيل الجاذبي مع تصوير جوي وقياس الارتفاع بالرادار ومقياس ارتفاع هيبسوميتر hypsometer لقياس التغيرات الصغيرة المفاجئة للارتفاع. قورنت النتائج بنتائج مسح قاري إقليمي سابق.

وبعد إجراء التصحيحات كلها رسمت خريطة (الشكل4-8) بتباعد خطوط الشدة الجاذبية 20 ميللي غال، تغطي مساحة 70x50 ميلاً، وكانت الحساسية بمقدار 10 ميللي غال في شروط تسجيل جيدة.



الشكل (4-8): جاذبية الهواء الحر على ارتفاع 12000 قدم فوق واد في كاليفورنيا. الخطوط المستقيمة تمثل مسارات المسح الجاذبي.

(بحسب نيتليتون وآخرين Nettleton et al., 1960)

أجرى نيتليتون وآخرون عام 1962 (Nettleton, et al. 1962)، تسجيلاً دقيقاً باستخدام مقياس لاكوست وروميرغ على محيط مثلث بين هيوستن وشريفبورت وباتون بطول 1200 ميل وارتفاع الطائرة 12000 قدم. طبق التتابع نحو الأعلى upword continuation على قياسات أرضية سابقة على المسار المثلثي نفسه، فكان الفرق في قيم منحنى الخطأ الأصغري بين القيم المقيسة والمحسوبة 6.6 ميللي غال، وهي نتيجة جيدة بسبب الصعوبات التقنية التي واجهها العمل.

أنجز مسح جاذبي جوي (Forsberg et al., 2000) بين عامي 1998 و 1999 للأجزاء المغطاة بالجليد من البحر حول شمال وشمال-شرق غرينلاند، وأجري المسح بوساطة فرقة دنماركية-نرويجية باستخدام جهاز لاكوست وروميرغ نموذج A، المحمول على طائرة

بمحركين قادرة على الطيران البطيء والمنخفض، كانت القياسات عالية الدقة والتحليل. قورنت النتائج بقياسات بحرية فوجد أن الدقة بحدود 2 ميللي غال.

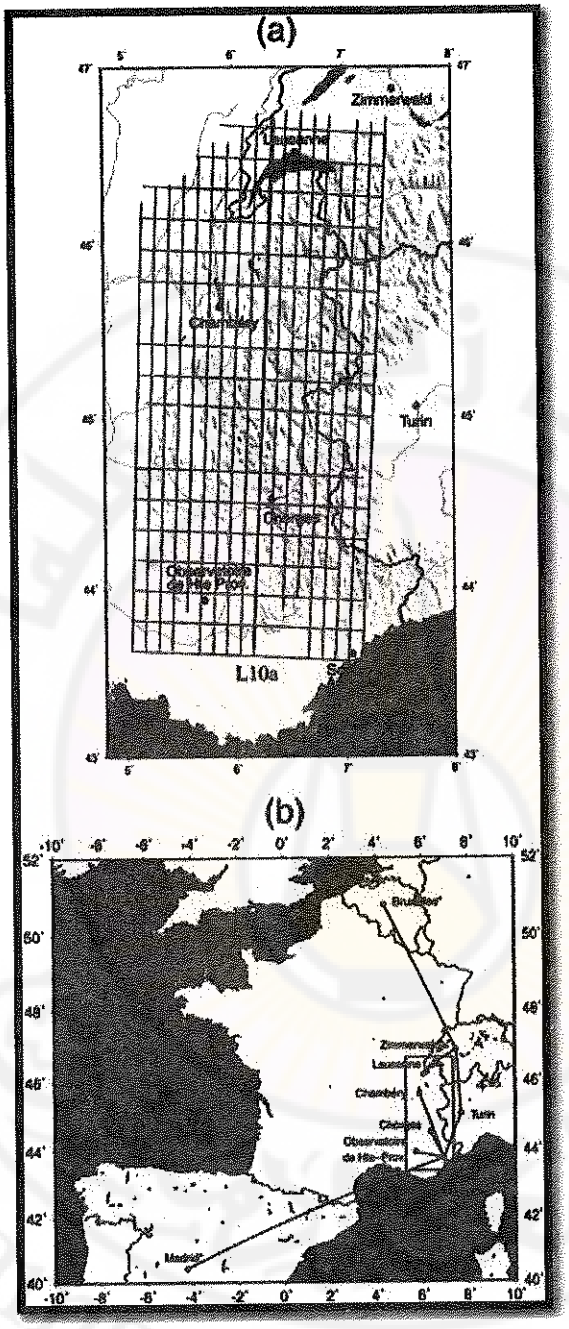
أنجز في شباط 1998 (Verdun et al. 2003) مسح جاذبي جوي إقليمي في الألب الغربية الفرنسية، جرى المسح على 18 خط باتجاه جنوب–شمال و 16 خط باتجاه شرق–غرب، بتباعد 10 و 20 كيلومتراً على الترتيب (الشكل 4–9)، وغطى مساحة 50000 كم^2 ومسافة 10000 كم من الطيران.

شمل العمل المسح الجوي الجاذبي ثم حساب شواذ بوجير، وختم بمناقشة الدقة والتحليل بمقارنة المعطيات بخريطة التتابع نحو الأعلى للقياسات الأرضية.

استخدم مقياس لاكوست ورومبرغ نموذج SA، المحمول على طائرة ديهافيلاند ثنائية المحرك مزودة بطيار آلي ومستقبل لمنظومة GPS لإنجاز ملاحة دقيقة.

أثبت العمل أن المسح الجاذبي الجوي واعد بالنسبة إلى المسح الإقليمي الواسع، وكانت الدقة والتحليل مماثلين تقريباً لما في المسح الأرضي.

تعطي الخريطة (الشكل 4–9–a) شبكة خطوط الطيران باتجاه جنوب– شمال وشرق–غرب، وتشير المواقع إلى المحطات السبع لمنظومة الـ GPS لتحديد مكان الطائرة. والشكل (4–9–b) يعطي شبكة الطيران والمستطيل المرسوم بحصر منطقة المسح.



الشكل (4-9): المسح الجاذبي الجوي في الألب الغربية الفرنسية،

a- توزع خطوط الطيران، b- خريطة شبكة الطيران والمستطيل يحصر منطقة المسح.

(بحسب فيردون وآخرين Verdon et al., 2003)

بدأ عام 2011 مسح جاذبي جوي بوصفه جزءاً من مشروع كاربون نيت (CarbonNet, 2016) لزيادة فهم جيولوجية حوض جيبسلاند Gippsland Basin الممتد من الشاطئ إلى البحر في مقاطعة فكتوريا بأستراليا. يهدف العمل إلى قياس التغيرات الدقيقة في الحقل الجاذبي الأرضي، وهذا يمكن من تقدير بنية الصخور وتركيبها في المنطقة. تم الطيران على خطوط تتجه شمال شرق- جنوب غرب بطول 10523 كم بتباعد 1 كيلومتر بين الخطوط مع بعض الخطوط الإضافية المتباعدة بـ 500 متر فوق الشاطئ.

أشار تفسير المعطيات إلى أن صخور الجزء الشمالي أعلى كثافة من صخور الجزء الجنوبي الغربي من المنطقة مع وجود بعض الحدود الجيولوجية، وتغيرات في سماكة الوحدات الجيولوجية ووجود بعض الفوالق العميقة. ستستخدم هذه النتائج في الاستكشاف الفلزي أو النفطي، وتعد معطيات جيدة لبناء نموذج ثلاثي الأبعاد لصخور المنطقة وهذا سيساعد في تمييز وتقييم الخزانات الهيدروكربونية في المنطقة.

بدأ في شهر آب 2018 مشروع مسح جاذبي جوي في مقاطعة فكتوريا في أستراليا (GSV, 2018)، لمساحة 16000 كم^2 تمتد في جنوب غرب المقاطعة، ويهدف العمل إلى قياس التغيرات الصغيرة جداً في الحقل الجاذبي الأرضي بحثاً عن الغاز الطبيعي على الشاطئ وبعيداً عنه، وتستخدم لذلك طائرتان صغيرتان تحمل كل منهما مقياس جاذبية مصمم للعمل بالطائرة. تطير الطائرة على ارتفاع 150 إلى 300 متر. البعد بين خطوط الطيران 500 متر، باتجاه شمال غرب-جنوب شرق. انتهى العمل بالمشروع مع نهاية عام 2018.

4-5- قياس الجاذبية البئرية Borehole gravimetry:

سمح التقدم التكنولوجي وصنع الأجهزة بقياس الجاذبية في الآبار بدقة (Peckett,1970)، وعُدل أحد مقاييس لاكوست وروميرغ للقياس في الآبار الضيقة وفي شروط حرارية وضغطية مرتفعة، وصممت الأجهزة البئرية على أساس تصحيحات للهواء الحر وصفيحة بوجير.

إذا كانت g_1 و g_2 (الشكل 4- 10) هي الجاذبية المقيسة في بئر شاقولية على ارتفاع h_1 و h_2 من الكروانى المرجع، والفرق بين g_1 و g_2 ناتج عن اختلاف الارتفاع والمواد الموجودة

بين المستويين في البئر. g_2 أكبر من g_1 لسببين، السبب الأول: لأن المستوى الأخفض هو الأقرب إلى مركز الأرض. لذا ستكون g_2 أكبر من g_1 بالمقدار الآتي:

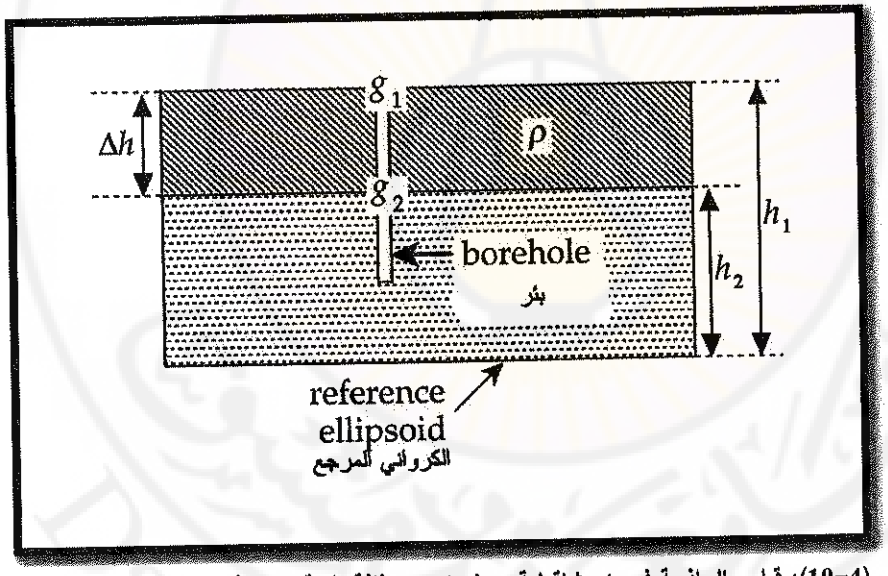
$$dg = (0.3086 - (0.0419\rho.10^{-3}))\Delta h \qquad (4\text{-}1)$$

حيث $\Delta h = h_1 - h_2$

السبب الثاني: مقياس الجاذبية الموجود في المستوى h_2 سيكون تحت تأثير جذب نحو الأعلى من المواد بين مستويي القياس، وهذا يقلل من الجاذبية المقيسة في المستوى h_2، لذا يجب زيادة g_2 بمقدار $0.0419\rho 10^{-3}\ \Delta h$. يكون الفرق Δg بين القيم المصححة لـ g_1 و g_2 بعد الإعادة إلى المستوى h_2 كالآتي:

$$\Delta g = \left(0.3086 - (0.0419\rho 10^{-3})\right)\Delta h - 0.0419\rho 10^{-3}\ \Delta h$$

$$= \left(0.3086 - (0.0838\rho 10^{-3})\right)\Delta h \qquad \text{mGal} \qquad (4\text{-}2)$$



الشكل (4-10): قياس الجاذبية في بئر شاقولية بهدف تحديد كثافة طبقة صخرية.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

4-6-المسح الجاذبي البحري Marine gravity survey:

واجه المسح الجاذبي البحري صعوبات كثيرة، وكان أهمها التخلص من تأثير حركة السفينة الشاقولية بتأثير الأمواج وحركتها الأفقية نتيجة سرعتها وتدحرجها نحو الأمام والخلف وتأرجحها نحو اليمين واليسار، لأن التأثير الجاذبي الناتج عن حركة السفينة يصل إلى نحو 100000 ميللي غال، في حين أن التغيرات المطلوب قياسها من مرتبة واحد ميللي غال.

والصعوبة الأخرى هي تحديد موقع السفينة الثابتة والمتحركة، والتخلص من تأثير إيتفوس Eötvos effect في السفينة المتحركة والمتمثل بخضوع السفينة إلى تسارع إضافي ناتج عن دوران الأرض حول محورها.

4-6-1- التخلص من تأثير حركة السفينة:

في البدايات استخدم الجرس الغاطس في قياس الجاذبية على عمق بحدود 125 قدماً، ويتألف من حجرة محكمة الإغلاق يجلس فيها عامل لتشغيل مقياس الجاذبية. ساعد تطوير منظومات التحكم عن بعد على زيادة عمق الجرس الغاطس، ثم استخدمت غواصة- على نطاق ضيق- لحمل المقياس إلى قاع البحر.

فيما بعد طور مقياس لاكوست وروميرغ المثبت على قاعدة دائمة الأفقية ذاتية الحركة بكل الاتجاهات، حيث تؤدي حركة السفينة إلى ميل القاعدة لكن يبقى سطحها- ومن ثم- المقياس أفقياً.

وأخيراً وبعد عشر سنوات من العمل طُورت القاعدة الجيروسكوبية وكل ما هو مطلوب لتوفير قياس دقيق على ظهر السفينة.

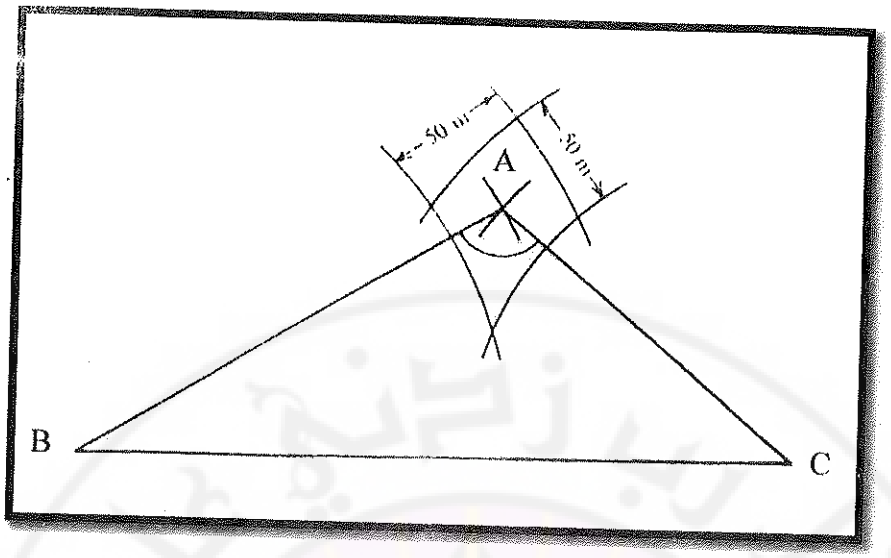
4-6-2- تحديد موقع السفينة:

أُجريَ كثير من مسوح الجاذبية فوق مناطق مغطاة بالمياه أو تحت المياه، وصودف كثير من المصاعب في المسح البحري، وكان أصعبها تحديد موقع السفينة، ومنها أيضاً استقرار المقياس بالنسبة إلى حركة السفينة الناتجة عن الأمواج، مع أنه بالإمكان أحياناً تحديد الموقع برصد موقعين معلومي الإحداثيات، لكنه من الضروري استخدام منظومات إلكترونية معقدة مثل

طريقة شوران (Shoran) أو ريديست (Raydist) أو لوران (Loran) .....إلخ. وتستخدم حالياً الأقمار الصنعية لتحديد الموقع بدقة، لاسيما في المناطق البعيدة عن الشاطئ، تكون دقة تحديد الموقع بعيداً عن الشاطئ أقل من تلك على القارة. يورد فيما يأتي شرحاً مختصراً لطريقتي شوران والأقمار الصنعية.

4-6-2-1- طريقة شوران Shoran Method:

كلمة شوران مختصر للتعبير الإنجليزي "SHOrt RAnge Navigation" وتعني "الملاحة قصيرة المدى"، وهي منظومة ملاحية تستخدم في الطائرات والقذائف الموجهة والسفن، إذ ترسل إشارات راديو من الطائرة أو السفينة إلى زوج من الأجهزة المرسلة المستجيبة (transponders) الأرضية معلومة الموقع بدقة، فتسمح الإشارات العائدة بتحديد موقع الطائرة أو السفينة. هذه الطريقة معدلة من طريقة الرادار وتعتمد مبدأ خط نظر (Line of Sight)، أي إنها لا تنعكس على طبقات الغلاف الجوي، ومن ثم لا تستطيع مسايرة تحدب سطح الأرض لأنها تستخدم ترددات عالية جداً في المجال 225-450 مليون هرتز. وتوضع هذه الأجهزة في أماكن محددة في في أثناء المسح الجوي أو البحري وجهاز على الطائرة أو السفينة ويرسل إشارة لاسلكية ليلتقطها الجهازان الموجودان على الأرض، وبعد مدة تأخير زمنية قصيرة محددة الطول بدقة تعاد الإشارة إلى الجهاز المرسل المستجيب الموجود على الطائرة أو السفينة، ثم يحدد الزمن المقطوع باتجاه واحد بطرح فترة التأخير من الزمن الكلي وقسمة الباقي على اثنين ويضرب الناتج بسرعة الإشارة اللاسلكية، للحصول على المسافة الفاصلة بين الطائرة أو السفينة والجهاز المرسل المستجيب. وتعد نقطة تقاطع الدائرتين اللتين مركزاهما مواقع الأجهزة المرسلة المستجيبة (C و B في الشكل 4-11) على أنها مكان وجود الطائرة أو السفينة في ذلك الوقت (A في الشكل 4-11).



الشكل (4-11): تحديد مكان السفينة (A) بطريقة شوران بالنسبة إلى جهازي الإرسال الثابتين على الأرض B و C.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

استخدمت هذه الطريقة أولاً في قاذفات القنابل في الحرب الكورية في بداية الخمسينيات من القرن الماضي. وفي السبعينيات من القرن الماضي استخدمت على نطاق واسع في استكشاف النفط والغاز، وذلك لتحديد أماكن وجود سفن المسح السيزمي ومواقع أجهزة حفر الآبار النفطية حول العالم. يجرى ذلك بتجهيز قارب يحمل جهاز مرسل مستجيب ليرسل إشارات الراديو إلى هوائيات عالية (27 متراً) موضوعة على بعد أقدام عدة من نقاط جيوديزية على الشاطئ. حققت هذه الطريقة دقة كبيرة في تحديد الموقع على بعد 320 كيلومتراً عن الهوائيات.

4-6-2-2- طريقة الأقمار الصنعية Satellites navigation method:

تدعى هذه الطريقة نظام تعيين المواقع (Global Positioning System (GPS)) وتعمل بوساطة منظومة أقمار صنعية ملاحية تحدد الموقع والمعلومات الزمنية على سطح الأرض أو قريباً من السطح في أي طقس. ويقتضي ذلك توافر خط نظر (line of sight) – لايعيقه أي حاجز – إلى أربعة أو أكثر من الأقمار الصنعية العاملة في المنظومة.

يتلقى كل جهاز مستقبل على سطح الأرض المعلومات التي يبثها كل قمر وتتضمن الرسائل الآتية:

1- زمن بث الرسالة.

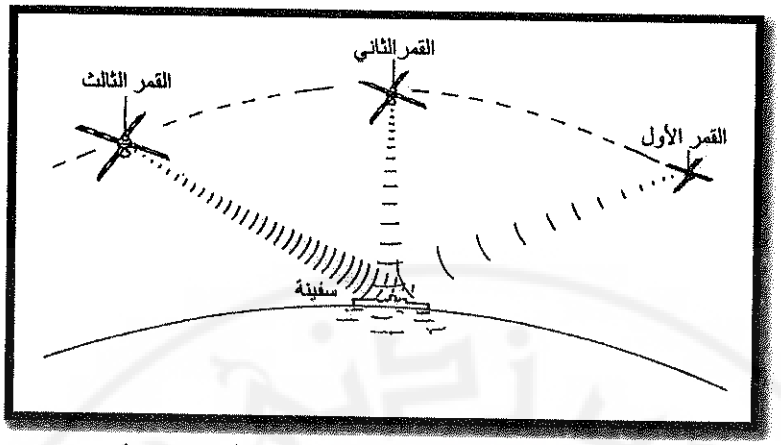
2- معلومات مدار القمر الدقيقة.

3- وضع المنظومة العام بما فيها معلومات مدارات منظومة الأقمار.

يقوم الجهاز المستقبل بتحديد موقعه من تحديد الزمن الذي قطعته كل من الإشارات المرسلة من هذه الأقمار، ثم يحسب البعد عن كل قمر بضرب الزمن بسرعة الإشارة. ثم تستخدم الأبعاد عن الأقمار مع مواقع الأقمار نفسها بعملية تثليث لحساب موقع الجهاز المستقبل ويعرض على شاشة الجهاز المستقبل بحسب منظومة الإحداثيات المطلوبة (مثلاً: خط العرض وخط الطول) مع الارتفاع عن سطح البحر.

تستخدم هذه الطريقة الأمواج اللاسلكية التي ترسلها الأقمار الصنعية في المجال الترددي 150-400 مليون هرتز. ونظراً إلى أن القمر الصنعي يحتاج إلى 100 دقيقة للدوران حول الأرض فإنه يظهر مدة 18 دقيقة على أي نقطة واقعة تحت مداره (من الأفق للأفق) (الشكل 4-12)، ويرسل المعلومات عن موقعه كل دقيقتين. تخضع الترددات المقيسة على السفينة إلى انزياح دوبلر، نظراً إلى تحرك القمر بالنسبة إلى السفينة. وهكذا يحسبت الاختلاف بين خط طول وخط عرض القمر وخط طول وخط عرض السفينة من انزياح ترددات دوبلر.

يحلل حاسوب على السفينة هذه المعلومات جميعها وقيمة انزياح ترددات دوبلر مع سرعة السفينة لتحديد موقع السفينة على سطح الأرض.



الشكل (4-12): مواقع الأقمار الصنعية بالنسبة إلى السفينة في طريقة الأقمار الصنعية.
(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 1976)

4-6-3- المسح الجاذبي البحري العميق:

عُدل كثير من أجهزة المسح الجاذبي للقياس تحت الماء. وطَور فينينغ مينيس منذ 40 عاماً منظومة ثلاثية النواس ووضعها في غواصة للعمل الجيوديزي. وتستخدم الآن مقاييس المسح البحري على السفينة على نطاق واسع، مثل مقياس غراف-أسكانيا المثبت على قاعدة جيروسكوبية في أكثر الأماكن استقراراً بالنسبة لحركة السفينة. تتم القراءة باستمرار والحساسية بحدود 2 ميللي غال. كما سجلت قياسات بمقياس لاكوست وروميرغ، مع تكرارية بحدود 1 ميللي غال. هذه الحساسية مقاربة لتسجيلات النواس على قاع البحر.

إذا كان لسرعة المقياس مركبة بالاتجاه شرق-غرب في أثناء القياس تضاف سرعة السفينة إلى السرعة الدورانية الناتجة عن دوران الأرض، وهذا يزيد القوة النابذة ويقلل قراءة الجاذبية. لذا يجب إجراء تصحيح، يدعى تصحيح إيتفوس Eötvos correction، لمركبة السرعة باتجاه شرق-غرب، يحسب هذا التصحيح وفق المعادلة الآتية:

$$dg_E = 7.503 * V \cos \emptyset \sin \alpha + 0.004154 * V^2 \text{ mGals} \quad (4\text{-}3)$$

حيث V هي سرعة السفينة بالعقدة.

Φ قيمة خط عرض منطقة القياس.

α الزاوية التي يشكلها مسار السفينة من الشمال الجغرافي الحقيقي.

يفرض تأثير إيتفوس تحديد سرعة السفينة باتجاه شرق-غرب بدقة تبلغ 0.1 عقدة، وتحديد منحى مسار السفينة باتجاه جنوب-شمال بحدود درجة واحدة وإبحار السفينة بخط مستقيم وسرعة ثابتة لضمان الحصول على معطيات جاذبية دقيقة. لذا يفضل استخدام التوجيه الآلي للسفينة في أثناء إجراء المسح.

4-6-3-1- منظومات التحكم عن بعد:

زُودت مقاييس الجاذبية القابلة للحمل للعمل على عمق مائي لا يقل عن 750 قدماً. هذا العمق كاف للقياس في معظم الأحواض المائية على اليابسة وكذلك في الشواطئ البحرية، وإذا كانت الظروف ملائمة يمكن الحصول على حساسية جيدة كما الحساسية على اليابسة.

يوضع المقياس في حجرة مغلقة مقاومة لضغط الماء جاثمة على حامل ثلاثي الأرجل وقدم قرصي الشكل. يقع نصف وزن المقياس في الحامل ثلاثي الأرجل لتوفير ثبات أعظمي على القاع. الوزن الإجمالي لأحد النموذجات نحو 300 كيلوغرام. يرتبط الجهاز بكامله بحبل إلى القارب الذي ينزله.

يمكن تحقيق أفقية ضمن حدود 10 دقائق من الزاوية بوساطة محرك صغير يدير منظومة جمبل يُتَحكم بها من القارب. وتسجل المعطيات، إما على فيلم تصوير موجود ضمن الحجرة وإما بالإرسال اللاسلكي إلى مسجل على القارب.

حساسية هذا المقياس جيدة، لكن استخدامه بطيء لضرورة رفع الجهاز كله إلى القارب عند الانتقال لقياس جديد. يراوح عدد القياسات بين 6 إلى 7 في اليوم الواحد في حين يقارب عدد القياسات في عمق مائي أقل من 100 قدم عدد القياسات على اليابسة.

4-6-4- المسح الجاذبي البحري الضحل:

تجرى القياسات في ماء عمقه بحدود 20 قدماً بوساطة ما يسمى الجرس الغاطس إذ يكون العامل مشغل المقياس موجوداً مع المقياس لإجراء القياس وهذا يعني أنه لا حاجة إلى تعديل المقياس. هذا النوع من القياس يجرى بسرعة القياس بمقاييس القاع لأن الجرس يحتاج إلى قارب شحن لنقله بين المحطات ثم إنه حساس جداً لحركة الأمواج.

4-7- المسح بوساطة الأقمار الصنعية Satellite gravimetry survey:

بدأ قياس الحقل الجاذبي الأرضي بوساطة الأقمار الصنعية مع إطلاق القمر سبوتنيك Sputnik عام 1957 (Bouman et al., 2013)، وأصبح بالإمكان الحصول على نموذج أفضل لهذا الحقل. ووصل المسح بالأقمار الصنعية إلى مستوى أفضل مع إطلاق القمر تشامب (CHAMP= Challenging Minisatellite Payload) عام 2000. كانت مهمة إطلاق القمر أول مهمة تعقب شامل ومستمر وثلاثي الأبعاد لقمر صنعي بوساطة نظام تعيين المواقع (GPS= Global Positioning System) وذلك بالقياس الدقيق لكل القوى غير الجاذبية nongravitational، مثل المد والجزر الشمسي والقمري وتأثير الاحتكاك مع الغلاف الجوي، المطبقة على القمر بمقيسية التسارع accelerometry. ومع ذلك بقي التوهين الأسي Exponential attenuation لشدة الحقل الجاذبي مع الارتفاع هو العائق الحقيقي لقياس الجاذبية بوساطة الأقمار الصنعية. هذا العائق يعني أن تحسين تحليل resolution المعطيات يتطلب اقتراب مدار القمر من الأرض، لذلك وضع القمر تشامب على مدار 400 كيلومتر من الأرض، لأن وضع القمر على مدار أقرب يزيد من الاحتكاك مع الغلاف الجوي، ومن ثم يقلل من سرعة القمر، وهذا يؤدي إلى سقوطه إلى الأرض في أسابيع أو أشهر إذا لم يعدل تأثير الاحتكاك.

أبطلت أقمار قياس الجاذبية الأخيرة تأثير الاحتكاك مع الغلاف الجوي وأنتجت معطيات عالية التحليل بقياس الإشارة الجاذبية التفاضلية. فقد أطلقت وكالة الفضاء الأمريكية (NASA) القمر غريس (GRACE) عام 2002، وأطلقت وكالة الفضاء الأوروبية القمر جوس (GOCE) عام 2009 لإنجاز مهام جاذبية. كان قمر غريس حساساً جداً للمقاييس الفراغية الكبيرة للحقل الجاذبي الأرضي، بحيث يمكن للباحثين كشف عمليات مثل ذوبان الكتل الجليدية الكبيرة، وارتفاع مستوى سطح البحر، والهيدرولوجيا القارية، وارتداد سطح الأرض بعد العصور الجليدية. ونموذج الحقل الجاذبي الأرضي لعام 2008 (EGM2008) كان نموذجاً عالي التحليل، فقد صمم من معطيات القمر غريس والجاذبية الأرضية والجاذبية الفضائية المشتقة من مقاييس الارتفاع. كان إطلاق القمر جوس الأوروبي عام 2009 تدشيناً لخمسين سنة من المسح الجاذبي الفضائي، وكان مقياس التدرج الجاذبي الذي يحمله القمر حساساً جداً مؤلفاً من أوزان مرتبة ترتيباً خاصاً ومصممة لقياس تغيرات صغيرة في جذب الحقل الجاذبي الأرضي في الأبعاد

الثلاثة. وظهرت فائدة جوس بعد أشهر عدة من جمع المعطيات، إذ بمقارنة معطياته مع نموذج 2008 تبين أنه يمكن للقمر جوس تزويد معطيات نوعية في مناطق ليس فيها قياسات جاذبية أرضية أو فقيرة بها. تشمل نواتج القمر جوس معطيات مدارية، وتدرج جاذبي ومعاملات هارمونية كروية spherical harmonics، تسمح هذه المعاملات بإعادة بناء نموذج الجاذبية الأرضية ونموذج المجسم الأرضي.

الفصل الخامس

إرجاع المعطيات الحقلية وتفسيرها

Reduction and Interpretation of Field Data

Damascus University


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

5-1- مقدمة:

يعطي المسح الجاذبي- مهما يكن نوعه- قيم الجاذبية في النقاط الموزعة على شبكة منتظمة الأبعاد، إذا ساعدت طبوغرافية المنطقة الممسوحة، لكن هذه القيم تستند إلى خمسة عوامل، هي: خط العرض، والارتفاع وطبوغرافية المنطقة المحيطة بمحطة المسح، والمد والجزر، وتغير كثافة الصخور تحت السطحية. وكذلك تأثير التسارع الناتج عن حركة السفينة أو الطائرة. ويهتم الاستكشاف الجاذبي بالشواذ الناتجة عن تغير الكثافة، التي تكون أصغر من تأثير تغير خط العرض أو الارتفاع، وأكبر من تأثير المد والجزر والطبوغرافيا. يصل تغير الجاذبية عند الانتقال من خط الاستواء إلى القطب إلى 5 غال، أي بحدود 0.5% من قيمة g المطلقة (980 Gals)، ويمكن أن تصل قيمة تأثير الارتفاع إلى 0.1 غال، أي بحدود 0.01% من قيمة g المطلقة.

في الاستكشاف النفطي يعد تغير مقداره 10 mGl أو 0.001% من قيمة g المطلقة، كبيراً في حين إنه في الاستكشاف الفلزي يعد التغير كبيراً إذا كان مساوياً 1 mgal، لذا يجب إزالة هذه التأثيرات كلها بما يدعى تصحيحات الجاذبية gravity corrections. بنتيجة ذلك يُحصل على ما يدعى شواذ بوجير Bouguer anomaly، وتكون ناتجة عن التأثير الجاذبي للأجسام تحت السطحية. يمكن تلخيص مراحل الدراسة الجاذبية على الشكل الآتي:

1- وضع خطة متكاملة للمسح الجاذبي.
2- توقيع محطات القياس في المنطقة المدروسة بوساطة فرقة عمل طبوغرافية.
3- إنجاز قياسات الجاذبية الحقلية.
4- تطبيق تصحيحات الجاذبية على قيم الجاذبية المقيسة.
5- حساب شواذ بوجير.
6- فصل الشواذ ذات المصادر المختلفة.
7- تفسير المعطيات وتحديد التراكيب الجيولوجية تحت السطحية.

5-2- إرجاع الجاذبية Gravity reduction:

تعالج تصحيحات الجاذبية التأثيرات غير الناتجة عن التراكيب أو الأجسام تحت السطحية، وتشمل ما يأتي:

1- تصحيح انسياق المقياس Drift correction.

2- تصحيح خط العرض Latitude correction.

3- تصحيح الارتفاع Elevation correction، ويقسم إلى قسمين:

أ- تصحيح الهواء الحر Free-air correction.

ب- تصحيح بوجير Bouguer correction.

4- تصحيح الطبوغرافيا Topography correction.

5- تصحيح المد والجزر Tidal correction.

6- تصحيح التوازن Isostasy correction.

7- تصحيح إيتفوس Eötvos correction.

سيعرض فيما يأتي كل تأثير على قيمة الجاذبية المقيسة والتصحيح اللازم للتخلص منه:

5-2-1- تصحيح انسياق المقياس:

تغير مقاييس الجاذبية قيمة القراءة في المحطة المرجع مع الزمن. وينتج هذا التغير- الانسياق- من تغير مرونة النوابض الموجودة في المقياس وهو غير موجه. كما تتغير قيمة الجاذبية مع الزمن بتأثير المد والجزر الناتج عن وضع الشمس والقمر بالنسبة إلى محطة القياس. وهذا يعني أن قيمة الجاذبية تتغير مع الزمن في محطة ثابتة.

ينجز تصحيح الانسياق بأخذ قراءات متعددة في المحطة المرجع في أوقات مختلفة في أثناء القياس تراوح بين 3 أو 4 ساعات. ثم يرسم منحنى الانسياق ويطبق تصحيح الانسياق، كما ورد في الفقرة 4-2-3.

5-2-2- تصحيح خط العرض:

يؤدي دوران الأرض حول محورها إلى الانتفاخ الاستوائي Equatorial bulge والتسطح القطبي polar flattening. يخفض الانتفاخ الاستوائي من قيمة الجاذبية في خط الاستواء نتيجة الابتعاد عن مركز الأرض، في حين يزيد التسطح القطبي قيمة الجاذبية في القطب نتيجة الاقتراب من مركز الأرض. كما يؤدي الدوران إلى تشكل تسارع نابذي centrifugal acceleration يكون أعظمياً في خط الاستواء ومساوياً إلى الصفر في القطب.

وهذا يعني تغيراً في قيمة الجاذبية مع خط العرض ومن ثم لابد من إدخال تصحيح لتأثير خط العرض، ويتم ذلك بمفاضلة المعادلة (1-5) بالنسبة إلى لمسافة الأفقية s، كما يأتي:

$$\frac{dg_L}{ds} = \frac{dg_L}{R_e d\emptyset} = \frac{dg_L}{R_{eq} d\emptyset}$$

$$= 1.307 \sin 2\emptyset \quad \text{mGals/mi} \quad (5\text{-}1)$$

$$= 0.8122 \sin 2\emptyset \quad \text{mGals/km} \quad (5\text{-}2)$$

حيث: dg_L تصحيح خط العرض.

ds المسافة الأفقية باتجاه شمال-جنوب.

R_e نصف قطر الأرض في خط عرض $\emptyset$.

R_{eq} نصف قطر الأرض الاستوائي.

ومنه نجد:

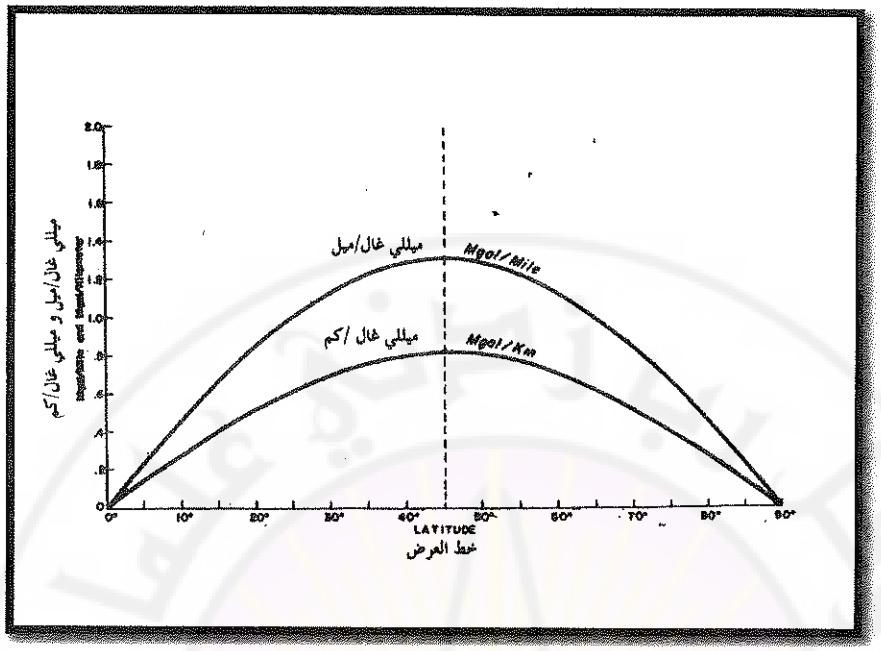
عندما تعطى ds بالميل تصبح المعادلة (5-1) كما يأتي:

$$dg_L = 1.307 \sin 2\emptyset . ds \quad \text{mGals} \quad (5\text{-}3)$$

عندما تعطى ds بالكيلومتر تصبح المعادلة (5-2) كما يأتي:

$$dg_L = 0.8122 \sin 2\emptyset . ds \quad \text{mGals} \quad (5\text{-}4)$$

يبدو من المعادلتين (5-3) و (5-4) أن التغير dg_L يكون أعظمياً في خط العرض 45°، فيصل إلى 0.01 mgal/10 m ويساوي الصفر في خط الاستواء وفي القطب، كما يظهر في الشكل (5-1) والجدول (5-1).



الشكل (5-1): تغير تصحيح خط العرض مع درجة خط العرض.

(بحسب دوبرين Dobrin, 1976)

الجدول (5-1): تغير تصحيح خط العرض.

(بحسب دوبرين Dobrin, 1976)

التغير mGals/km	التغير mGals/mi	قيمةخط العرض
0	0	0
0.278	0.447	10
0.522	0.840	20
0.703	1.132	30
0.800	1.287	40
0.812	1.307	45
0.800	1.287	50
0.703	1.132	60
0.522	0.840	70
0.278	0.447	80
0	0	90

يمكن عد التغير خطياً ضمن مسافة كيلومتر واحد باتجاه شمال-جنوب، لكن يجب الأخذ بعين الاهتمام تغير خط العرض عند المسح على نطاق أكبر. ولما كانت قيمة الجاذبية تتناقص عند الاقتراب من خط الاستواء، لذا يجب أن يضاف تصحيح خط العرض عند التوجه نحو خط الاستواء.

نشر لامبرت ودارلنغ (Lambert and Darling, 1931) عام 1931 جدولاً مرجعاً يعطي قيم تسارع الجاذبية مع تغير خط العرض، وقد أعطيت القيم للمرتبة السادسة بعد الفاصلة (الجدول 5-1). فعند إجراء مسح جاذبي لمنطقة تجدول قيم الجاذبية في المحطات المختلفة بالنسبة إلى المحطة المرجع، ثم يحضر جدول بالفرق بين قيم الجاذبية (الواردة في الجدول المرجع) للمحطات المختلفة عن قيمة الجاذبية (الواردة في الجدول المرجع) في المحطة المرجع، وتضاف هذا الفروق أو تطرح بحسب الاقتراب من خط الاستواء أو الابتعاد عنه.

5-2-3- تصحيح الارتفاع:

يقسم هذا التصحيح إلى قسمين:

1- تصحيح الهواء الحر.

2- تصحيح بوجير.

5-2-3-1- تصحيح الهواء الحر:

لما كانت أن الجاذبية تتغير عكساً مع مربع البعد عن مركز الأرض كان من الضروري إدخال تصحيح للتخلص من تأثير تغير الارتفاع عن المستوى المرجع، ويدعى هذا التصحيح "تصحيح الهواء الحر"، لأنه يأخذ بالاعتبار تأثير المسافة الفاصلة بين المحطة الحقلية والمستوى المرجع بدون إدخال تأثير المواد التي تشغل الوسط بين المحطة الحقلية والمستوى المرجع. يحصل على هذا التصحيح من اشتقاق المعادلة (1-3) بالنسبة إلى نصف قطر الأرض، كما يأتي:

$$\frac{dg_{FA}}{dR_e} = \frac{-2GM_e}{R_e^3} = \frac{-2g}{\mathrm{R_{eq}}}$$

$$= -0.09406 \quad \text{mGal/ft} \qquad (5\text{-}5)$$

$$= -0.3086 \quad \text{mGal/m} \qquad (5\text{-}6)$$

حيث dg_{FA} هو تصحيح الهواء الحر.

$dR_e=h$ هو فرق الارتفاع بالأقدام أو الأمتار وهو سالب أو موجب بحسب ما تكون المحطة تحت أو فوق المحطة المرجع.

يمكن إلغاء الإشارة السالبة لأن التصحيح معاكس للتأثير الناتج عن زيادة الارتفاع، لذا عندما تعطى h بالأقدام تصبح المعادلة (5-5) على النحو الأتي:

$$dg_{FA}=0.09406.\ h \qquad mGal \qquad (5\text{-}7)$$

وعندما تعطى h بالأمتار تصبح المعادلة (5-6) كما يأتي:

$$dg_{FA}=0.3086.\ h \qquad mGal \qquad (5\text{-}8)$$

يضاف تصحيح الهواء الحر إلى القراءة الحقلية عندما تكون محطة القياس أعلى من المستوى المرجع، ويطرح منها عندما تكون المحطة أخفض من المستوى المرجع.

لإجراء تصحيح خط العرض وتصحيح الهواء الحر من الضروري تحديد مكان محطة القياس بدقة كبيرة، فللحصول على دقة مقدارها 0.01 mGal يجب تحديد المكان بحدود 10 أمتار باتجاه شمال-جنوب، وتحديد الارتفاع بحدود 5 سنتمترات.

5-2-3-2- تصحيح بوجير:

يعالج تصحيح بوجير تأثير المواد الموجودة بين محطة القياس والمستوى المرجع الذي أُهملَ في تصحيح الهواء الحر. بفرض وجود محطة القياس على سطح هضبة أفقية لها امتداد واسع وسماكة منتظمة وكثافة موادها منتظمة أيضاً (الشكل 5-2-آ)، فإن قيمة الجاذبية المقيسة ستزداد نتيجة تأثير هذه الشريحة الصخرية الواقعة بين محطة القياس والمستوى المرجع (تدعى صفيحة بوجير Bouguer plate).

يحصل على تصحيح بوجير بفرض أن الشريحة أفقية ولانهائية الامتداد وكثافتها σ، على النحو الأتي:

$$\frac{dg_B}{dR_e} \approx \frac{dg_B}{dR_{eq}} = 2\pi G\sigma \quad \text{mGal/ft} \quad (5\text{-}9)$$

$$= 0.01278.\ \sigma \quad \text{mGal/ft} \quad (5\text{-}10)$$

$$= 0.04193.\ \sigma \quad \text{mGal/m} \quad (5\text{-}11)$$

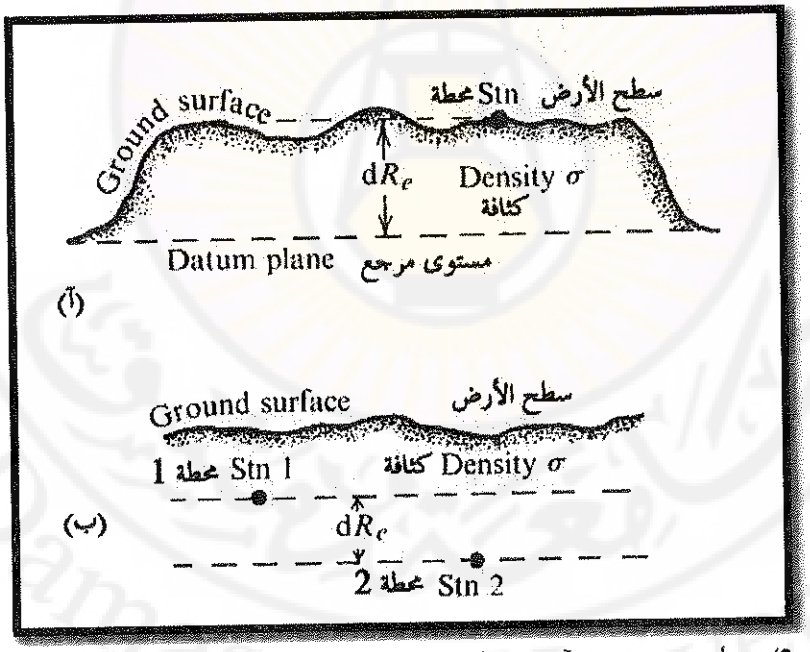
حيث dg_B هو تصحيح بوجير.

ومنه:

$$dg_B = 0.01278.\ \sigma.h \quad \text{mGal/ft} \quad (5\text{-}12)$$

$$dg_B = 0.04193.\ \sigma.h \quad \text{mGal/m} \quad (5\text{-}13)$$

عند إجراء القياس في محطات تحت سطح الأرض (الشكل 5-2-ب)، تطبق الشريحة بين المحطتين (محطة 1 ومحطة 2) جذباً نحو الأسفل على المحطة 1 وجذباً نحو الأسفل على المحطة 2.



الشكل (5-2): مبدأ تصحيح بوجير: آ- المحطة فوق المستوى المرجع ، ب- المحطة تحت سطح الأرض.
(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

يلحظ أن تصحيح بوجير معاكس لتصحيح الهواء الحر، أي يطرح من القيمة المقيسة عندما تكون محطة القياس فوق المستوى المرجع وبالعكس. كما يلحظ أن التصحيحين عبارة عن ثوابت مضروبة بالارتفاع، ولهذا يمكن جمعهما بمعامل واحد f يدعى معامل تصحيح الارتفاع.

يمكن وضع تصحيح الارتفاع عندما تعطى h بالأقدام ومحطة القياس واقعة فوق المستوى المرجع، كما يأتي:

$$dg_{EI}=0.09406.h-0.01278.\sigma.h$$
$$=(0.09406-0.01278.\sigma).h$$
$$=f.h \quad mGal \qquad (5\text{-}14)$$

وعندما تعطى **h** بالأمتار يكون:

$$dg_{EI}=0.3086.h-0.04193.\sigma.h$$
$$=(0.3086-0.04193.\sigma).h$$
$$=f.h \quad mGal \qquad (5\text{-}15)$$

ولهذا يكون:

$$f= 0.09406-0.01278.\sigma \qquad mGal/ft \qquad (5\text{-}16)$$
$$f=0.3086-0.04193.\sigma \qquad mGal/m \qquad (5\text{-}17)$$

يلحظ أن التاثير الجاذبي النهائي سالب، حيث يكون للمحطة الأعلى قيمة أصغر للجاذبية ويكون التصحيح موجباً، أي كلما ارتفعت المحطة ازدادت قيمة تصحيح الارتفاع الواجب إضافته للقيمة المقيسة.

يعطي الجدول (5–2) قيم المعامل f المحسوبة لقيم متغيرة لكثافة صخور الشريحة بين 0 و 3 غ/سم^3. والواقع أن اختيار قيمة كثافة الصخور الواقعة بين محطة القياس والمستوى المرجع يشكل مشكلة حقيقية، وغالباً ما تفرض قيمة مختارة بناء على طبيعة الصخور السطحية وعمرها أو بناء على معطيات آبار محفورة في المنطقة، إن وجدت!.

يمكن مراجعة الفقرة (5–3) التي تعالج الطرائق المتبعة كلها لتحديد كثافة الصخور تحت السطحية.

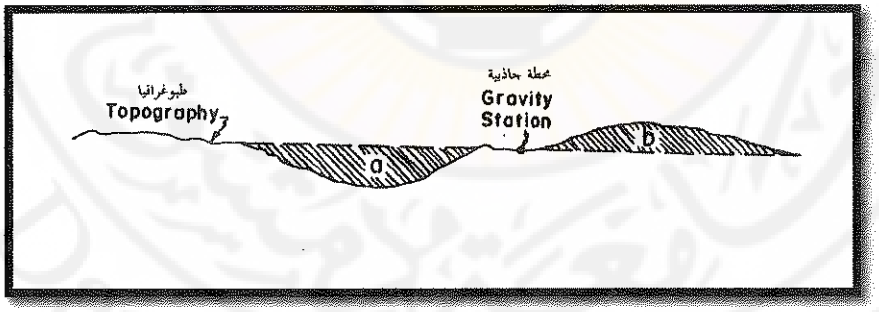
الجدول (5-2): قيم المعامل f المستخدم في تصحيح الارتفاع مع تغير الكثافة.

(بحسب دوبرين Dobrin, 1976)

قيم المعامل f		الكثافة	قيم المعامل f		الكثافة
mGal/ft	mGal/m	g/cm^3	mGal/ft	mGal/m	g/cm^3
0.06467	0.2122	2.3	0.09406	0.3086	0
0.06339	0.2080	2.4	0.08128	0.2667	1.0
0.06211	0.2038	2.5	0.07361	0.2415	1.6
0.06083	0.1996	2.6	0.07233	0.2373	1.7
0.05994	0.1966	2.67	0.07106	0.2331	1.8
0.05955	0.1954	2.7	0.06978	0.2289	1.9
0.05828	0.1912	2.8	0.06850	0.2247	2.0
0.05700	0.1870	2.9	0.06722	0.2205	2.1
0.05572	0.1828	3.0	0.06594	0.2164	2.2

5-2-4- تصحيح الطبوغرافيا:

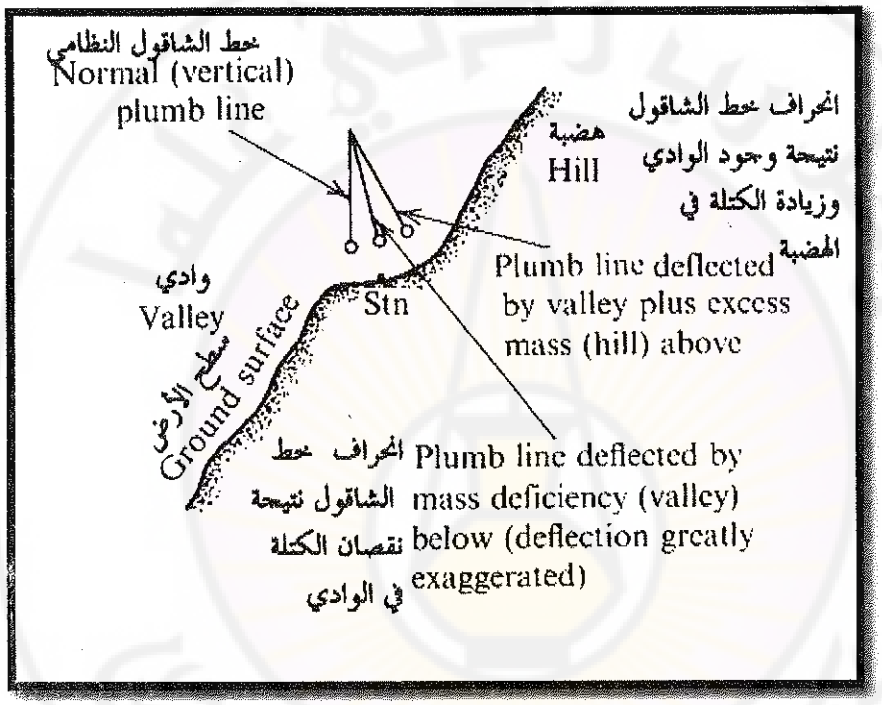
يسمح تصحيح الطبوغرافيا بإدخال تأثير اللانتظام في سطح المنطقة المحيطة بمحطة القياس، مثل الجبال والوديان كما في الشكل (5-3)، إذ يكون تأثير الوادي (المنطقة a) والجبل (المنطقة b) سالباً، أي قيمة الجاذبية منخفضة.



الشكل (5-3): تغيرات طبوغرافية المنطقة المحيطة بمحطة القياس التي تستدعي إدخال تصحيح الطبوغرافيا.

(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)

يُظهر الشكل (5-4) أن تأثير الوادي والجبل لهما الاتجاه نفسه، إذ تؤدي زيادة الكتلة في الجبل إلى انجذاب فادن البناء نحو الجبل بعيداً عن الشاقول، وكذلك يؤدي نقصان الكتلة في الوادي إلى انحراف الفادن بعيداً عن الشاقول. وبذا تكون المحصلة انجذاب الفادن نحو الأعلى، وهذا يخفف الجذب نحو الأسفل الناتج عن المواد الموجودة تحت مستوى محطة القياس، أي إن التأثير سالب دوماً. لهذا يجب إضافة تصحيح الطبوغرافيا إلى قيمة الجاذبية المقيسة في محطة القياس.



الشكل (5-4): تأثير الوادي والجبل على قيمة الجاذبية المقيسة.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

هناك طرائق بيانية عدة لحساب تصحيح الطبوغرافيا، تعتمد جميعها وجود خريطة طبوغرافية دقيقة للمنطقة المدروسة، بفروق لاتتجاوز 50 قدماً بين خطوط التسوية. تقسم المنطقة إلى قطاعات متساوية المساحة كما في الشكلين (5-5 و 5-6)، ثم يقارن متوسط ارتفاع كل قطاع بارتفاع محطة القياس.

الطريقة البيانية لحساب تصحيح الطبوغرافيا:

ترسم دوائر متمركزة على ورقة شفافة، مثل ورقة كالك، يفصل بينها نطاقات وتقسم هذه الدوائر بأشعة مركزية تحصر بينها قطاعات متزايدة المساحة من دائرة إلى أخرى ومتساوية المساحة ضمن النطاق الواحد. يعطي (الشكل 5-7) مُعَيرة مقسمة من النطاق B إلى النطاق F ومقياسها 175000/1.

يبحسب التأثير الجاذبي لكل قطاع من نطاق ما من المعادلة الآتية:

$$dg_T = G.\sigma.\theta\left[(r_0 - r_i) + \sqrt{(r_i^2 + z^2)} - \sqrt{(r_0^2 + z^2)}\right] \qquad (5\text{-}18)$$

حيث Θ الزاوية التي تحصر القطاع بالراديان كما في الشكل (5-6).

dg_T هو تصحيح خط العرض.

$z=e_s-e_a$ و e_s ارتفاع محطة القياس.

e_a متوسط ارتفاع القطاع.

r_i طول نصف القطر الداخلي للقطاع .

r_0 طول نصف القطر الخارجي للقطاع.

عندما تكون $\sigma=2.67\ g/cm^3$ والمسافات بالأقدام تصبح المعادلة (5-18) على الشكل الآتي:

$$dg_T = 5.35.10^{-3}.\theta\left[(r_0 - r_i) + \sqrt{(r_i^2 + z^2)} - \sqrt{(r_0^2 + z^2)}\right] \qquad (5\text{-}19)$$

يوضع مركز المُعَيرة المرسومة على الورقة الشفافة فوق محطة القياس المحددة على الخريطة الطبوغرافية، ثم يُبْحث عن متوسط ارتفاع القطاع من الخريطة الطبوغرافية ليطرح من ارتفاع محطة القياس المعروف، فيكون الفرق هو z. بناء عليه يبحسب التصحيح للقطاع dg_T، ويكرر العمل للقطاعات كلها على النطاقات جميعها ويجمع بعضها إلى بعض فنحصل على تصحيح الطبوغرافيا الذي يضاف إلى القيمة المقيسة في محطة القياس.

نظم هامر (Hammer, 1939) جداول لتسهيل حساب تصحيح الطبوغرافيا (الجدول 5-3) للنطاقات من B إلى M (12 نطاق). يرد في عمود كل نطاق عدد القطاعات (4،6،8،12) (وارد في السطر الثاني من عمود النطاق) ونصف قطره الداخلي والخارجي (وارد في السطر

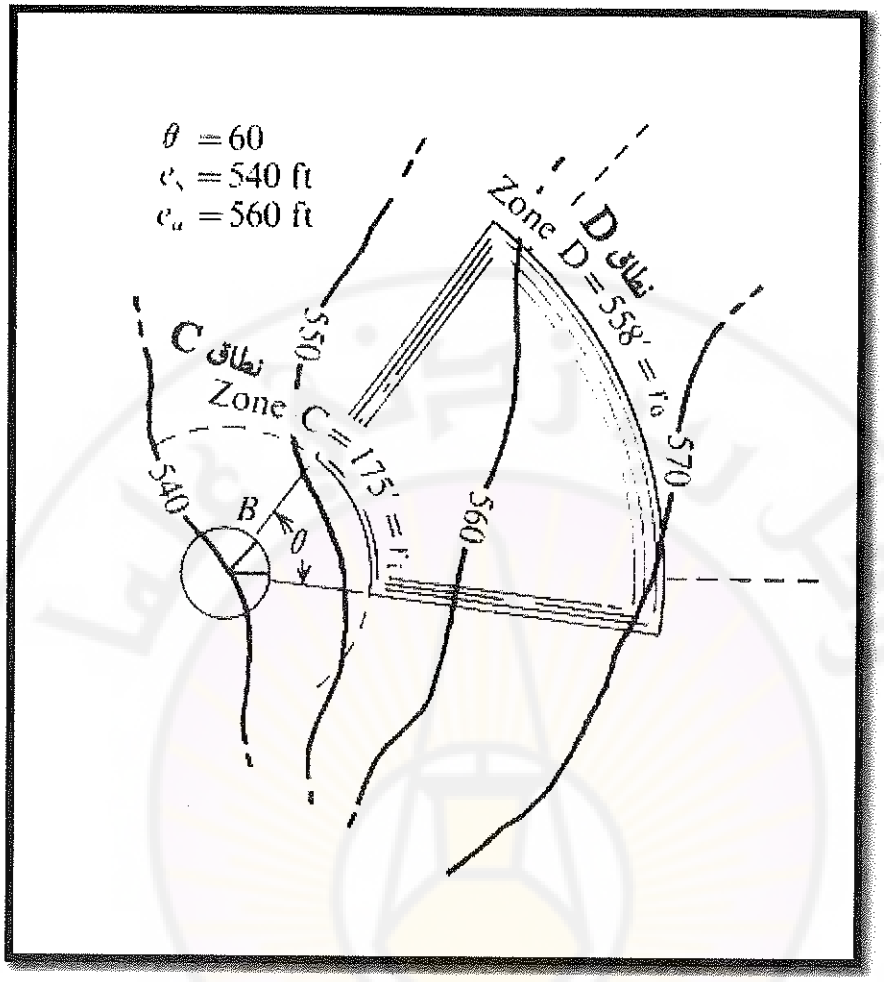
الثالث من عمود النطاق) ثم الارتفاع المحتمل لمتوسط ارتفاع القطاع (وارد في الجزء الأيسر من عمود النطاق) وأخيراً تصحيح الطبوغرافيا للقطاع (وارد في الجزء الأيمن من عمود النطاق) مأخوذاً من 100/1 من الميللي غال.



الشكل (5-5): تقسيم المنطقة المحيطة بمحطة القياس إلى قطاعات متساوية.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

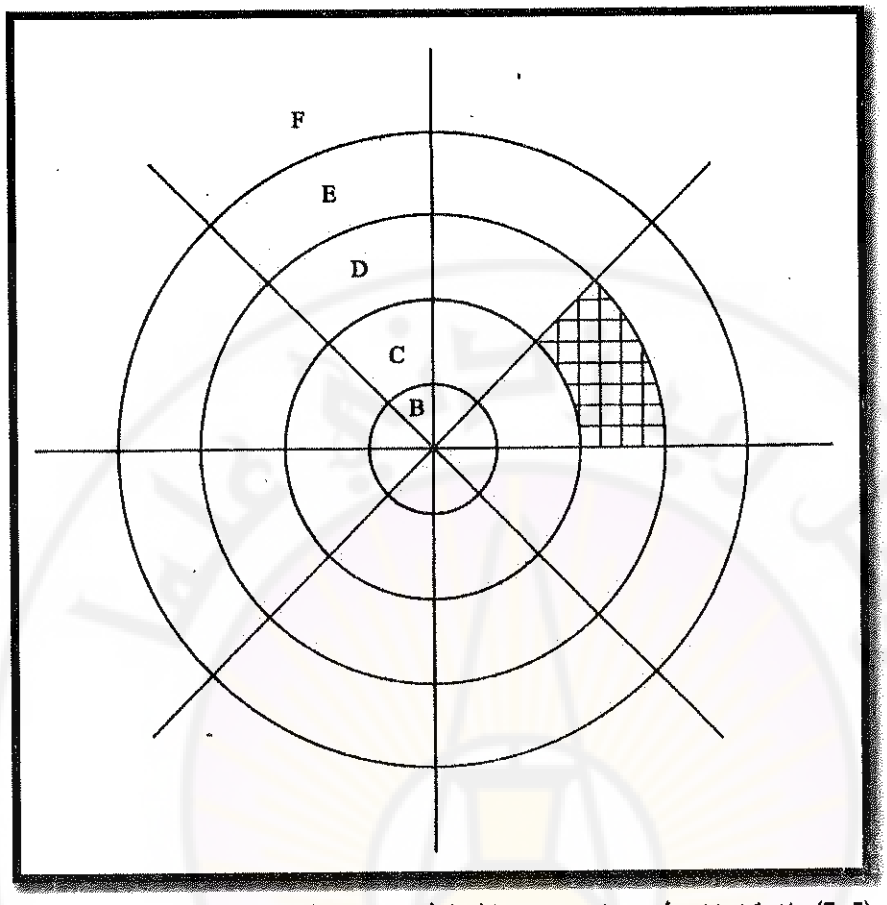
Damascus University



الشكل (5-6): تكبير قطاع من القطاعات متساوية المساحة في النطاق C.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

Damascus University



الشكل (5-7): مُعَيرة تستخدم في حساب تصحيح الطبوغرافيا مقياسها 1/175000.

(بحسب دوبرين Dobrin, 1976)

Damascus University

الجدول (5–3): جدول تصحيح الطبوغرافيا يستخدم مع المعيرة الواردة بالشكل (5–7)

(بحسب دوبرين Dobrin, 1976)

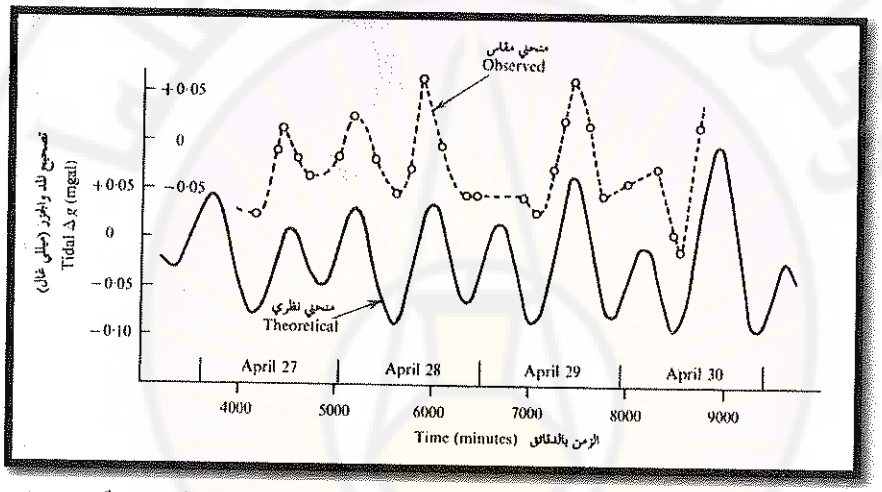
Zone B, 4 compartments, radius 6.56–54.6 ft		Zone C, 6 compartments, radius 54.6–175 ft		Zone D, 6 compartments, radius 175–558 ft.		Zone E, 8 compartments, radius 558–1280 ft		Zone F, 8 compartments, radius 1280–2936 ft		Zone G, 12 compartments, radius 2936–5018 ft	
± h, ft	T	± h, ft	T	± h, ft	T	± h, ft	T	± h, ft	T	± h, ft	T
0–1.1	0	0–4.3	0	0–7.7	0	0–18	0	0–27	0	0–58	0
1.1–1.9	0.1	4.3–7.5	0.1	7.7–13.4	0.1	18–30	0.1	27–46	0.1	58–100	0.1
1.9–2.5	0.2	7.5–9.7	0.2	13.4–17.3	0.2	30–39	0.2	46–60	0.2	100–129	0.2
2.5–2.9	0.3	9.7–11.5	0.3	17.3–20.5	0.3	39–47	0.3	60–71	0.3	129–153	0.3
2.9–3.4	0.4	11.5–13.1	0.4	20.5–23.2	0.4	47–53	0.4	71–80	0.4	153–173	0.4
3.4–3.7	0.5	13.1–14.5	0.5	23.2–25.7	0.5	53–58	0.5	80–88	0.5	173–191	0.5
3.7–7	1	14.5–24	1	25.7–43	1	58–97	1	88–146	1	191–317	1
7–9	2	24–32	2	43–56	2	97–126	2	146–189	2	317–410	2
9–12	3	32–39	3	56–66	3	126–148	3	189–224	3	410–486	3
12–14	4	39–45	4	66–76	4	148–170	4	224–255	4	486–552	4
14–16	5	45–51	5	76–84	5	170–189	5	255–282	5	552–611	5
16–19	6	51–57	6	84–92	6	189–206	6	282–308	6	611–666	6
19–21	7	57–63	7	92–100	7	206–222	7	308–331	7	666–716	7
21–24	8	63–68	8	100–107	8	222–238	8	331–353	8	716–764	8
24–27	9	68–74	9	107–114	9	238–252	9	353–374	9	764–809	9
27–30	10	74–80	10	114–120	10	252–266	10	374–394	10	809–852	10
		80–86	11	120–127	11	266–280	11	394–413	11	852–894	11
		86–91	12	127–133	12	280–293	12	413–431	12	894–933	12
		91–97	13	133–140	13	293–306	13	431–449	13	933–972	13
		97–104	14	140–145	14	306–318	14	449–466	14	972–1009	14
		104–110	15	146–152	15	318–331	15	466–483	15	1009–1046	15

Zone *H*, 12 compartments, radius 5018–8578 ft		Zone *I*, 12 compartments, radius 8578–14,662 ft		Zone *J*, 16 compartments, radius 14,662–21,826 ft		Zone *K*, 16 compartments, radius 21,826–32,490 ft		Zone *L*, 16 compartments, radius 32,490–48,365 ft		Zone *M*, 16 compartments, radius 48,365–71,996 ft	
± *h*, ft	*T*	± *h*, ft	*T*	± *h*, ft	*T*	± *h*, ft	*T*	± *h*, ft	*T*	± *h*, ft	*T*
0–75	0	0–99	0	0–167	0	0–204	0	0–249	0	0–304	0
75–131	0.1	99–171	0.1	167–290	0.1	204–354	0.1	249–431	0.1	304–526	0.1
131–169	0.2	171–220	0.2	290–374	0.2	354–457	0.2	431–557	0.2	526–680	0.2
169–200	0.3	220–261	0.3	374–443	0.3	457–540	0.3	557–659	0.3	680–804	0.3
200–226	0.4	261–296	0.4	443–502	0.4	540–613	0.4	659–747	0.4	804–912	0.4
226–250	0.5	296–327	0.5	502–555	0.5	613–677	0.5	747–828	0.5	912–1008	0.5
250–414	1	327–540	1	555–918	1	677–1119	1	826–1365	1	1008–1665	1
414–535	2	540–698	2	918–1185	2	1119–1445	2	1365–1763	2	1665–2150	2
535–633	3	698–827	3	1185–1403	3	1445–1711	3	1763–2086	3	2150–2545	3
633–719	4	827–938	4	1403–1592	4	1711–1941	4	2086–2366	4	2545–2886	4
719–796	5	938–1038	5	1592–1762	5	1941–2146	5	2366–2617	5	2886–3191	5
796–866	6	1038–1129	6	1762–1917	6	2146–2335	6	2617–1846	6	3191–3470	6
866–931	7	1129–1213	7	1917–2060	7	2335–2509	7	2846–3058	7	3470–3728	7
931–992	8	1213–1292	8	2060–2195	8	2509–2672	8	3058–3257	8	3728–3970	8
992–1050	9	1292–1367	9	2195–2322	9	2672–2826	9	3257–3444	9	3970–4198	9
1050–1105	10	1367–1438	10	2322–2443	10	2826–2973	10	3444–3622	10	4198–4414	10
1105–1158	11	1438–1506	11	2443–2558	11						
1158–1209	12	1506–1571	12	2558–2669	12						
1209–1257	13	1571–1634	13	2669–2776	13						
1257–1305	14	1634–1694	14	2776–2879	14						
1305–1350	15	1694–1753	15	2879–2978	15						

5-2-5- تصحيح المد والجزر:

تتأثر أجهزة قياس الجاذبية الحساسة بحركة المد والجزر الناتجة عن حركة الشمس والقمر حول الأرض، وتصل قيمة التغير بالجاذبية إلى نحو 0.3 ميللي غال، وتعتمد خط العرض والوقت من اليوم.

تبحسب هذه التغيرات وتوضع في جداول سنوية لمناطق متغيرة من قبل الاتحاد الأوروبي للمهندسين وعلماء الأرض EAEG. يمكن أيضاً معرفة هذه التأثيرات برسم منحنى يومي بوساطة مقياس ثابت في منطقة قريبة من منطقة القياس وتصحح القياسات بحسب هذا المنحنى المرسوم كما في الشكل (5-8).



الشكل (5-8): تغير تأثير المد والجزر في الأسبوع الأخير من شهر نيسان 1969 في منطقة مونتريبل بكندا. يمثل المنحنى المتصل المنحنى النظري، في حين يمثل الخط المتقطع المنحنى المقيس.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

5-2-6- تصحيح التوازن:

ورد في الفقرة (III) من المقدمة شرح كاف لموضوع توازن القشرة الأرضية والفرضيات المختلفة التي تعرضت لتفسيرها. ويمكن القول: إن لتصحيح التوازن أهمية ثانوية بين تصحيحات الجاذبية التطبيقية بسبب صغر المساحة المدروسة، ويمكن تطبيقه في الدراسات الإقليمية واسعة الامتداد.

5-2-7- شواذ بوجير Bouguer gravity anomaly:

عند تطبيق التصحيحات السابقة كلها على قيمة الجاذبية المقيسة g_{obs} ويُحصَل على جاذبية بوجير Bouguer gravity (g_B) في محطة القياس، وتكون كما يأتي من أجل محطة قياس أعلى من المحطة المرجع:

$$g_B = g_{obs} \pm dg_L + dg_{FA} - dg_B + dg_T \qquad (5\text{-}20)$$

بالتبديل بالقيم العددية عندما يؤخذ الارتفاع h بالأقدام، وبفرض $dg_T = T\sigma$ نجد:

$$g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.09406.h - 0.01278.\sigma.h + T\sigma \qquad (5\text{-}21)$$

وعندما يؤخذ الارتفاع h بالأمتار

$$g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.3086.h - 0.04193.\sigma.h + T\sigma \qquad (5\text{-}22)$$

بإخراج σ خارج قوس تصبح المعادلة (5-21) على الشكل الآتي:

$$g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.09406.h - (0.01278.h - T)\sigma \qquad (5\text{-}23)$$

وتصبح المعادلة (5-22) على الشكل الآتي:

$$g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.3086.h - (0.04193.h - T)\sigma \qquad (5\text{-}24)$$

بفرض g_r قيمة الجاذبية في محطة قياس معينة تؤخذ مرجعاً، أي نعد الشواذ مساوية الصفر في هذه المحطة المرجع، يمكن حساب شواذ جاذبية بوجير على الشكل الآتي:

$$\delta g_B = g_B - g_r = g_{obs} \pm dg_L + dg_{FA} - dg_B + dg_T - g_r \qquad (5\text{-}25)$$

بالتبديل بالقيم العددية عندما يؤخذ الارتفاع h بالأقدام، نجد:

$$\delta g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.09406.h - (0.01278.h - T)\sigma - g_r \quad (5\text{-}26)$$

وعندما يؤخذ الارتفاع h بالأمتار:

$$\delta g_B = g_{obs} \pm dg_L + 0.3086.h - (0.04193.h - T)\sigma - g_r \quad (5\text{-}27)$$

يجب ملاحظة أن إشارتي dg_{FA} و dg_B تتغيران عندما تكون محطة القياس أخفض من المحطة المرجع.

تورد بعض المراجع ما يدعى بشواذ الهواء الحر التي تنتج من تعديل المعادلة (5–25) بحذف dg_B و dg_T كما يأتي:

$$\delta g_B = g_B - g_r = g_{obs} \pm dg_L + dg_{FA} - g_r \quad (5\text{-}28)$$

5–2–8– تصحيح إيتفوس:

يخضع الجسم المتحرك على سطح الأرض الخاضع للدوران إلى تسارع إضافي غير موجود عندما يكون الجسم ثابتاً على سطح الأرض، لذا يجب إدخال تصحيح على قياسات الجاذبية في المسح الجوي أو البحري يدعى تصحيح إيتفوس نسبة إلى بارون فون إيتفوس الذي كان أول من فكر به واخترع ميزاناً دواراً لإثبات وجود هذا التأثير ولقياس شدته، وأشار إلى ضرورة إدخال تصحيح في حال قياس الجاذبية على قاعدة متحركة.

يبلغ التسارع النابذي الناتج عن دوران الأرض حول محورها نحو 3500 ميللي غال في خط الاستواء ويتناقص إلى الصفر في القطبين، وتتغير قيمة هذا التسارع بسبب مركبة سرعة السيارة أو السفينة أو الطائرة باتجاه شرق–غرب.

فلو فرضنا أن سرعة دوران الأرض حول محورها هي ω (الشكل 5–9)، فيكون التسارع النابذي في خط الاستواء $R\omega^2$ حيث R هي نصف قطر الأرض، ويتناقص هذا التسارع باتجاه القطب ويصبح في خط عرض Φ مساوياً لـ $a = R\omega^2 \cos\emptyset$ وهو موجه نحو الخارج عمودياً على محور دوران الأرض. تكون المركبة الشاقولية على سطح الأرض أي باتجاه مركبة الجاذبية الشاقولية المقيسة مساوياً لـ $a_v = R\omega^2 \cos^2\emptyset$.

يؤدي وجود مركبة إضافية بالسرعة الزاوية باتجاه شرق–غرب إلى تغير مقداره dω وبأخذ تفاضل العلاقة السابقة نجد:

$$da = 2R\omega cos^2\emptyset . d\omega \qquad (5\text{-}29)$$

وتكون السرعة باتجاه الشرق V_E مساوية لـ:

$$V_E = R\cos\emptyset . d\omega \qquad (5\text{-}30)$$

ومنه

$$d\omega = \frac{V_E}{R\cos\emptyset} \qquad (5\text{-}31)$$

ومنه يكون تأثير إيتفوس:

$$E = da = 2V_E . \omega . \cos\emptyset = 2V . \omega . \cos\emptyset . \sin\propto \qquad (5\text{-}32)$$

حيث: V سرعة الجسم المتحرك على سطح الأرض.

α الزاوية المحصورة بين اتجاه الجسم المتحرك والشمال الجغرافي.

بالإضافة إلى هذا يجب إضافة حد آخر قيمته V^2/R ناتج عن التسارع النابذي لحركة جسم على محرك محدب وهو مستقل عن الاتجاه.

يجب أيضاً إضافة ارتفاع الطائرة عن سطح الأرض h في أثناء المسح الجوي إلى تأثير إيتفوس، فتصبح المعادلة (5–32) على الشكل الآتي:

$$E = \frac{R+h}{R^2}(2R\omega V\cos\emptyset\sin\alpha + V^2) \qquad (5\text{-}33)$$

وأما في المسح البحري حيث h=0 تصبح المعادلة (5–33) على الشكل الآتي:

$$E = 2\omega V\cos\emptyset\sin\alpha + \frac{V^2}{R} \qquad (5\text{-}34)$$

لحساب المعادلة التطبيقية تبدل R بنصف قطر الأرض الوسطي:

$R=6.371.10^8$ cm وكذلك $\omega = \frac{2\pi}{T}$ حيث T طول اليوم الشمسي T= 86164 sec

ومنه: $\omega = 7.2921.10^{-5} rad/sec$

ومنه تصبح المعادلة التطبيقية كما يأتي:

$$E = (2 * 7.2921 * 10^{-5} * \cos \emptyset)\mathrm{V} \sin \propto + \frac{V^2}{6.371 * 10^8}$$

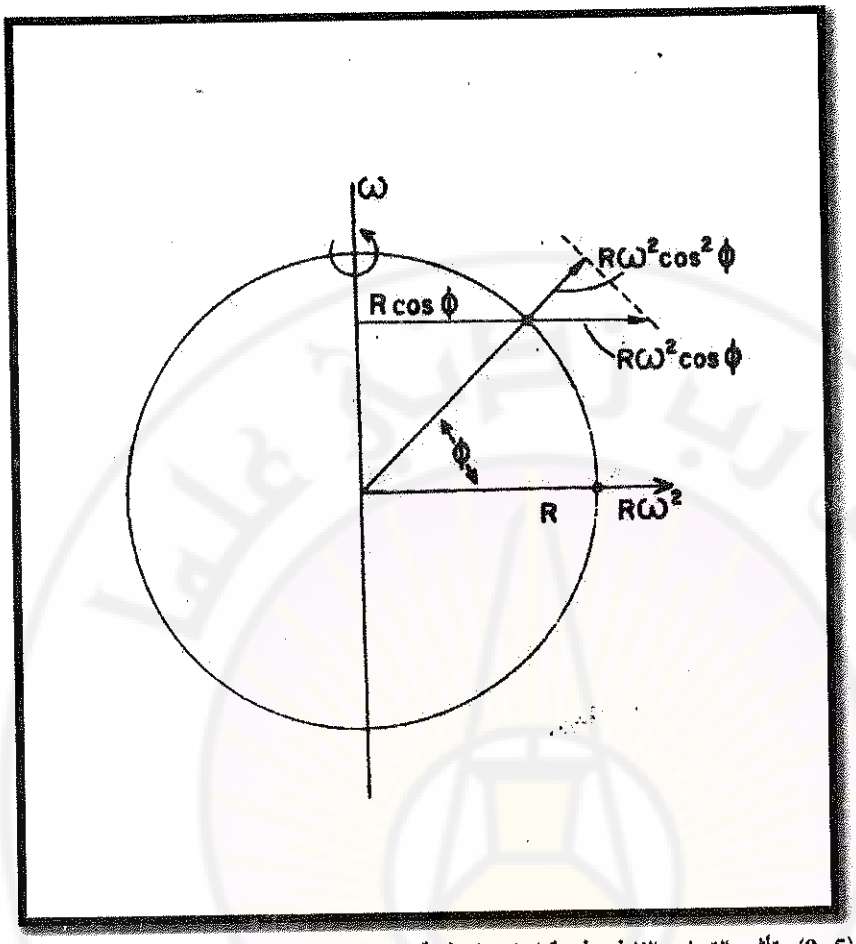
ومنه:

$$E = 14.584 * 10^{-5} * V \cos \emptyset \sin \propto + 1.569 * 10^{-9} * V^2 \qquad (5\text{-}35)$$

تعطي المعادلة (5-35) قيمة تأثير إيتفوس بالغال من أجل السرعة بالسنتيمتر/ثانية.
وعندما تؤخذ السرعة بالعقدة/ساعة تصبح المعادلة (5-35) على الشكل الآتي:

$$E = 7.508 * V \cos \emptyset \sin \propto + 0.004154 * V^2 \qquad (5\text{-}36)$$

عندما تتحرك السفينة باتجاه الشرق يزداد التسارع النابذي ومن ثمّ تنخفض قيمة قراءة المقياس، فيكون التصحيح موجباً أي يجب إضافته إلى قيمة الجاذبية المقيسة، وعندما تتحرك السفينة باتجاه الغرب ينخفض التسارع النابذي ومن ثمّ تزداد قيمة قراءة المقياس فيكون التصحيح سالباً أي يجب طرحه من قيمة الجاذبية المقيسة.



الشكل (5-9): تأثير التسارع النابذي في قياسات الجاذبية.

(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)

5-3- تحديد كثافة الصخور Density determination:

يعد تحديد كثافة صخور منطقة المسح الجاذبي ضرورياً لحساب جاذبية صفيحة بوجير وتصحيح الطبوغرافيا. تعرف الكثافة أنها كتلة واحدة حجم المادة، ولها وحدات مختلفة في النظام السغثي c.g.s أو النظام الدولي SI (System Internationale) . فمثلاً تعطى كثافة الماء في النظام السغثي 1.0 غ/سم^3 وبالنظام الدولي 1000 كغ/م^3. ففي التنقيب الجاذبي مازالت وحدات النظام السغثي مستخدمة، ويجرى التحول إلى النظام الدولي تدريجياً.

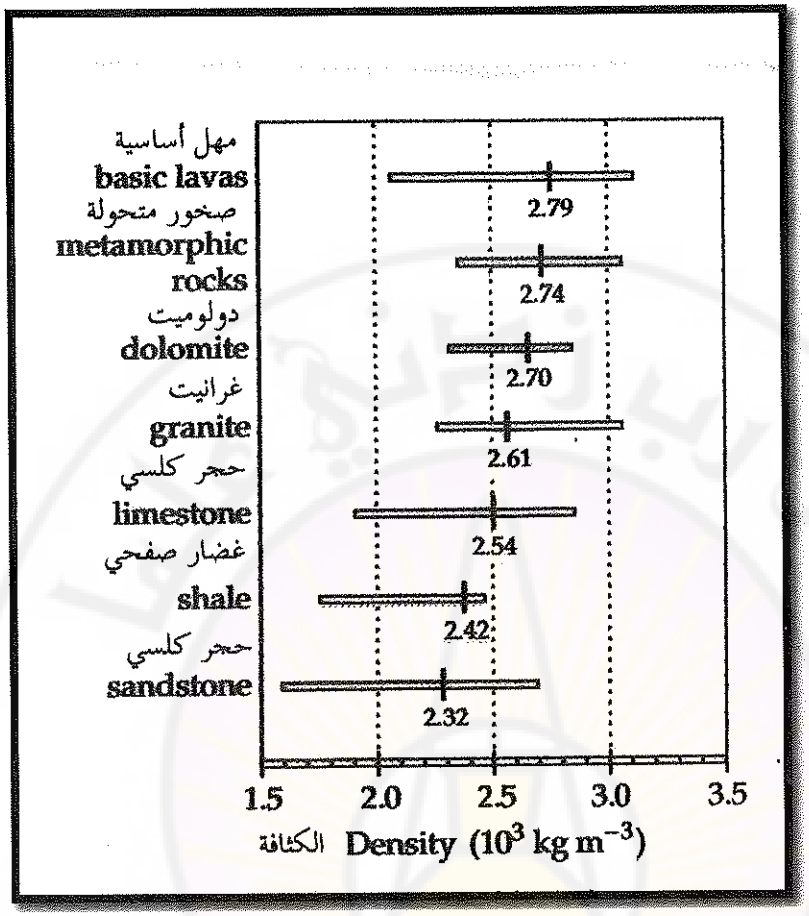
يمكن تطبيق طريقة بسيطة لتحديد كثافة صخور منطقة دراسة لاستخدامها في الحساب كما يأتي:

يجمع عدد كبير من العينات الممثلة لصخور المنطقة، وتحدد كثافة العينة بوزنها أولاً بالهواء W_a ثم بالماء W_w وتطبيق مبدأ أرخميدس Archimedes' principle الذي يعطي الكثافة النسبية بالنسبة إلى الماء ρ_r:

$$\rho_r = \frac{W_a}{W_a - W_w} \qquad (5\text{-}37)$$

تظهر كثافات الصخور المحددة بهذه الطريقة تشتتاً كبيراً حول متوسطها، كما يظهر في شكل (5–10). ويظهر أن كثافات الصخور النارية والمتحولة أعلى عموماً من كثافات الصخور الرسوبية. لذا تصلح هذه الطريقة للدراسات الاستطلاعية لمنطقة ما. كما أنه من الصعب غالباً القول بأن عينات الصخور السطحية هي ممثلة لصخور المنطقة تحت السطحية، لذا عادة تطبق طرائق بديلة للحصول على الكثافة المناسبة. يمكن قياس الكثافة في الآبار الشاقولية المحفورة لاستكشاف طبيعة البنية الجيولوجية، ومن ثَمَ تستخدم بوصفهاحكماً لتفسير البنية.

Damascus University



الشكل (5–10): قيم متوسطات كثافة أنواع شائعة للصخور ومجالات توزعها.

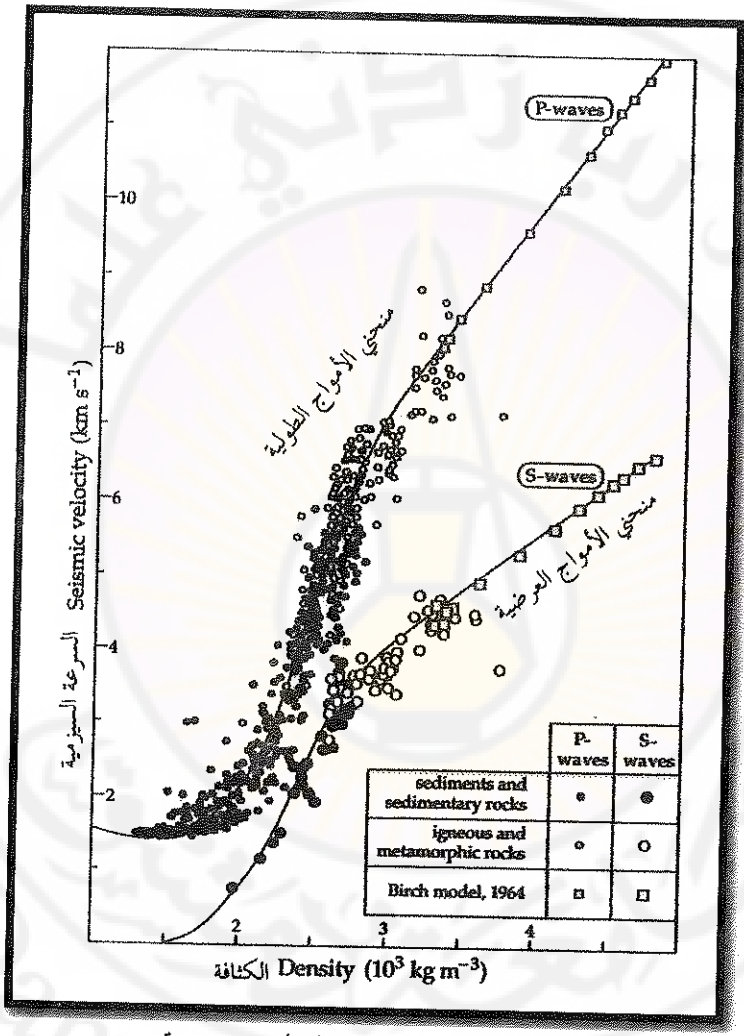
(بحسب لوري Lowrie, 2007)

5–3–1– تحديد الكثافة من السرعة السيزمية:

تظهر قياسات لعينات من رسوبات مشبعة بالماء وصخور رسوبية وصخور نارية وصخور متحولة وجود علاقة بين الكثافة من جهة وسرعة الأمواج الطولية (P-waves) والأمواج العرضية (S-waves) من جهة أخرى. تظهر هذه العلاقة في شكل (5–11) الذي يعطي العلاقات التجريبية بشكل منحنين مختلفين لعلاقة الكثافة بسرعة الأمواج الطولية وعلاقتها بسرعة الأمواج العرضية. ونظراً إلى التشتت الكبير بالقيم يمكن اعتماد كلا المنحنين

لحساب متوسط الكثافة لجسم كبير في القشرة الأرضية من متوسط السرعة السيزمية فيه. يجب إدخال تعديلات للكثافة في الأعماق الكبيرة حيث ترتفع درجة الحرارة ويرتفع الضغط.

هذه العلاقات تجريبية وليس لها أساس نظري. تستخدم معطيات الأمواج الطولية بشكل أكثر من الأمواج العرضية. استخدمت معطيات السيزمية الانكسارية في وضع نموذج تغير الكثافة في القشرة الأرضية وأعلى المعطف، المسؤولة عن شواذ الجاذبية الإقليمية واسعة المدى.



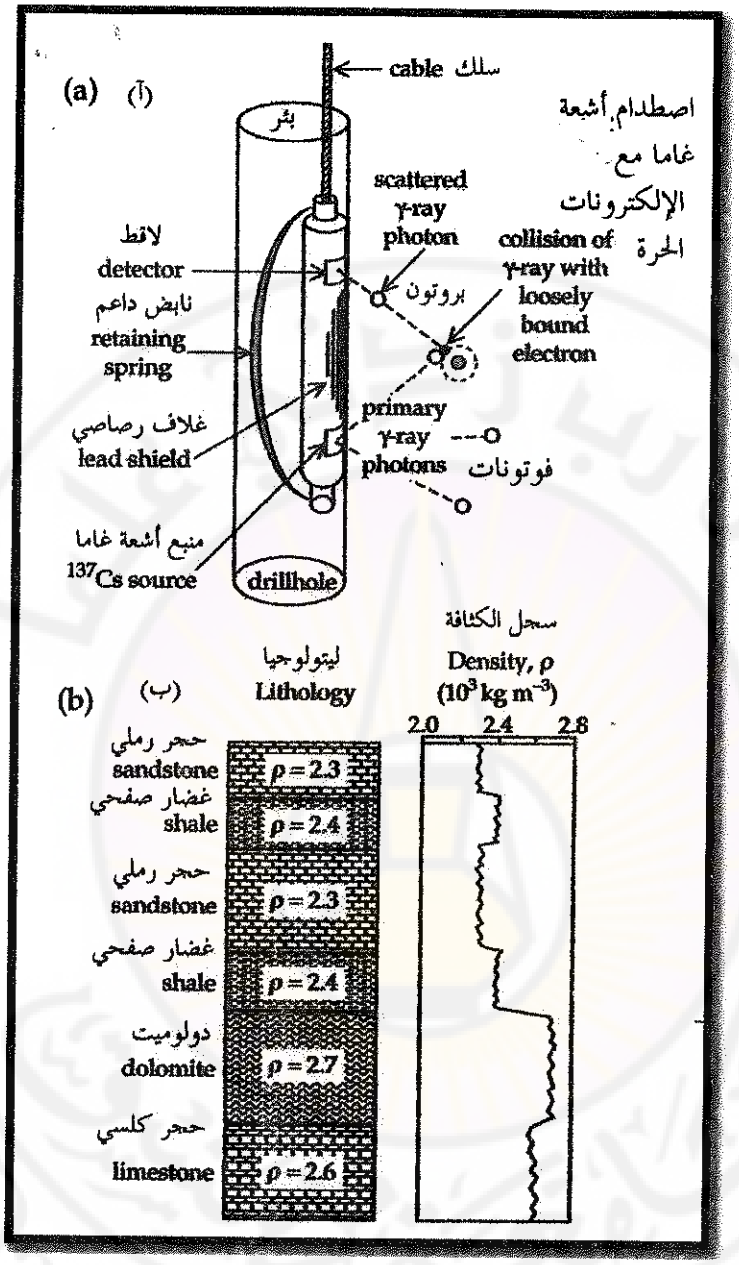
الشكل (5-11): منحنيات العلاقة التجريبية بين الكثافة وسرعة الأمواج السيزمية.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

5-3-2- تحديد الكثافة بطريقة أشعة غاما:

يمكن تحديد كثافة التشكيلات الصخرية المجاورة للبئر بوساطة مقياس مناسب. ويعتمد مبدأ المقياس مفعول كومتن Compton effect الذي هو تبعثر فوتونات أشعة على إلكترونات حرة، في مادة كتلتها الذرية منخفضة، وصدور فوتونات ذات أطوال موجية أكبر من الطول الموجي للفوتونات الواردة يتعلق طولها الموجي بزاوية التبعثر.

تحتوي سابرة الكثافة density logger أو سابرة غاما-غاما gamma-gamma logger (الشكل 5-12-آ) أسطوانية الشكل على منبع مشع لأشعة غاما γ-ray مثل السيزيوم ^{137}Cs تمر من شق ضيق. تصطدم فوتونات أشعة غاما بالإلكترونات الحرة في الذرات المجاورة للبئر فتتشتت. يقيس عداد وميض scintillation counter- موجود على بعد 45-60 سنتيمتراً فوق المرسل emitter- شدة أشعة غاما التي تمر إليه من شق. كل من المرسل والعداد موجودان ضمن غلاف رصاصي lead shield. تضغط السابرة على جدار البئر بوساطة نابض داعم retaining spring بحيث يكون الإشعاع المسجل هو الآتي من مفعول كومتون في التشكيل المجاور. تتعلق شدة الإشعاع المسجل بكثافة الإلكترونات أي بكثافة الصخر الملامس للسابرة. تخترق أشعة غاما الصخر لمسافة نحو 15 سنتيمتراً. تستخدم معطيات الكثافة في حساب مسامية الصخور المحيطة بالبئر، لاسيما بالنسبة إلى الصخور الرسوبية.



الشكل (5-12): آ- تصميم سابرة غاما-غاما لتحديد الكثافة في البئر،

ب- سجل غاما-غاما مدرج بكثافة الصخور المجاورة للبئر.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

5-3-3- تحديد الكثافة بقياس الجاذبية في الآبار:

ورد في الفقرة (4-5) قياس الجاذبية في الآبار بوساطة مقياس جاذبية بئري ثم تطبق تصحيحات الهواء الحر وصفيحة بوجير.

إذا كانت g_1 و g_2 (الشكل 5-13) هي الجاذبية المقيسة في بئر شاقولية على ارتفاع h_1 و h_2 من الكرواني المرجع. الفرق بين g_1 و g_2 ناتج عن اختلاف الارتفاع والمواد الموجودة بين المستويين في البئر وتكون g_2 أكبر من g_1.

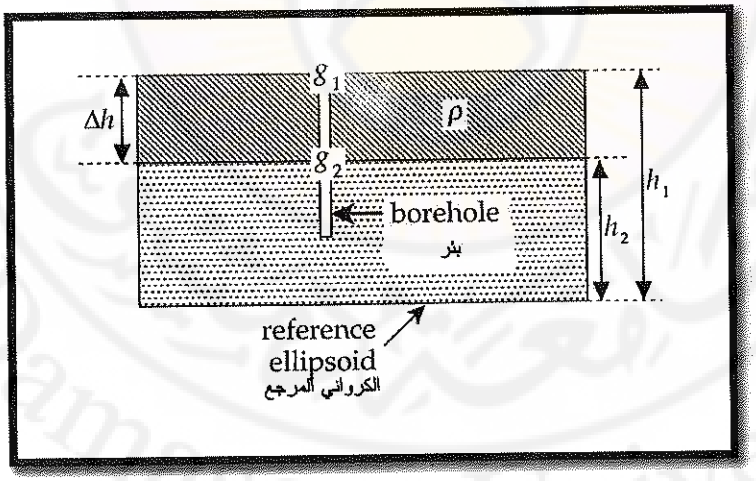
يكون الفرق Δg بين القيم المصححة لـ g_1 و g_2 بعد الإعادة إلى المستوى h_2 كما يأتي:

$$\Delta g = \left(0.3086 - (0.0419\rho.10^{-3})\right)\Delta h - 0.0419\rho.10^{-3}.\Delta h$$

$$=\left(0.3086 - (0.0838\rho.10^{-3})\right)\Delta h \text{ mGal} \qquad (5\text{-}38)$$

بإعادة ترتيب المعادلة (5-38) لحساب كثافة المواد الواقعة بين المستويين في البئر نجد ما يأتي:

$$\rho = \left(3.683 - 11.93\frac{\Delta g}{\Delta h}\right) * 10^3 kgm^{-3} \qquad (5\text{-}39)$$



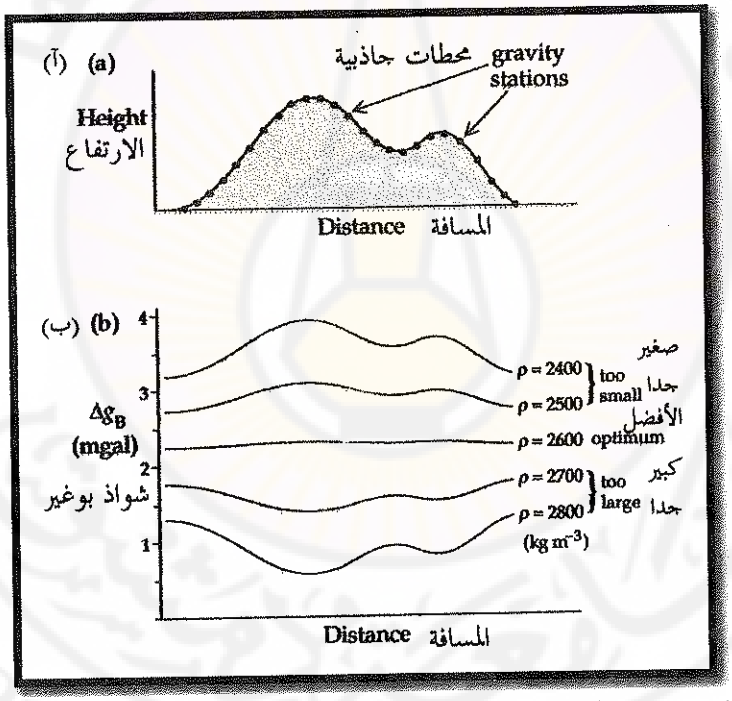
الشكل (5-13): قياس الجاذبية في بئر شاقولية بهدف تحديد كثافة طبقة صخرية.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

5-3-4- طريقة نيتليتون لتحديد الكثافة:

يمكن تحديد كثافة المواد القريبة من السطح الموجودة تحت هضبة بطريقة ابتكرها نيتليتون، وذلك بمقارنة شواذ جاذبية بوجير بشكل الطبوغرافيا على طول مسار. يستخدم في الطريقة تصحيح الارتفاع ($dg_{FA}+dg_B$) وتصحيح الطبوغرافيا (dg_T) لاعتمادهما على الكثافة. ولما كان تصحيح الطبوغرافيا أقل أهمية من تصحيح الارتفاع فيمكن إهماله.

تقاس الجاذبية على طول مسار فوق الهضبة (الشكل 5-14-آ) وتبحسب شواذ جاذبية بوجير بتصحيح القيم المقيسة بالنسبة إلى الارتفاع، وترسم المنحنيات الناتجة عن استخدام قيم مختلفة للكثافة (الشكل 5-14-ب)، فتكون الكثافة التي تنتج المنحنى الأقل علاقة مع الطبوغرافيا هي المعبرة عن كثافة مواد الهضبة. وبحسب الشكل (5-14-ب) هي الكثافة ($\rho=2600\ kg\ m^{-3}=2.60\ g\ cm^{-3}$).



الشكل (5-14): تحديد الكثافة بطريقة نيتليتون، آ- منحنى قيم الجاذبية المقيسة في الهضبة.
ت- منحنيات شواذ جاذبية بوجير المصححة بالنسبة إلى الارتفاع باستخدام قيم مختلفة للكثافة.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

5-3-5- طريقة باراسنيس لتحديد الكثافة:

طور باراسنيس (Parasnis, 1962) طريقة تحليلية شبيهة بطريقة نيتليتون التخطيطية بإعادة ترتيب حدود المعادلة (5-26)، كما يأتي:

$$(g_{obs} - g_r \pm dg_L + 0.09406.h) - \delta g_B = (0.01278.h - T)\sigma \quad (5\text{-}40)$$

ولما كان الهدف هو تحديد كثافة وسطية في منطقة المسح، يمكن اعتبار شواذ بوجير δg_B خطأ عشوائياً بقيمة متوسطة مقدارها الصفر. فلو تم رسم منحنى يمثل المعادلة (5-40) فيكون بشكل مستقيم له الصيغة Y=m.X+b. ولو رُسم المنحنى بين المقدار (0.01278.h-T) والمقدار $(g_{obs} - g_r \pm dg_L + 0.09406.h)$ وأخذ المستقيم الأكثر ملاءمة بين هذه النقاط بحيث يمر من مبدأ الإحداثيات، فتكون الكثافة هي مقدار ميل المستقيم.

هذه الطريقة قادرة على إعطاء نتائج جيدة فوق أراض منتظمة الارتفاع، وحيث شواذ بوجير مساوية إلى الصفر في كل مكان وأهملت التغيرات واسعة المجال لعدم أهميتها.

5-4- فصل الشواذ Anomaly separation:

5-4-1- الشواذ الإقليمية regional anomaly والشواذ المتبقية residual anomaly :

تنتج شواذ الجاذبية من التوزع غير المتجانس للكثافة في باطن الأرض. بفرض كثافة صخور في جسم تحت سطحي هي ρ وكثافة الصخور المحيطة هي ρ_0. يدعى الفرق بينهما $\Delta\rho=\rho-\rho_0$ تباين كثافة الجسم عن الوسط المحيط. إذا كانت كثافة الجسم أكبر من كثافة الوسط يكون تباين الكثافة موجباً، وإذا كانت كثافة الجسم أصغر من كثافة الوسط يكون تباين الكثافة سالباً. فوجود شواذ جاذبية يشير إلى وجود جسم أو بنية شاذة الكثافة، وتكون إشارة الشواذ من إشارة تباين الكثافة نفسها.

يتأثر مظهر شواذ الجاذبية بأبعاد الجسم الشاذ وتباين كثافته وعمقه تحت السطح. ويدعى الامتداد الأفقي للشاذ "طول موجته الظاهري". فطول موجة جسم شاذ هو مقياس لعمقه. تعطي الأجسام الكبيرة والعميقة طول موجة كبير (عريض) وسعة شواذ منخفضة، في حين تعطي الأجسام الصغيرة والضحلة طول موجة صغير (ضيق) وسعة شواذ حادة.

تتضمن خريطة شواذ جاذبية بوجير شواذ متراكبة من مصادر عدة. تدعى الشواذ طويلة الموجة الناتجة عن الأجسام العميقة بالشواذ الإقليمية، وهي مهمة لفهم البنيات واسعة المدى في قشرة الأرض الواقعة تحت المعالم الجغرافية الرئيسة، مثل سلاسل الجبال mountain ranges والأعراف المحيطية oceanic ridges ونطاقات الانغراز subduction zones. أما الشواذ المتبقية قصيرة الموجة فناتجة من كتل صخرية شاذة، قد تكون موضع اهتمام التنقيب التجاري. إن المعرفة الجيولوجية العميقة جوهرية لتفسير الشواذ المتبقية، ففي مناطق الدروع القارية- مثل الكندي والاسكندينافي- قد يكون سبب الأمواج القصيرة أجسام فلزية ضحلة العمق، في حين قد يكون سبب الأمواج القصيرة والمتوسطة في الأحواض الرسوبية وجود بنيات مرتبطة مع خزانات النفط والغاز الطبيعي.

5-4-2- فصل الشواذ الإقليمية والشواذ المتبقية:

يعد فصل الشواذ المتبقية عن الشواذ الإقليمية خطوة مهمة في تفسير خريطة الجاذبية. قد يقوم تحليل المعطيات على منحنيات عدة مختارة أو قد يشمل توزعاً ثنائي الأبعاد للشواذ على خريطة جاذبية. يتطلب فصل الشواذ الناتجة عن جسم تحت سطحي تصفية أو تنقية من الشواذ الناتجة عن الوسط المحيط، ويشمل ذلك فصل الشواذ الناتجة عما يأتي:

1- تداخل تأثير جسم ضخم مثل حوض رسوبي أو مقعر جيولوجي (جيوسنكلينال) مع تأثير جسم أصغر مثل محدب جيولوجي محلي (أنتيكلينال) أو قبة ملحية.

2- تداخل التأثيرات الناتجة عن جسمين لهما الحجم نفسه ومطمورين على عمق واحد وقريبين من بعضهما، بحيث تظهر الشواذ وكأنها ناتجة عن جسم واحد واسع الامتداد.

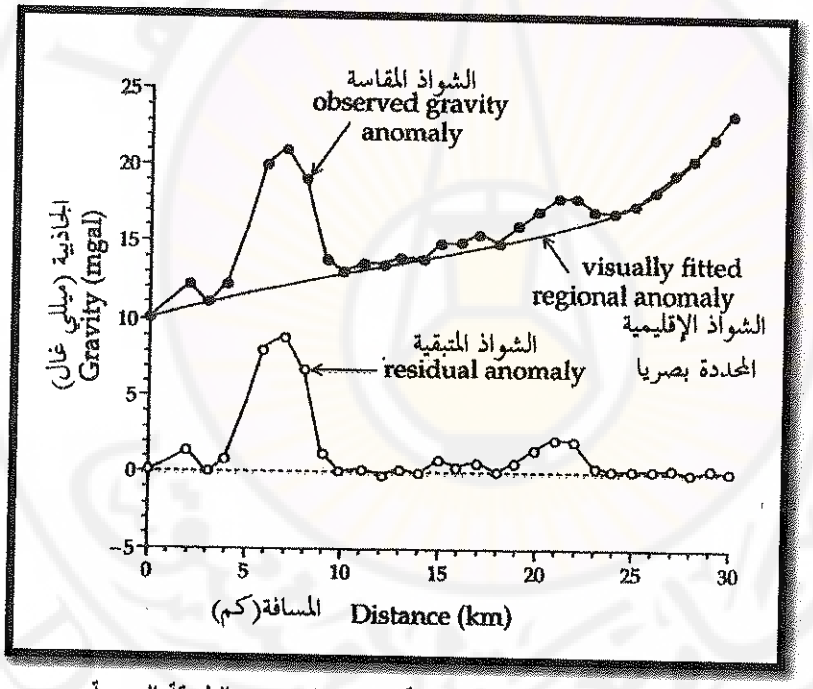
تفصل الشواذ ويزال تأثير الشواذ الإقليمية بإحدى الطريقتين الآتيتين:

أ- طريقة تخطيطية graphical method: تستند هذه الطريقة إلى معرفة مفسر المعطيات لجيولوجية المنطقة وتوقعه لقيمة الشواذ في المنطقة.

ب- طريقة تحليلية analytical method: تطبق على مجموعة من القيم المرتبة الموزعة على شبكة منتظمة regular grid.

5-4-2-1- الطريقةالتخطيطية:

يُحَدد في هذه الطريقة التأثير الإقليمي من رسم منحنيات أو خرائط تساوي الجاذبية، وذلك بملاءمة بصرية للتوجه واسع المدى بشكل منحنى مصقول وبدون استخدام أية حسابات، كما يظهر في الشكل (5-15) الذي يعطي منحنى الشواذ المقيسة في المحطات المختلفة (الدوائر السوداء في الشكل العلوي) ويمثل المنحنى المصقول (الخط المنحنى) توجه الشواذ الإقليمية المحددة بصرياً، التي تنطلق من القيمة 10 ميللي غال، ويمر بأكبر عدد من القيم المقيسة. وإذا اعتبرت القيمة في المحطة الأولى مساوية إلى الصفر (صفر ميللي غال) فيكون الخط المستقيم المنقط في الشكل السفلي من الشكل (5-15) هو التوجه الإقليمي ويكون المنحنى ذو الدوائر الفارغة ممثلاً للشواذ المتبقية.

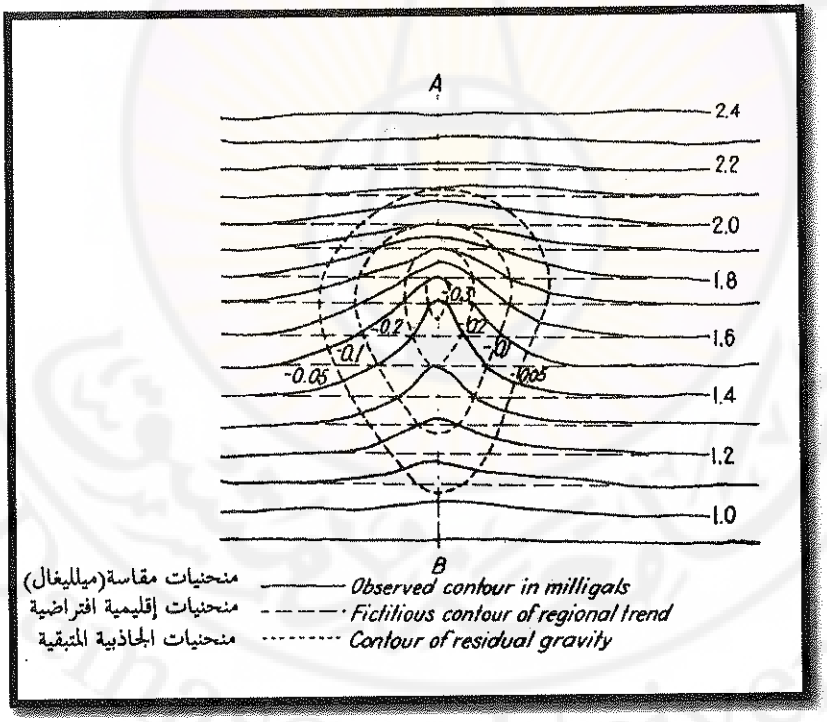


الشكل (5-15): تحديد الشواذ الإقليمية والشواذ المتبقية على منحنى وحيد بالطريقة البصرية.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

يمثل الشكل (5-16) تطبيق الطريقة التخطيطية على خريطة جاذبية بالطريقة البصرية حيث تمثل المنحنات المرقمة من 1 إلى 2.4 ميللي غال (الخطوط المستمرة) المنحنات المقيسة. بفرض كون خطوط تساوي الجاذبية منتظمة بعيداً عن الشواذ المحلية فمن الممكن الوصل بين نقاط الانتظام (الخطوط المستقيمة المتقطعة) وعدها منحنات الشواذ الإقليمية (تدعى خطوط الصقل).

تحدد وترقم نقاط تقاطع خطوط الصقل مع منحنات الجاذبية المقيسة، ثم يوصل بين نقاط التقاطع ذات الأرقام المتساوية، فمثلاً يتقاطع منحنى الجاذبية (1.4 ميللي غال) مرتين مع كل من خطوط الصقل 1.5 و 1.6 و 1.7 ميللي غال، والفروق بين قيمة منحنى الجاذبية وقيم خطوط الصقل هي 0.1 و 0.2 و 0.3 ميللي غال على الترتيب. بتطبيق العملية نفسها على المنحنيات كلها وتحديد الفروق ثم الوصل بين نقاط التقاطع ذات الفروق المتساوية (الخطوط المتقطعة المغلقة) يُحصَل على منحنات الجاذبية المتبقية.



الشكل (5-16): تحديد الشواذ الإقليمية والشواذ المتبقية على خريطة جاذبية بالطريقة البصرية.

(بحسب دوبرين Dobrin, 1976)

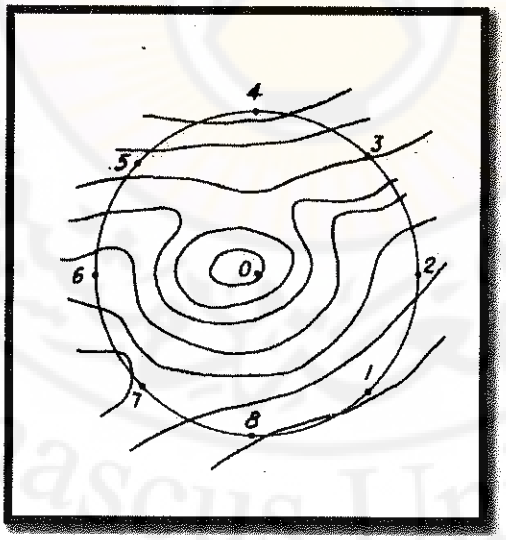
5-4-2-2- الطرائق التحليلية:

بدأت هذه الطرائق في الثلاثينيات من القرن الماضي بطريقة المشتق الثاني وطريقة التتابع نحو الأسفل، ثم تعددت هذه المجموعات التي إما أن تعتمد على قيماً مقيسة على شبكة منتظمة وإما أنها تبحسب من خريطة تساوي المركبة الشاقولية. تعتمد هذه المجموعات نموذجاً يتألف من قيمة مركزية وحولها قيم موزعة على عدد من الحلقات الدائرية المتمركزة في القيمة المركزية، وتضرب هذه القيم بمعاملات مشتقة بوساطة نظرية الكمون potential theory. تتميز معظم هذه المجموعات بأنها تعطي القيمة صفر عند تطبيقها على منطقة مستوية خالية من الالتواءات أو تغيرات الجاذبية لأن مجموع المعاملات مساو إلى الصفر دوماً.

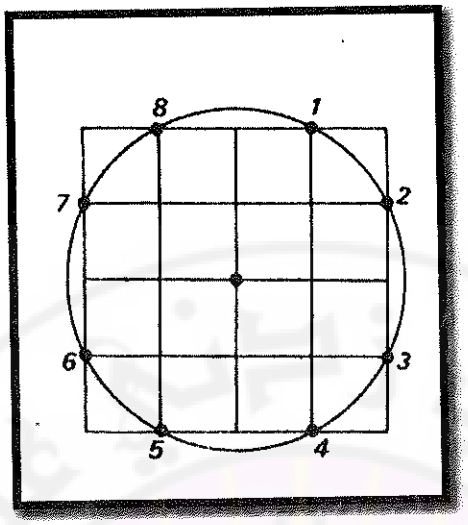
ستشرح باختصار أكثر هذه الطرائق استخداماً:

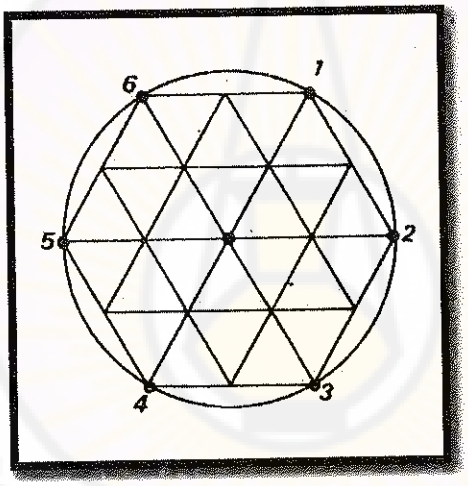
1- مجموعة شبكة المتبقيات التجريبية Emperical Grid-Residual System:

أسهل الطرائق التجريبية وأكثرها تطبيقاً، وتجرى باستخدام متوسط القيم المقيسة على حلقة دائرية وعَدَها ممثلة للقيم الإقليمية وتكون الشواذ المتبقية هي الفرق بين هذا المتوسط والقيمة المقيسة الموجودة في مركز الحلقة الدائرية. يمكن تحضير الشبكة من خريطة تساوي الجاذبية (الشكل 5-17)، أما إذا كانت القيم موجودة على زوايا شبكة منتظمة فيمكن استخدامها مباشرة بدون رسم خريطة تساوي الشدة (الشكلين 5-18).



الشكل (5-17): حساب القيم المتبقية من خريطة الجاذبية باستخدام حلقة دائرية واحدة.





الشكل (5–18): الشكل العلوي: شبكة مربعة ذات ثماني نقاط.

الشكل السفلي: شبكة سداسية ذات ست نقاط.

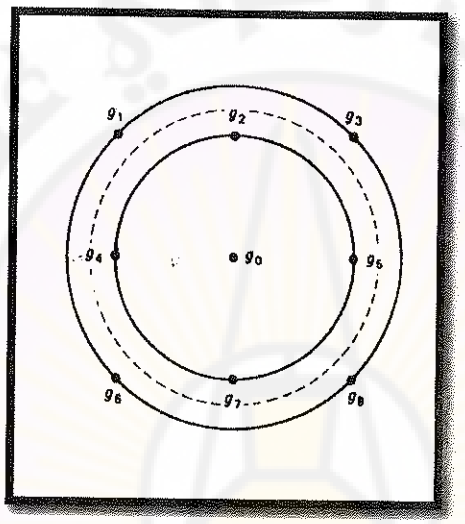
(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)

مثال: تعطى معادلة الشواذ المتبقية g_R في النقطة 0 في الشكل (5–17) على الشكل الآتي:

$$g_R = g_0 - \frac{g_1+g_2+g_3+g_4+g_5+g_6+g_7+g_8}{8} \qquad (5\text{-}41)$$

وفي حال كون القيم على شبكة مربعة ويأخذ حلقتين دائريتين (الشكل 5-19)، الأولى نصف قطرها r=R والثانية نصف قطرها $r = R\sqrt{2}$ تصبح المعادلة (5-41) على الشكل الآتي:

$$g_R = g_0 - \left(\frac{g_2+g_5+g_7+g_4}{4} + \frac{g_1+g_3+g_8+g_6}{4}\right) \qquad (5\text{-}42)$$



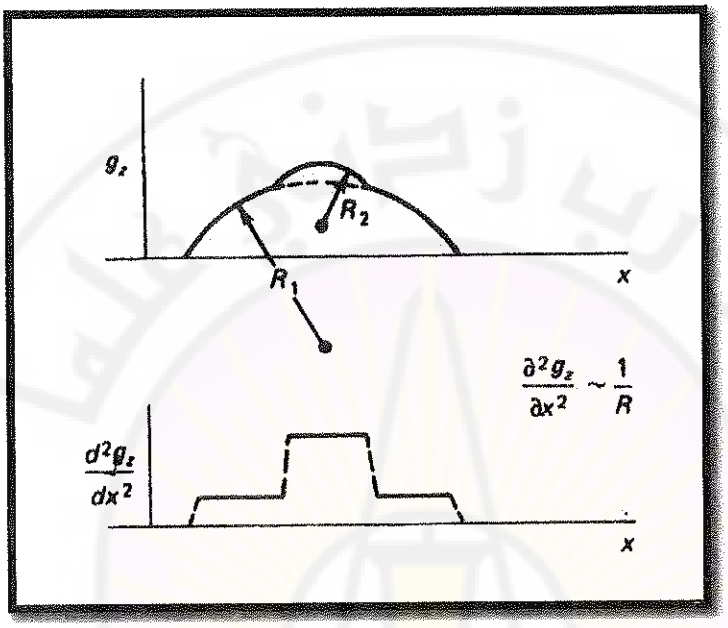
الشكل (5-19): حساب القيم المتبقية من خريطة الجاذبية باستخدام حلقتين دائريتين.
(بحسب الموصللي El-Mosselly, 1987)

تستند الشواذ المتبقية وخريطة الشواذ المتبقية لمجموعة شبكة المتبقيات- المؤلفة من نقطة مركزية وحلقة واحدة حولها- إلى نصف قطر الحلقة وعدد النقاط الموزعة عليها، إذ يجب أن يكون نصف القطر كبيراً بحيث تقع الحلقة خارج منطقة الشواذ المدروسة ولكن أصغر من أن تسمح بدخول الشواذ المتولدة من مصادر أخرى.

2- طريقة المشتق الثاني Second derivative method:

يعد المشتق الثاني الشاقولي للحقل الجاذبي الأرضي مفيداً جداً في فصل شواذ الجاذبية وتفسيرها، بسبب قدرته التحليلية العالية، لذلك طورت الصيغ الرياضية التي تسمح بالحساب

العددي أو الكمي. ويعد المشتق الثاني قياساً لتقوس أو تحدب (curvature) الحقل الجاذبي. فكلما زاد تقوس منحنى الشواذ الجاذبي (أي صَغُر نصف قطر التقوس) تزداد قيمة المشتق الثاني، وعندما لا يكون هناك تقوس (نصف القطر لا نهائي) يكون المشتق الثاني مساوياً إلى الصفر.

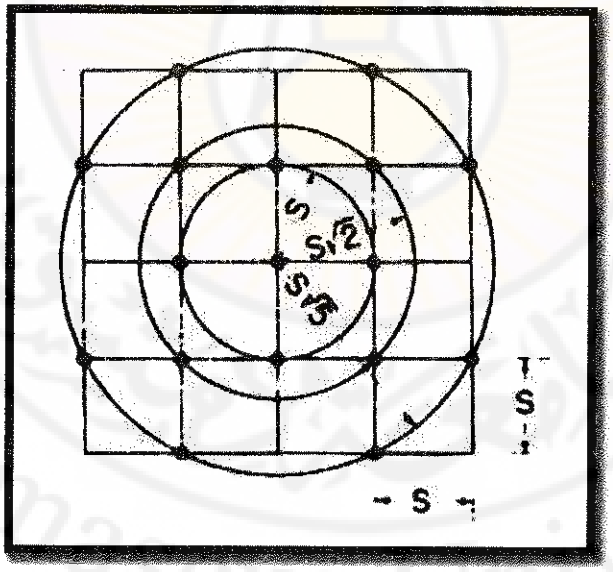


الشكل (5–20): العلاقة بين المشتق الثاني والتقوس.

فإذا وجد جسم ضحل ذو امتداد محدود وكثافة أعلى من كثافة الوسط المحيط يكون تقوس منحنى شواذ الجاذبية الناتج عنه أكبر من تقوس الحقل الجاذبي الإقليمي، ومن ثمّ يكون المشتق الثاني أكبر فوق الجسم الضحل منه فوق الحقل الإقليمي المحيط (الشكل 5–20). لذا يكون منحنى المشتق الثاني أكثر بروزاً فوق الجسم الضحل منه فوق الخلفية الناتجة عن الحقل الإقليمي. هكذا تعمل خرائط المشتق الثاني للجاذبية بوصفها عامل تضخيم لمظاهر الجاذبية المحلية، وتخفيض للشواذ الإقليمية، أي إنها جيدة للاستعمال في التنقيب الفلزي ولتعزيز تأثير الأجسام المفيدة القريبة من السطح، مثل وجود صخور عالية الكثافة في وسط من صخور رسوبية منخفضة الكثافة، كما تساعد على تعيين المنخفضات intrabasement، أو البروزات suprabasement في الركيزة.

يمكن أيضاً حساب خرائط المشتق الثاني للحقل الجاذبي. إن المشتق الثاني الشاقولي هو المشتق الجزئي الثاني للحقل الجاذبي g بالنسبة إلى الشاقول أي $\frac{d^2g}{dz^2}$، أو المشتق الجزئي الثالث للكمون الجاذبي.

عالج كثير من الباحثين الموضوع ومنهم (هندرسون وزايتز (Henderson & Zietz, 1949) وبيترز (Peters, 1949) وآلكنز (Elkins, 1951) وروزنباخ (Rosenbach, 1953) وهندرسون وزايتز (Henderson & Zietz, 1967))، ووضع كل منهم العلاقة الرياضية المناسبة لحساب المشتق الثاني للحقل الجاذبي أو للحقل المغنطيسي الكلي، أو للمركبة الشاقولية للحقل المغنطيسي. ثم حولت العلاقات الرياضية المعقدة إلى طرائق عملية للحساب، باستخدام قيم مأخوذة على شبكة منتظمة من النقاط لتحديد المتوسطات على محيط دوائر لها أنصاف أقطار مختلفة ومتمركزة حول النقطة المركزية التي يبحسب بها المشتق الثاني كما في الشكل (5-21)، الذي يعطي مثالاً لشبكة مربعة منتظمة، وقد استخدمت ثلاث دوائر لحساب المشتق الثاني، وأخذت أنصاف أقطار الدوائر $S, S\sqrt{2}, S\sqrt{5}$، ليبحسب المتوسط على الدائرة الأولى، التي نصف قطرها S من أربع قيم، وعلى الدائرة الثانية التي نصف قطرها $S\sqrt{2}$ من أربع قيم، وعلى الدائرة الثالثة التي نصف قطرها $S\sqrt{5}$ من ثماني قيم.



الشكل (5-21): مثال لشبكة مربعة مسافتها الشبكية S تتألف من خمسة صفوف وخمسة أعمدة وثلاث دوائر.
(بحسب الموصللي El-Mosselly, 1987)

تشترك الصيغ التي نشرت بالصيغة العامة الآتية لكن يختلف بعضها عن بعض بالمعاملات العددية، $w_0, w_1, \ldots$، ويمكن تطبيقها لحساب المشتق الثاني للجاذبية أو للمغنطيسية:

$$g_{zz} = \frac{C}{S^2}(w_o g_o + w_1 g_1 + w_2 g_2 + \ldots\ldots + w_n g_n) \qquad (5\text{-}43)$$

حيث :

g_{zz} : المشتق الثاني للجاذبية أو للمغنطيسية في نقطة الحساب المركزية.

C : ثابت لصيغة معينة.

S : المسافة الشبكية.

w_o , w_1 : معاملات عددية.

g_o : شدة الجاذبية أو المغنطيسية في نقطة الحساب المركزية.

g_1 , g_2.... : متوسط قيم شدة الجاذبية أو المغنطيسية في نقاط تقاطع الدوائر مع عقد الشبكة.

تأخذ المعاملات العددية القيم السالبة والموجبة (الجدول 5-4) وتكون العلاقة بينها كما يأتي:

$$w_o + w_1 + w_2 \ldots\ldots + w_n = 0 \qquad (5\text{-}44)$$

الجدول (5-4): ملخص بعض صيغ حساب المشتق الثاني للجاذبية أو للمغنطيسية.

(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)

رقم الصيغة	$k=Cw_o$	w_o	w_1	w_2	w_3	w_4	w_5
		$r=0$	$r_1=1$	$r_2=\sqrt{2}$	$r_3=2$	$r_4=\sqrt{5}$	$r_5=\sqrt{9.23}$
1	1	1	-1				
1-A	4	1	-1				
2	+6.185	1	-1.354	+0.354			
3	+6.000	1	-1.333	+0.333			
4	+7.000	1	-1.533	+0.571	-0.048		
5	+1.067	1	-0.125	-0.250		-0.625	
6	+0.571	1	+0.500	0		-1.500	
7	+0.710	1	+0.364	-0.273		-1.091	
8	+1.156	1	+0.221	-0.385		-1.175	+0.339
9	+3.000	1	-0.750	-0.333		+0.083	

مصادر الصيغ هي كما يأتي:

(1) و (1-A) – النقطة المركزية مع حلقة واحدة.

(2) و (3) و (4) – هندرسون وزايتز (1949).

(5) و (6) و (7) آلكنز (1951).

(8) بيترز (1949).

(9) روزنباخ (1953).

لقد استخدمت القيم النسبية للمعاملات في المنشورات الأصلية، وذلك بقسمة القيم w_o , $w_1, w_2 \ldots\ldots w_n$ على w_o بحيث تكون القيمة النسبية لمعامل g_o هي الواحد أي $w_o = 1$. كما تظهر من الجدول (5-4) حيث w_o مساوية الواحد في الصيغ كلها (العمود الثالث).

تختلف قيم المشتق الثاني المحسوبة كثيراً من صيغة إلى أخرى بحسب المعاملات العددية المختارة، وتختلف خريطة المشتق الثاني بحسب المسافة الشبكية المعطاة، فعندما تكون

صغيرة تُظهر الخريطة الناتجة تفاصيل دقيقة، في حين أنه لا تظهر سوى التفاصيل الكبيرة عندما تكون المسافة الشبكية كبيرة.

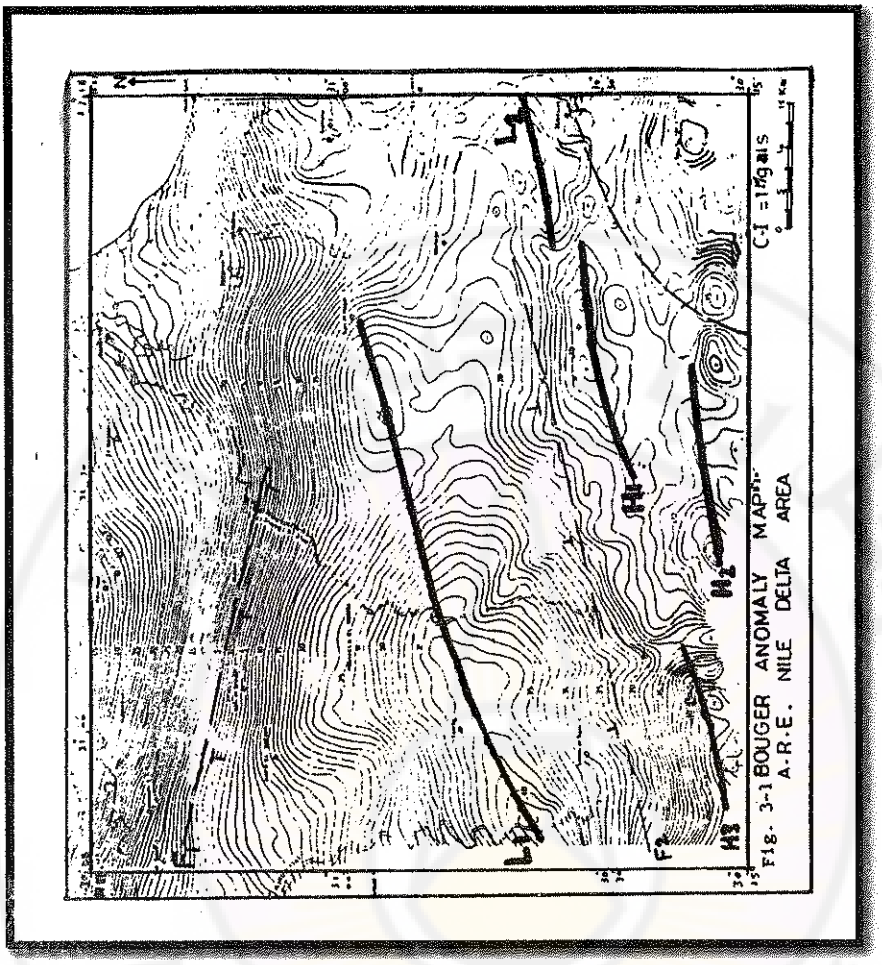
طبق آلكنز (Elkins, 1951) الصيغ (5) و (6) و (7) وروزنباخ (Rosenbach,1953) الصيغة (9) على شواذ الجاذبية.

أجرى الموصلي (El-Mosselly, 1987) دراسة جيوفيزيائية لشمال-شرقي مصر شملت الجاذبية والمغنطيسية والسيزمية وطبق طرائق المشتق الثاني والتتابع نحو الأسفل downward continuation ومطابقة متعدد الحدود polynomial fitting، لدراسة سماكة الرسوبات المغطية وعمق سطح الركيزة البلورية في المنطقة.

طبق الموصلي معادلة روزنباخ (الصيغة 9) للمشتق الثاني على قياسات الجاذبية (الشكل 5-22) باستخدام شبكة مربعة مسافتها الشبكية S تتألف من خمسة صفوف وخمسة أعمدة وثلاث دوائر (الشكل 5-21) وفق المعادلة الآتية:

$$\frac{d^2g}{dz^2} = \frac{1}{24S^2}\left(96g_o - 18g(S) - 8g\left(S\sqrt{2}\right) + g\left(S\sqrt{5}\right)\right) \qquad (5\text{-}45)$$

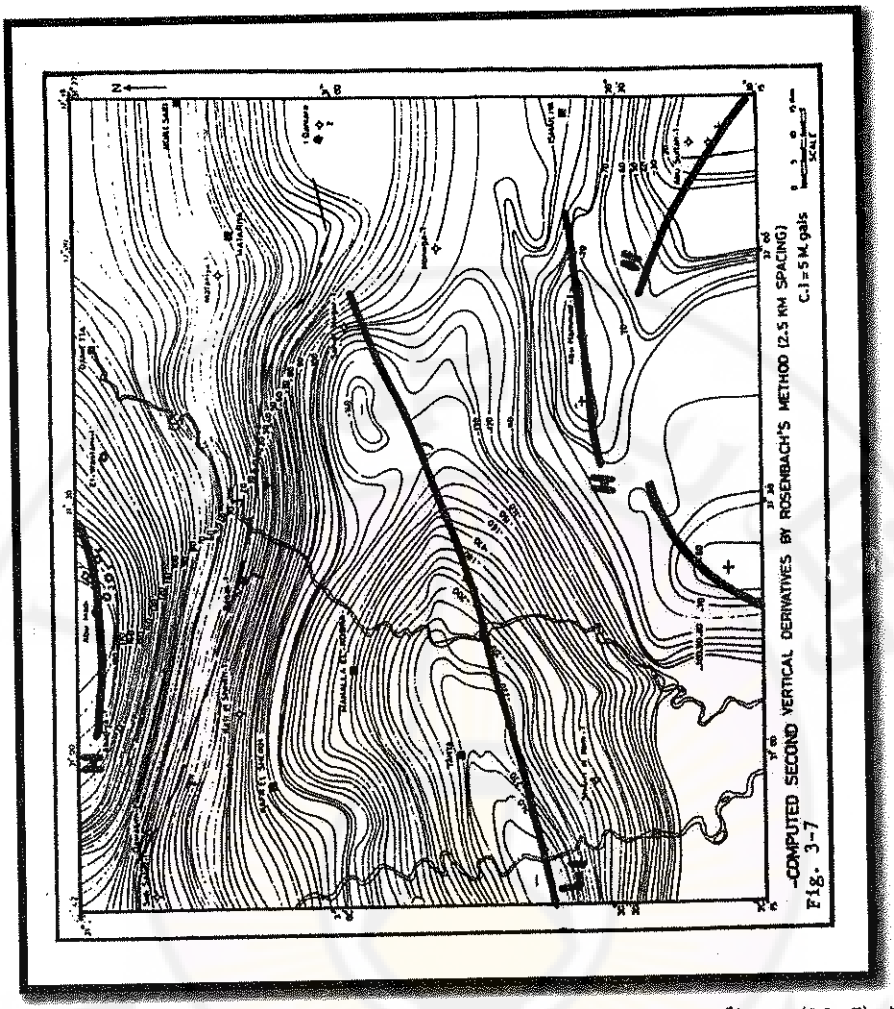
بحسب المشتق الثاني على شبكة مربعة مسافتها الشبكية S=2.5 كيلومتراً (الشكل5-23) وعلى شبكة مسافتها الشبكية S=5 كيلومتراً (الشكل 5-24).



الشكل (5–22) خريطة شواذ بوجير لمنطقة شمال–شرقي مصر.

(بحسب الموصللي El-Mosselly, 1987)

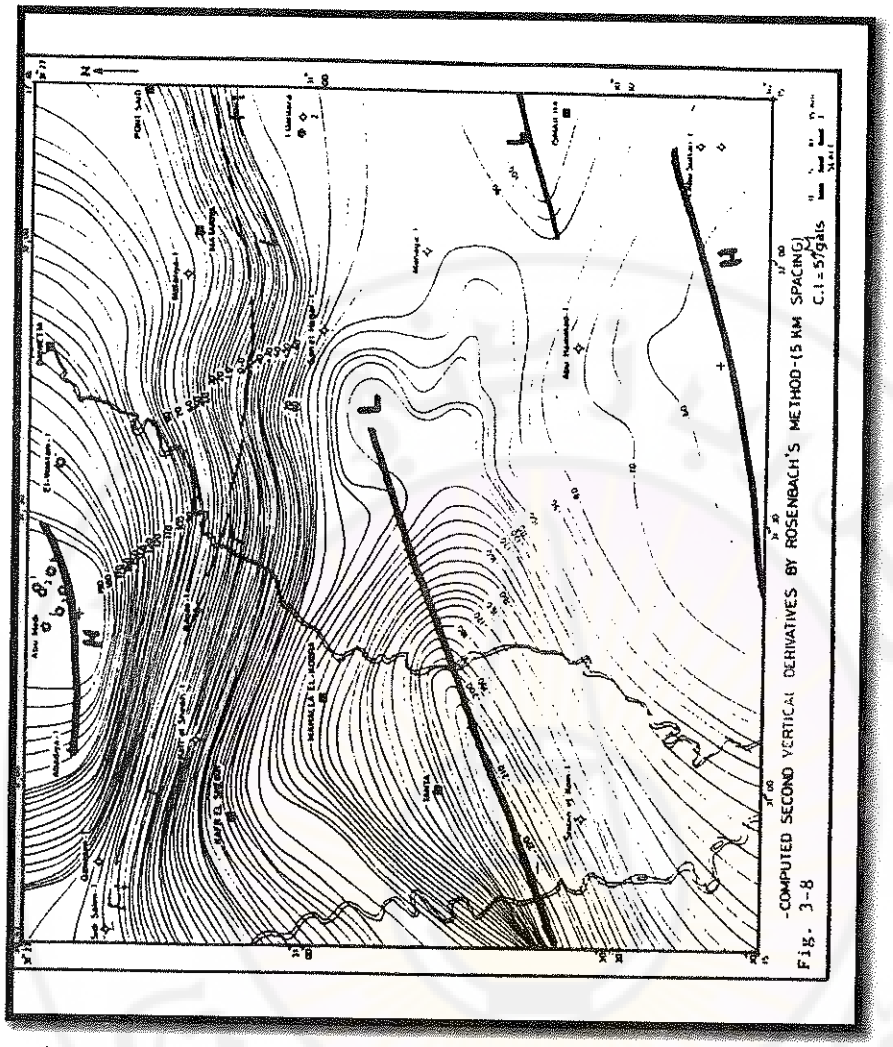
Damascus University



الشكل (5-23): خريطة المشتق الثاني لشواذ بوجير لمنطقة شمال-شرقي مصر محسوبة على شبكة مسافتها الشبكية 2.5 كيلومتراً.

(بحسب الموصللي El-Mosselly, 1987)

Damascus University



الشكل (5-24): خريطة المشتق الثاني لشواذ بوجير لمنطقة شمال-شرقي مصر محسوبة على شبكة مسافتها الشبكية 5 كيلومتراً.

(بحسب الموصللي El-Mosselly, 1987)

3- طريقة التتابع Continuation method:

يهدف التتابع نحو الأعلى والتتابع نحو الأسفل إلى معرفة الصيغة التي يتحول لها حقل كمون، إذا قيس على مستوى أعلى أو أخفض من مستوى القياس الفعلي. يعطي التتابع نحو

الأعلى حقلاً أقل تعقيداً، في حين يعطي التتابع نحو الأسفل حقلاً أكثر حدة مما هو على سطح الأرض.

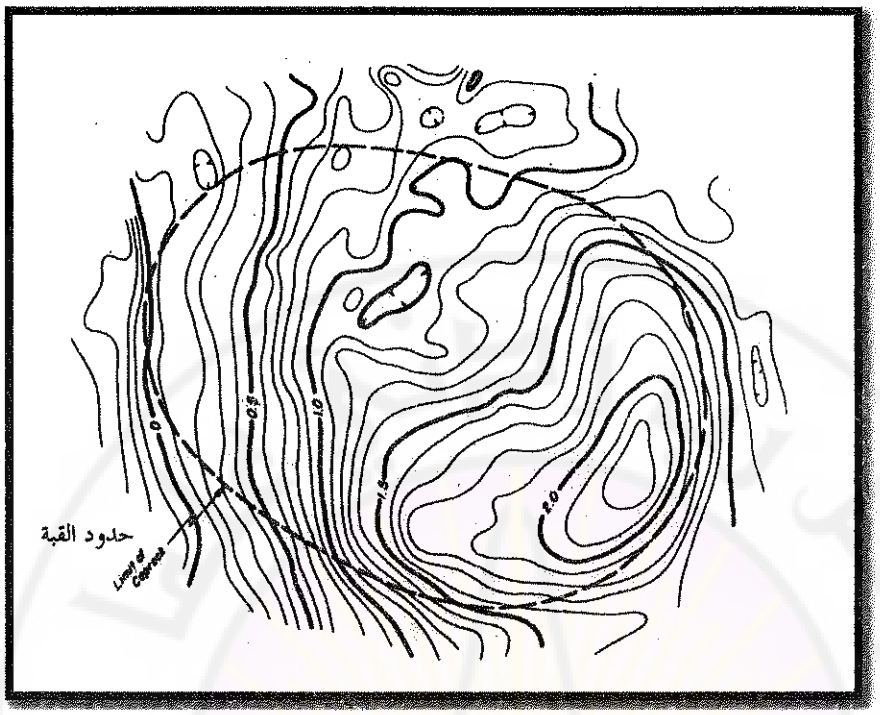
وكما في طريقة المشتق الثاني، تستخدم قيم على شبكة منتظمة وتستعمل معاملات مناسبة مجموعها يساوي الواحد، عند أخذ المتوسطات على دوائر متزايدة نصف القطر، لكن طريقة التتابع تحتاج إلى عدد أكبر من القيم الموزعة على مساحة أكبر من طريقة المشتق الثاني، فيستعمل بعض الجيوفيزيائيين حتى عشر دوائر من القيم حول نقطة القياس.

ترد فيما يأتي طريقة حساب التتابع نحو الأسفل:

طريقة التتابع نحو الأسفل Downward continuation method:

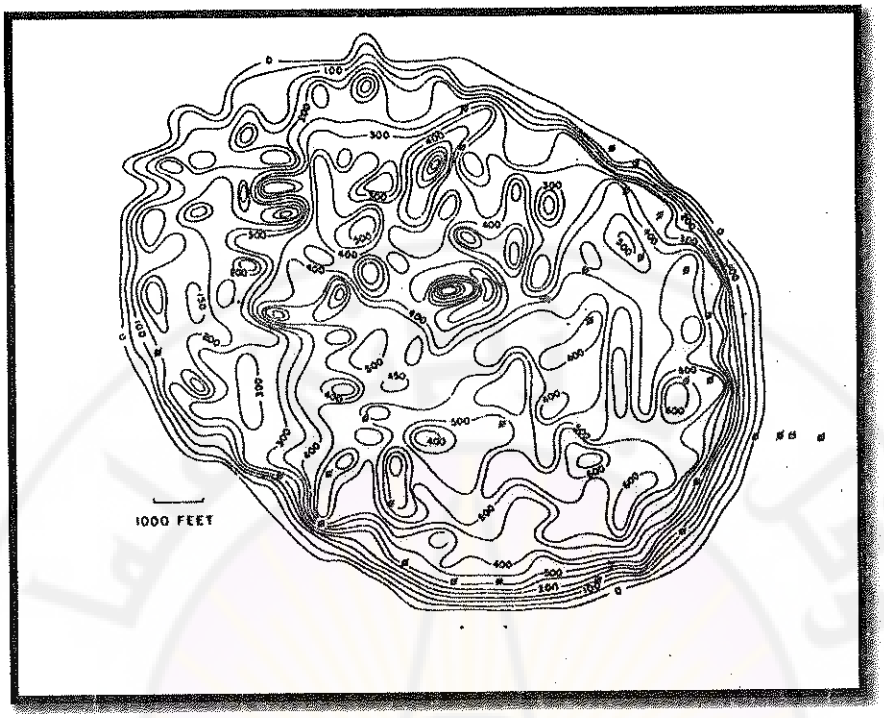
تستعمل طريقة التتابع نحو الأسفل لحساب عمق السطح العلوي للأجسام ذات الكثافة المتغيرة ولفصل شواذ الجاذبية الناتجة عن أجسام متقاربة. عند وجود جسمين منفصلين متقاربين، تحت غطاء متجانس من الصخور، يمكن إجراء التتابع نحو الأسفل حتى مستوى قريب جداً من السطح العلوي للجسمين، إلى أن ينفصل تأثيراهما بعضهما عن بعض، في حين كان تأثيراهما متصلين عند مستوى القياس الأولي. وتعد طريقة التتابع نحو الأسفل مناسبة لتفسير شواذ الجاذبية في التنقيب البترولي، عندما تكون الركيزة البلورية عالية الكثافة ومغطاة بطبقة سميكة من الرسوبيات الأقل كثافة، وهذا يسمح باستخدام هذه الطريقة لحساب سماكة الرسوبيات المغطية للركيزة.

طبق هامر (Hammer, 1947) التتابع إلى الأسفل على قبة موس بلوف الملحية (Moss Bluff salt dome) الواقعة في شمال-شرق تكساس. القبة مغطاة بطبقة صخرية تتغير سماكتها من 150 إلى 550 قدماً فوق الملح وعلى عمق 1100 قدم. مسح هامر الموقع على شبكة مربعة مسافتها الشبكية 500 قدم، وأنجز خريطة شواذ الجاذبية (الشكل 5-25)، ثم أجرى التتابع نحو الأسفل إلى العمق الوسطي للغطاء الصخري ثم طرح قيمة جاذبية الملح في كل نقطة لفصل تاثير الغطاء الصخري. أعطت الدراسة الخريطة الواردة في الشكل (5-26) التي تمثل سماكة الغطاء الصخري، وعندما حُفرت الآبار وجد متوسط الخلاف بين السماكة المحسوبة والسماكة الحقيقية بحدود 75 قدماً، وهذا أسهم ببناء مصنع لاستخراج الكبريت.



الشكل (5-25): خريطة شواذ الجاذبية فوق قبة موس بلوف الملحية. يحدد الخط المتقطع الغطاء الصخري الواقع فوق القبة.

(بحسب هامر Hammer, 1947)



الشكل (5-26): خريطة سماكة الغطاء الصخري فوق قبة موس بلوف الملحية. تعطي الأرقام سماكة الغطاء، وتعطي الدوائر ذات الخط المائل مواقع آبار الحفر.

(بحسب هامر Hammer, 1955)

طبق الموصلي معادلة كونستانتينوس وبوليساتو (Constantinscu and Bolesatu, 1961) للتتابع نحو الأسفل على قياسات الجاذبية (الشكل 5-22) لمنطقة شمال-شرقي مصر باستخدام شبكة مربعة مسافتها الشبكية **S** تتألف من ثلاثة صفوف وثلاثة أعمدة ودائرتين (الشكل 5-19) وفق المعادلة الآتية:

$$g(-S) = -8.395745\, g_0 + 6.90410 g(S) - 4.5174 g(S\sqrt{2}) \qquad (5\text{-}46)$$

حيث: g_0 هي قيمة الشواذ في نقطة الحساب.

g(s) متوسط أربع قيم على الدائرة الأولى التي نصف قطرها المسافة الشبكية S.

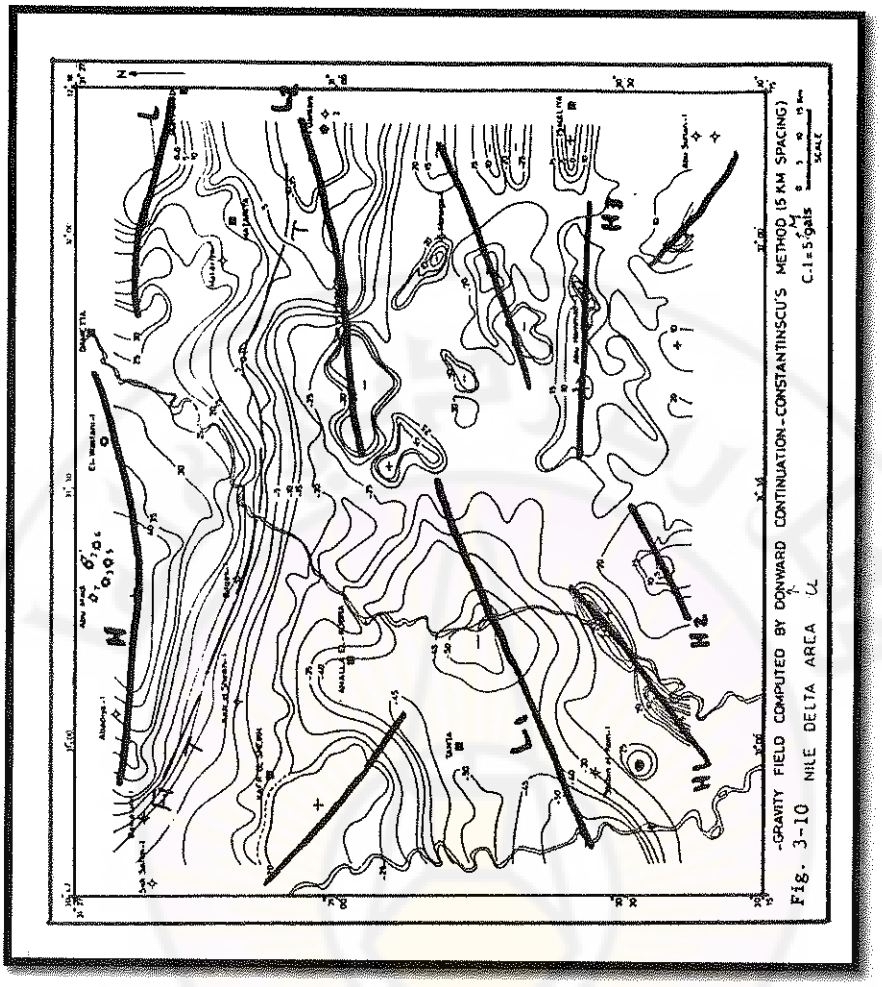
g(s√2) متوسط أربع قيم على الدائرة الثانية التي نصف قطرها s√2.

بحسب الموصلي التتابع نحو الأسفل على شبكة مربعة مسافتها الشبكية S=2.5 كيلومتراً (الشكل 5-27) وعلى شبكة مسافتها الشبكية S=5 كيلومتراً (الشكل 5-28). يبدو واضحاً تأثير المسافة الشبكية في خريطة التتابع نحو الأسفل، من اختلاف الانغلاقات السالبة والموجبة وتغير القسمات البنيوية في الخرائط (الأشكال 5-27، 5-28) وبالمقارنة مع الخريطة (الشكل 5-22) التي تعطي شدة شواذ بوجير لمنطقة شمال-شرقي مصر (El-Mosselly, 1987).



الشكل (5-27): خريطة التتابع نحو الأسفل لشواذ بوجير لمنطقة شمال-شرقي مصر محسوبة على شبكة مسافتها الشبكية 2.5 كيلومتراً.

(بحسب الموصللي El-Mosselly, 1987)



الشكل (5–28): خريطة التتابع نحو الأسفل لشواذ بوجير لمنطقة شمال–شرقي مصر محسوبة على شبكة مسافتها الشبكية 5 كيلومتراً.

(بحسب الموصللي El-Mosselly, 1987)

4- طريقة مطابقة متعدد الحدود Polynomial fitting method:

من أكثر الطرائق التحليلية مرونة لتحديد الحقل الإقليمي وتستخدم فيها قيم الجاذبية المقيسة لحساب أقرب السطوح شكلاً للحقل الإقليمي، وذلك باستخدام طريقة مربع الخطأ

الأصغري least square method. وتكون الشواذ المتبقية هي الفرق بين الجاذبية المقيسة والحقل الإقليمي.

يعبر رياضياً عن هذا السطح بمتعدد الحدود ثنائي الأبعاد وتختلف رتبته بحسب تعقيد الجيولوجيا الإقليمية. فإذا كان الحقل الإقليمي مستوى مائلاً يكون سطحاً من المرتبة الأولى First-order polynomial وبالصيغة الآتية:

$$z=Ax+By+C \qquad (5\text{-}47)$$

أما إذا ازدادت الجيولوجيا الإقليمية تعقيداً فيصبح السطح من المرتبة الثانية second-order polynomial وبالصيغة الآتية:

$$z=Ax^2+By^2+Cxy+Dx+Ey+F \qquad (5\text{-}48)$$

قد يستخدم متعدد الحدود من مرتبة أعلى عند تطبيق الطريقة على مساحة كبيرة، وهذا يؤدي إلى ازدياد التفاف سطح الحقل الإقليمي، علماً أنه كلما ارتفعت المرتبة يزداد التوافق بين النتائج والقياسات الحقلية.

إذا طُبقت الحالة البسيطة حيث السطح هو مستوى مائل ويُعبر عن الحقل الإقليمي z بالمعادلة (5-47) و G هي قيم الجاذبية المقيسة، تكون g_R شواذ الجاذبية المتبقية وتعطى بالمعادلة الآتية:

$$g_R=G-z=G-(Ax+By+C) \qquad (5\text{-}49)$$

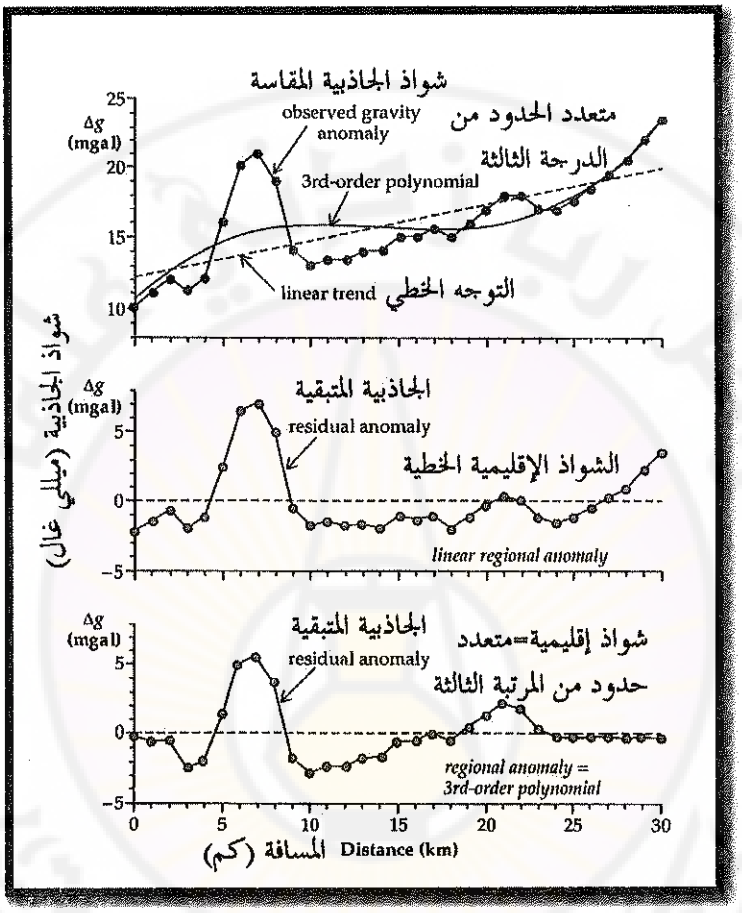
يجب تحديد قيم A و B و C بحيث تصبح g_R صغرى. يحتاج هذا التحديد إلى علاقات رياضية معقدة وتزداد تعقيداً بازدياد مرتبة متعدد الحدود إلى أن يصعب تحديدها يدوياً ولا بد عندها من استخدام الحاسوب الإلكتروني.

إذا كانت x هي الموقع الأفقي على مسار جاذبي يمكن كتابة الجاذبية الإقليمية Δg_r على الشكل الآتي:

$$\Delta g_r=\Delta g_0+\Delta g_1 x+\Delta g_2 x^2+\Delta g_3 x^3+\ldots\ldots\ldots+\Delta g_n x^n \qquad (5\text{-}50)$$

يعطي الشكل (5-29) التوجه الإقليمي بشكل متعدد حدود مصقول بطريقة مربع الخطأ الأصغري بالتطابق مع منحنى الجاذبية المقيسة. يلحظ عدم التشابه بين التوجه الخطي المتمثل

بخط مستقيم لا يشبه بأي حال منحنى شواذ الجاذبية المقيسة، في حين يظهر تشابه أفضل بين متعدد الحدود من الدرجة الثالثة وشواذ الجاذبية المقيسة.



الشكل (5-29): التوجه الإقليمي معطى بشكل متعدد حدود مصقول بطريقة مربع الخطأ الأصغري بالتطابق مع منحنى الجاذبية المقيسة.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

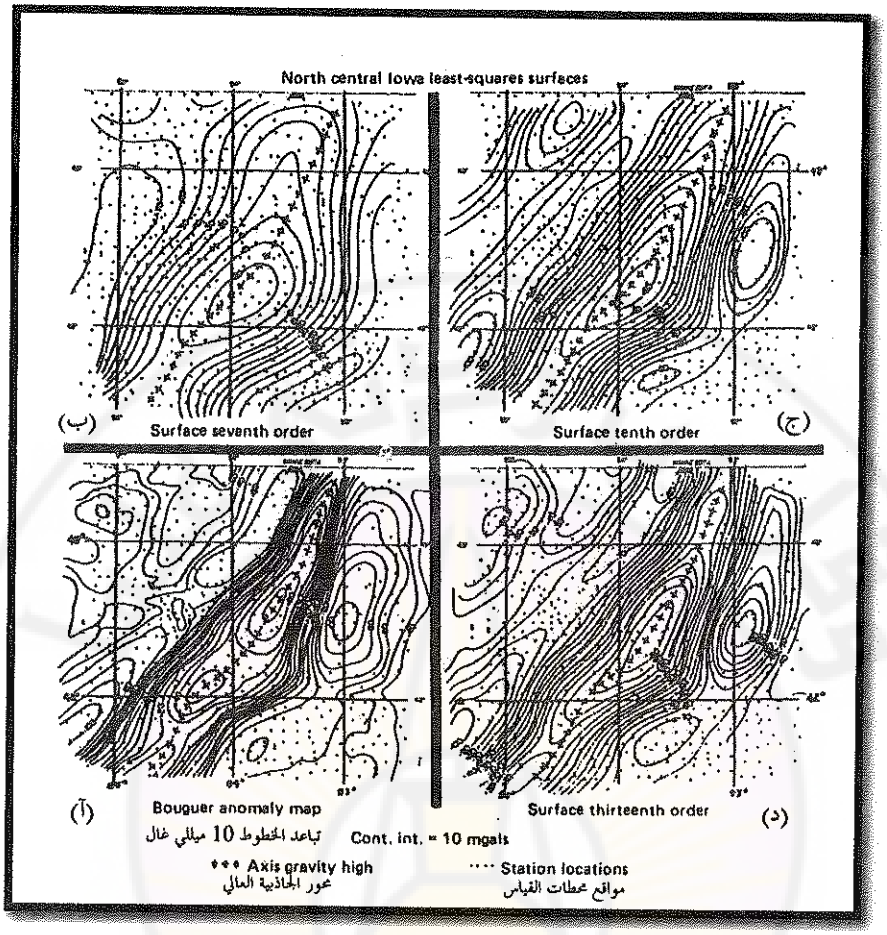
يمكن تطبيق مطابقة متعدد الحدود على خريطة الجاذبية، بفرض أن شواذ الجاذبية ممثلة بشكل سطح مصقول $\Delta g(x,y)$ وهو متعدد حدود منخفض المرتبة لإحداثيات أفقية x و y. وفي الحالة الأبسط يعبر عن شواذ الجاذبية الإقليمية بوصفها متعدد حدود من المرتبة الأولى، أي

مستوي. وللتعبير عن تدرج الجاذبية هنالك حاجة إلى متعدد حدود من مرتبة أعلى. ومثال لذلك يمكن كتابة الجاذبية الإقليمية من المرتبة الثانية على الشكل الآتي:

$$\Delta g(x,y) = \Delta g_0 + \Delta g_{x1}x + \Delta g_{y1}y + \Delta g_{x2}x^2 + \Delta g_{y2}y^2 + \Delta g_{xy}xy \quad (5\text{-}51)$$

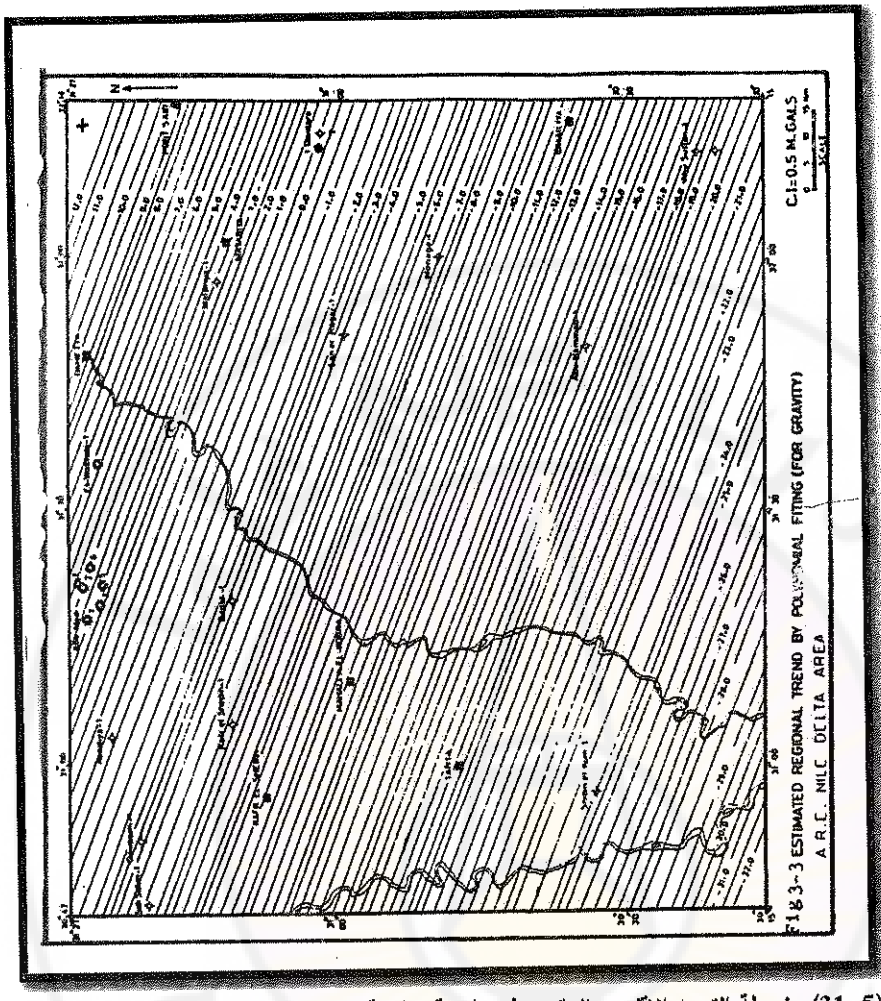
وكما في حالة المنحنى تحدد قيم المعاملات Δg_{x1} و Δg_{y1} بطريقة مربع الخطأ الأصغري. وتبحسب الشواذ المتبقية نقطة ونقطة بطرح القيمة الإقليمية من المعطيات الأصلية.

طبق كونز وآخرون، (Coons, et al. 1967)، هذه الطريقة لدراسة شواذ خطية كبيرة جداً تمتد مئات من الأميال في ولايتي أيوا ومينيسوتا الأمريكيتين، وبحسبوا الشواذ المتبقية الناتجة عن مطابقة الجاذبية المقيسة مع متعدد الحدود من مراتب عالية حتى المرتبة الثالثة عشرة. يعطي الشكل (5–30) الخرائط الناتجة عن الدراسة ويلحظ ازدياد التشابه بين السطح متعدد الحدود وخريطة شواذ بوجير بازدياد مرتبة متعدد الحدود. لقد أظهرت خريطة الشواذ المتبقية المحسوبة من متعدد الحدود للمرتبة الثالثة عشرة عدداً من المعالم المختلفة التي لها أهمية جيولوجية كان من الصعب تمييزها على خرائط الشواذ المتبقية المحسوبة من متعدد حدود أقل مرتبة.



الشكل (5-30): شواذ بوجير (الشكل-آ) في ولايتي أيوا ومينيسوتا الأمريكيتين والشواذ الناتجة عن متعدد الحدود من المرتبة السابعة (الشكل-ب) والعاشرة (الشكل-ج) والثالثة عشرة (الشكل-د).
يلحظ تحسن التشابه بين خريطة شواذ بوجير وخريطة متعدد الحدود مع ازدياد المرتبة.
(بحسب كونز وآخرين Coons, et al. 1967)

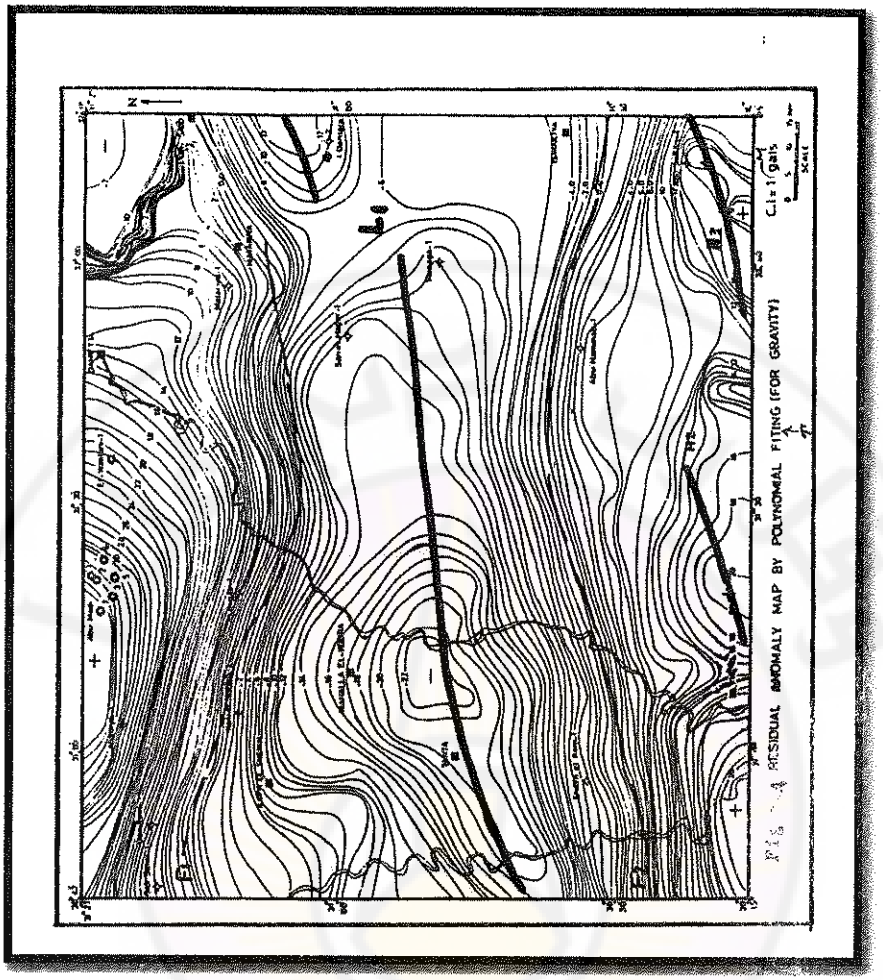
حسب الموصلي التوجه الإقليمي وفق طريقة مطابقة متعدد الحدود (الشكل 5-31) ثم طبق معادلة عبدالرحمن وآخرين (Abdelrahman et al., 1985) لطريقة مربع الخطأ الأصغري على قياسات الجاذبية لحساب الشواذ المتبقية (الشكل 5-32) لمنطقة شمال-شرقي مصر.



الشكل (5–31): خريطة التوجه الإقليمي المقدر وفق طريقة مطابقة متعدد الحدود.

(بحسب الموصللي El-Mosselly, 1987)

Damascus University



الشكل (5-32): خريطة شواذ الجاذبية المتبقية بمطابقة متعدد الحدود.

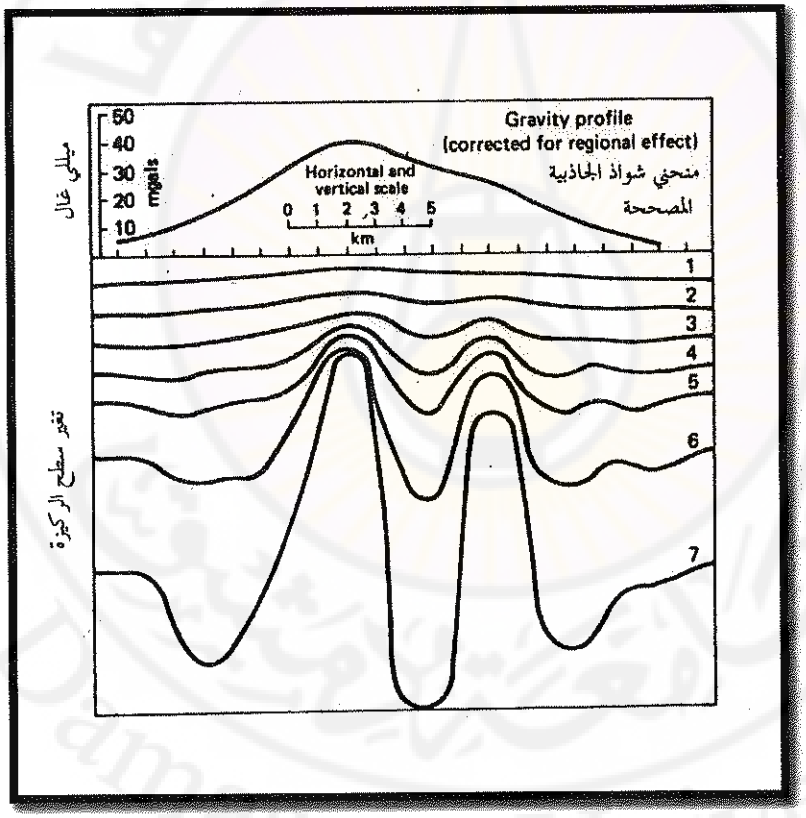
(بحسب الموصللي El-Mosselly, 1987)

5-5- تفسير المعطيات:

تهدف دراسة الجاذبية الكيفية أو الاستطلاعية إلى الحصول على معلومات جيولوجية عن التراكيب تحت السطحية مثل المعالم البنيوية الكبرى والتغيرات الواسعة بالكثافة واتجاه هذه التغيرات التي قد يكون مصدرها تغير طبيعة الرسوبات أو صخور الركيزة البلورية.

أما دراسة الجاذبية الكمية فتهدف إلى معرفة كثافة الصخور المحلية وأبعاد هذه الصخور ومحاولة تفسير وجودها وإمكانية الاستفادة منها اقتصادياً كما في دراسة القبب الملحية وارتباطها بالمكامن النفطية أو الغازية أو المكامن الفلزية المفيدة.

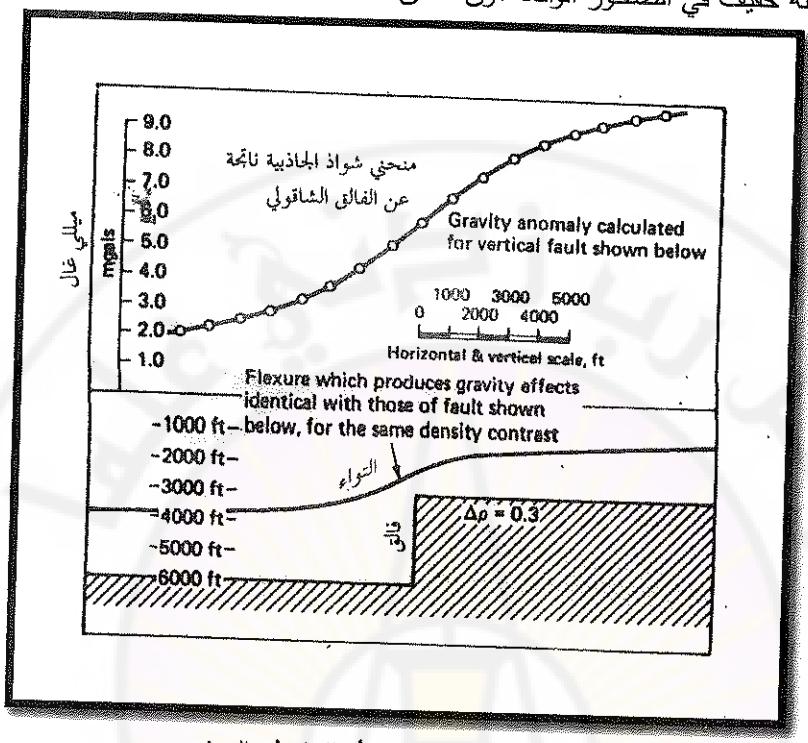
المشكلة الرئيسة التي تعاني منها هذه الدراسة هي ما يطلق عليه " تعددية الحلول"، إذ يعطي جسم محدد بدقة وتباين كثافة عن الوسط المحيط شواذ جاذبية وحيدة أما العكس فغير صحيح لأن شواذ الجاذبية المقيسة قد تنتج عن عدد كبير جداً من الأجسام مختلفة الأبعاد والأوضاع الجيولوجية، كما يبدو من الشكل (5-33) الذي يعطي شواذ جاذبية محددة (الشكل العلوي) وعدداً كبيراً من تراكيب صخور الركيزة البلورية (سبعة تراكيب مختلفة في الجزء السفلي من الشكل).



الشكل (5-33): شواذ جاذبية محددة وحلول متعددة لتركيب الركيزة التي تسبب الشواذ نفسها.

(بحسب سكيلز Skeels, 1947)

في حين يظهر الشكل (5-34) شواذ جاذبية محددة ناتجة عن فالق عميق أو التواء ضحل ميله خفيف في الصخور الواقعة فوق الفالق.



الشكل (5-34): شواذ جاذبية محددة ناتجة عن فالق عميق أو التواء في الصخور.

(بحسب سكيلز Skeels, 1947)

هناك طريقتان لتفسير معطيات الجاذبية:

1- طريقة مباشرة تعتمد تحديد التوزع المحتمل للكتلة بطريقة مباشرة.

2- طريقة غير مباشرة تعتمد فرض نماذج عدة تخضع لكل المتحولات المعلومة، ثم حساب التاثير الجاذبي لكل منها، ومقارنتها بالتأثير الجاذبي المقيس، ثم يُختيار أفضل نموذج للتوزع تحت السطحي.

5-5-1- الطريقة المباشرة:

تقتصر هذه الطريقة على الحالة اللاسيما التي يكون الجسم فيها محصوراً في مستوى أفقي رقيق بالنسبة إلى ابعاده الجانبية بحيث يمكن تسميته ثنائي الأبعاد، مثل طبقة رقيقة من المتبخرات المتخلفة عن جفاف بحيرة ملحية أو دسيسة بينية بركانية يوجد بينها وبين الوسط المحيط تباين بالكثافة.

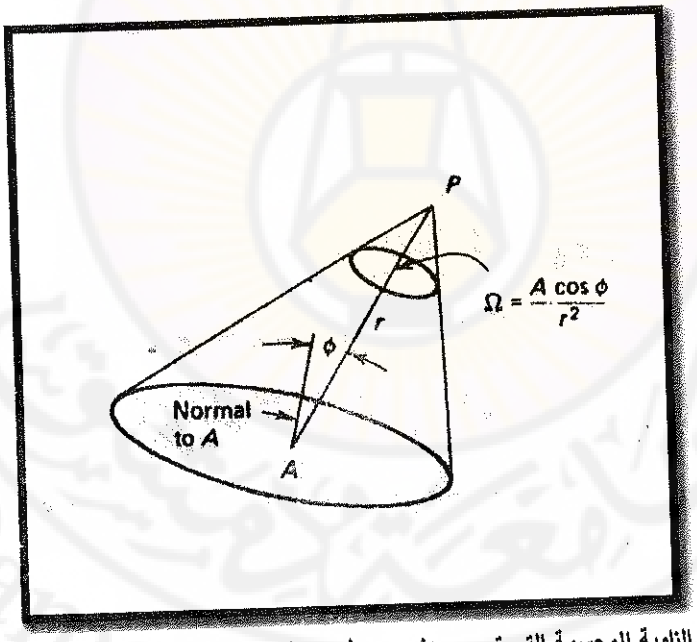
لإيضاح الفكرة تستخدم المعادلة (2-28) الآتية التي تعطي التأثير الجاذبي لشريحة أفقية رقيقة في نقطة P على سطح الأرض:

$$g_z = G\sigma(x,y).\Omega \qquad (5\text{-}52)$$

حيث: $\sigma(x,y)$ التباين الكثافي وهو تابع للموقع على الشريحة.

Ω الزاوية المجسمة التي تحيط بالشريحة (الشكل 5-35).

لو اقتربت P كثيراً من السطح كما في الشكل بحيث أن جزءاً صغيراً مساحته dA صغير بما يكفي لعد كثافته منتظمة، يحصر زاوية تقرب من 2π عندما تقترب P من سطح الشريحة.



الشكل (5-35): الزاوية المجسمة التي تحصر عنصر سطح مساحته A.

يمكن كتابة المعادلة السابقة في هذه الحالة اللاسيما على الشكل الآتي:

$$g_z(x,y)=2\pi G\sigma\,(x,y) \qquad (5\text{-}53)$$

يبدو من المعادلة (5-53) أن الجاذبية متناسبة مع الكثافة عندما يجرى القياس على الشريحة نفسها. ولما كان من المستحيل قياس الجاذبية على سطح الشريحة المطمورة، فيجرى هذا القياس رياضياً باستخدام طريقة التتابع نحو الأسفل للمعطيات الموجودة على السطح.

تعطي هذه الطريقة توزعاً وحيداً للكثافة تحت السطحية في حال عدم وجود شواذ في كتلة المواد المحصورة بين سطح الأرض والشريحة الأفقية. يمكن إذن تطبيق هذه الطريقة المباشرة لتحديد التوزع الكتلوي لأجسام أفقية رقيقة، ولا يشكل تحديد العمق في هذه الطريقة أية مشكلة، إذ يُحسب التأثير الجاذبي على أعماق مختلفة من السطح باتجاه سطح مصدر الشواذ نفسه، ويلحظ أن الشواذ تزداد حدة كلما اقتُربَ من سطح المصدر إلى أن تصبح أعظمية على السطح نفسه وتتذبذب هذه الشواذ على أعماق أكبر من سطح المصدر.

لقد استخدمت طريقتان لحساب التتابع نحو الأسفل ستشرحان باختصار فيما يأتي، تعتمد الأولى تحليل فوريه، وتعتمد الثانية حساب المشتقات الشاقولية بالطريقة الشبكية.

5-5-1-1- طريقة تحليل فوريه Fourier Analysis:

يمكن تحليل شواذ الجاذبية بوساطة تقانة طورت لتحري السلاسل الزمنية time series فبدلاً من التغير مع الزمن- كما تفعل الإشارة السيزمية seismic signal في مقياس الهزات seismometer- تتغير شواذ الجاذبية $\Delta g(x)$ مع المكان x على طول المسار. فمن أجل التوزع الفراغي spatial distribution يكون الرقم الموجي wave number $k=2\pi/\lambda$ هو نظير التردد frequency في السلاسل الزمنية. إذا أمكن الفرض بأن تغيره دوري، يمكن التعبير عن التابع $\Delta g(x)$ كمجموع لسلسلة من الحركات التوافقية المتقطعة discrete harmonics. وكل حركة توافقية هي تابع جيبي sine أو تجيبي cosine متحولاته المستقلة هي متعدد للعدد الموجي الأساسي. يدعى التعبير لـ $\Delta g(x)$ سلسلة فوريه Fourier series.

إن تحليل شواذ معقدة (أو سلسلة زمنية) إلى متغيرات دورية أبسط بأطوال موجية مختلفة يدعى تحليل فوريه، وهو طريقة قوية لحل المركبات المهمة للإشارة الأصلية.

يمكن التعبير عن تغير ثنائي البعد لشواذ جاذبية على خريطة بطريقة أبسط بمساعدة سلسلة فوريه المزدوجة double Fourier series، كما في حالة البعد الواحد الأبسط لشواذ

جاذبية على مسار، يكون التعبير عن شواذ جاذبية بسلسلة فورييه المزدوجة مماثلاً لجمع توابع جيبية موزونة weighted sinusoidal functions. ويمكن تصور ذلك كتموج للمستوى x-y (الشكل 5–36)، وكل تموج موزون بناء على أهميته لـ Δg(x-y).

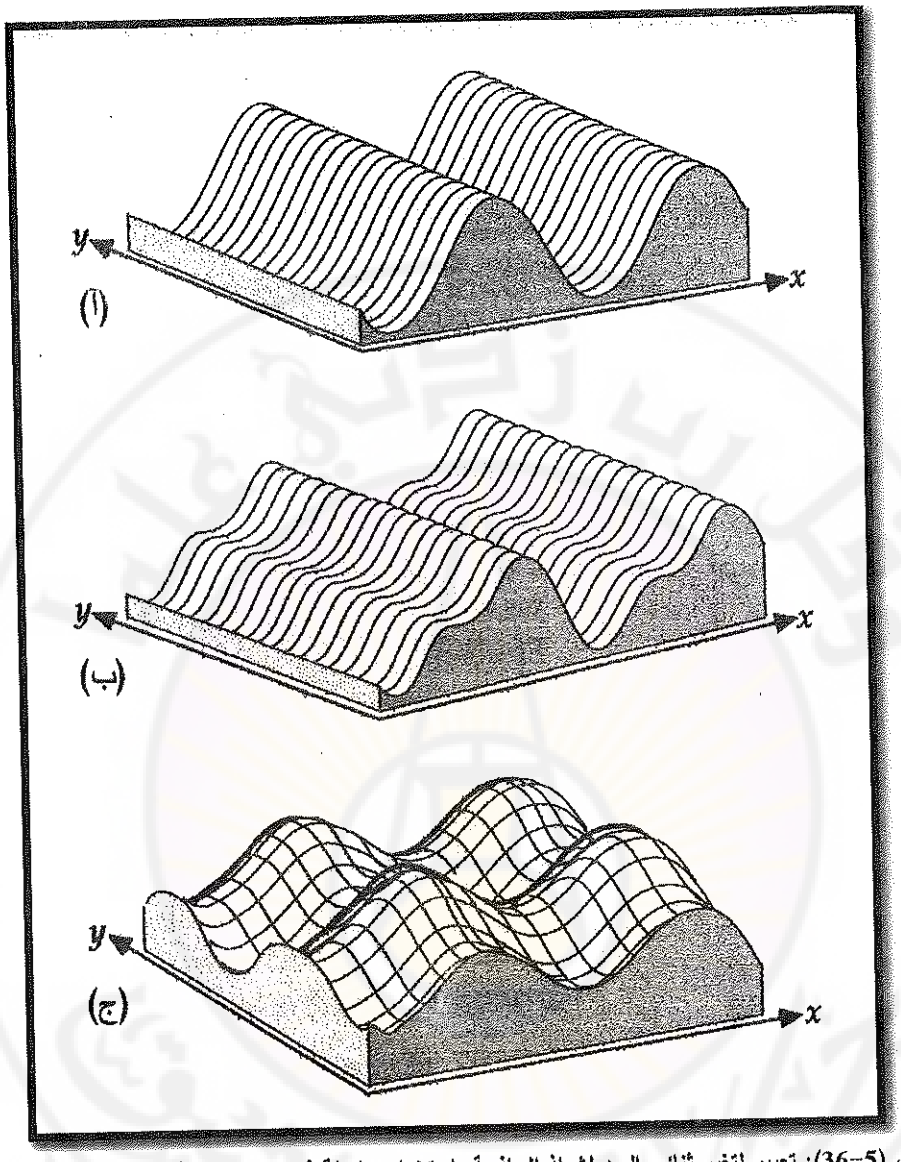
يمكن تحليل تغير ثنائي البعد لشواذ جاذبية على خريطة بمساعدة سلسلة فورييه المزدوجة. في هذه الحالة تكون شواذ الجاذبية تابعة للإحداثيات x و y ويمكن كتابتها:

$$\Delta g(x,y) = \sum_{n=1}^{N}\sum_{m=1}^{M} a_{nm}C_nC_m + b_{nm}C_nS_m + c_{nm}S_nC_m + d_{nm}S_nS_m \qquad (5\text{-}54)$$

حيث:

$$C_n = \cos\left(2n\pi\frac{x}{\lambda_x}\right)$$
$$S_n = \sin\left(2n\pi\frac{x}{\lambda_x}\right)$$
$$C_m = \cos\left(2m\pi\frac{y}{\lambda_y}\right)$$
$$S_m = \sin\left(2m\pi\frac{y}{\lambda_y}\right)$$

في هذه العلاقات تعبر أطوال الأمواج الأساسية λ_x و λ_y عن امتداد الشواذ بالاتجاهين x و y على الترتيب. واشتقاق المعاملات a_{nm}، b_{nm}، C_{nm}، d_{nm} مشابه من ناحية المبدأ لحالة البعد الواحد، ويستند إلى تعامد الحدود الجيبية والتجيبية، ويمكن التعبير عن جداء حدين جيبيين، أو حدين تجيبيين أو حد جيبي وحد تجيبي بأنه مجموع أو فرق لتوابع أخرى لجيب أو تجيب. وكما يتوقع فإن تحليل سلسلة فورييه المزدوجة أكثر تعقيداً مما في حالة أحادي البعد، لكنها تنتج نتائج تميز التغيرات ثنائية البعد لشواذ الجاذبية الإقليمية.



الشكل (5-36): تعبير لتغير ثنائي البعد لشواذ الجاذبية باستخدام سلسلة فوريه المزدوجة،
حيث: آ- تموج وحيد باتجاه المحور x، ب- تموجين باتجاه المحور x، ج- تراكب لتموج وحيد باتجاه المحور x والمحور y.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

Damascus University

5-5-2-1- طريقة متتالية تيلور لحساب التتابع Taylor's-series method:

يمكن متابعة الحقل الجاذبي المأخوذ على سطح الأرض بالصيغة $g_z(x,y,0)$ إلى أي عمق بوساطة فك التتابع بحسب متتالية تيلور. يعطى الحقل على عمق h بالصيغة $g_z(x,y,h)$ ويعبر عنه باستخدام هذه المتتالية على الشكل الآتي:

$$g_z(x,y,h) = g_z(x,y,0) + \frac{\partial g_z}{\partial z}(x,y,0)h + \frac{\partial^2 g_z}{\partial z^2}(x,y,0)\frac{h^2}{2} + \cdots \quad (5\text{-}55)$$

تستند المشتقات عالية المرتبة التي يجب استخدامها إلى المسافة الشبكية لنقاط القياس وإلى الدقة المطلوبة، ولهذا يستخدم المشتق الأول والمشتق الثاني، وكثيراً ما يكتفى بالمشتق الأول.

لقد شُرحت سابقاً طرائق حساب المشتق الثاني. واقترح إفيين Evjen طريقة مشابهة لحساب المشتق الأول، بحيث تؤخذ المتوسطات على حلقات دائرية ذات أنصاف أقطار مختلفة r_1, r_2, r_3 وقيم المتوسطات على الحلقات الدائرية هي g_{z1}, g_{z2}, g_{z3} واعتبرت g_{z0} القيمة في مركز الدوائر. يكون المشتق الأول في المركز ذي الاحداثيات (0,0,0) قريباً من القيمة الآتية:

$$\frac{\partial g_z}{\partial z}(0,0,0) = \frac{\overline{g_{z0}}}{2r_1} + \frac{\overline{g_{z1}}}{2r_2} + \frac{\overline{g_{z2}}}{2r_3} + \cdots \quad (5\text{-}56)$$

من الواضح أن التأثير الجاذبي يتناقص كلما ازداد نصف قطر الحلقة. عند أخذ شبكة مربعة ذات مسافة شبكية S تصبح أنصاف الأقطار $S, S\sqrt{2}, S\sqrt{5}$، كما في حالة المشتق الثاني.

يمكن إنجاز العملية بكتابة برنامج للحاسب الإلكتروني، ثم يحسب التتابع إلى أعماق متزايدة، ويوقف الحساب عندما تبدأ القيم بالتذبذب ويؤخذ العمق الأخير قبل بدء التذبذب على أنه العمق إلى السطح العلوي للجسم.

5-5-2- الطريقة غير المباشرة:

تطبق الطريقة غير المباشرة نتيجة ضيق مجال تطبيق الطريقة المباشرة. وتدعى هذه الطريقة طريقة التجريب والخطأ Trial and error method أو الطريقة التكرارية Iterative

procedure، يفرض نموذج للجسم تحت السطحي الذي يسبب الشواذ الجاذبي ثم يحسب تأثيره الجاذبي على السطح ويقارن التأثير المحسوب بالتاثير الجاذبي المقيس، فإذا كان الفرق بين التأثيرين كبيراً تغير بعض متحولات الجسم، أي أبعاده الهندسية أو كثافته، ويمكن تكرار العملية إلى أن يصبح الفرق بين التأثيرين مقبولاً. يوضع النموذج بناء على المعلومات الجيولوجية السطحية أو الجيوفيزيائية أو البئرية، فمثلا:

يفترض تدرج الجاذبية الحاد باتجاه ما على أنه ناتج عن فالق شاقولي، إذا أيدت المعلومات المتوفرة الأخرى هذا الفرض. فالمتحولات في هذه الحالة هي عمق الطبقات متباينة الكثافة ورمية الفالق وتباين الكثافة، وتغير بعض هذه المتحولات أو كلها إلى أن يصبح الفرق بين الجاذبية المقيسة والجاذبية المحسوبة أصغرياً، ومن ثم عد التركيب تحت السطحي ووضع الفالق هو السائد.

تحسب الجاذبية بهذه الطريقة إما بطريقة تحليلية وإما بطريقة تخطيطية، وفيما يأتي شرح للطريقتين.

5-5-2-1- الطريقة التحليلية:

تعتمد الطريقة التحليلية على تقريب الأجسام الجيولوجية المسببة لشواذ الجاذبية إلى أجسام منتظمة الشكل، بحيث يمكن حساب تاثيرها الجاذبي بحسب المعادلات التي رأيناها في الفصل الثاني. يمكن استخدام معادلة جسم هندسي وحيد أو معادلات لأجسام هندسية متعددة بحيث يتشكل جسم مركب.

1- حالة الأجسام البسيطة:

ومثالاً لذلك يمكن عد قبة ملحية وكأنها كرة أو أسطوانة شاقولية ذات أبعاد محددة، وبمقارنة التأثير الجاذبي المحسوب بالتأثير المقيس يُختار أفضل توافق بينهما بتغيير المتحولات التي يعد العمق إلى السطح العلوي z أحدها. إذا أخذت مثالاً- جاذبية الأسطوانة الأفقية الواردة في المعادلة (2-13) الآتية:

$$g_z = 2\pi G R^2 \rho \frac{1}{z(1+\frac{x^2}{z^2})} \text{ mGal} \qquad (5\text{-}57)$$

تكون g_z أعظمية أي $g_{z,max}$ فوق المركز السطحي للجسم أي عندما x=0، ويعرف التعبير نصف عرض الشواذ $x_{½}$ half-width anomaly بأنه المسافة الفاصلة بين المحور y ومنحنى الشواذ عندما $g_z=½\ g_{z,max}$ (الشكل 5-37)، وبالتبديل في المعادلة السابقة نجد:

$$g_{z,max} = 12.77\rho.\frac{R^2}{z} \qquad (5\text{-}58)$$

وبقسمة المعادلة (5-58) على المعادلة (5-57) بعد تبديل x في المعادلة (5-57) بقيمتها $x_{½}$، نجد ما يأتي:

$$\frac{g_{z,max}}{g_z} = 2 = \frac{12.77\rho.\frac{R^2}{z}}{12.77\rho.\frac{R^2}{z}(1+\frac{x_{½}^2}{z^2})^{-1}} \qquad (5\text{-}59)$$

ومنه

$$2 = 1 + \left(\frac{x_{½}}{z}\right)$$

أي:

$$x_{½} = z \qquad (5\text{-}60)$$

أي إن العمق من مرتبة نصف عرض الشواذ عند قياسه عمودياً على محور الأسطوانة، ويمكن حساب نصف قطر الأسطوانة من قيمة $g_{z,max}$ و z باستخدام المعادلة (5-58) كما يأتي:

$$R = \sqrt{\frac{z.g_{z,max}}{2\pi G\rho}} \qquad (5\text{-}61)$$

حُسبَ نصف عرض الشواذ لجسم كروي كما يأتي:

$$x_{½} = \frac{z}{1.305} \qquad (5\text{-}62)$$

نظراً إلى أهمية التدرج الجاذبي gravity gradient في توضيح الغموض حول عمق الجسم الجاذبي ومواقع حوافه وميولها، يقدم فيما يأتي كيفية تقدير عمق مركز طبقة رقيقة مضروبة بفالق شاقولي من تدرج شواذ الجاذبية في نقطة التدرج الأعظمي. بالعودة إلى المعادلة (2-24) التي تعطي التأثير الجاذبي فوق شريحة رقيقة أفقية ومضروبة بفالق وسماكتها t وعمق المستوى المركزي فيها z، أي العلاقة الآتية:

$$g_z = 2G\rho t\left(\frac{\pi}{2} - \tanh^{-1}\frac{x}{z}\right) \qquad (5\text{-}62)$$

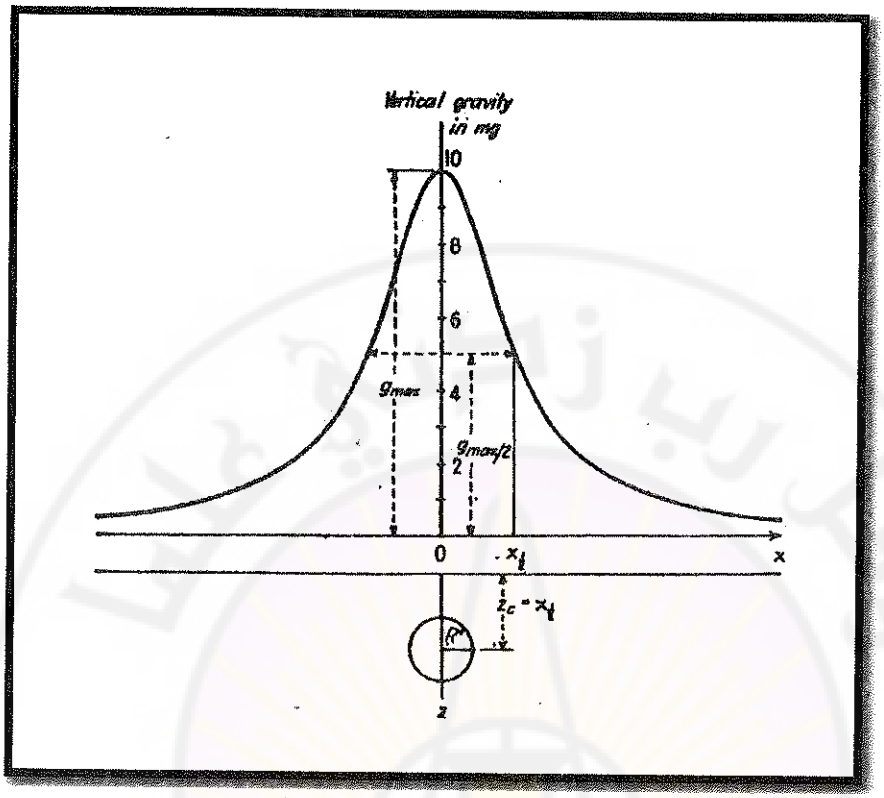
عندما تكون المسافة بآلاف الأقدام، وباعتبار التدرج هو مشتق g_z بالنسبة إلى x، نجد:

$$\frac{dg_z}{dx} = 12.77\rho.\frac{t}{\pi}.\frac{1}{z}.\frac{1}{1+(\frac{x}{z})^2} \qquad (5\text{-}63)$$

وعندما x=0 أي فوق صفحة الفالق يصبح التدرج كما يأتي:

$$\frac{dg_z}{dx} = \frac{12.77.\rho.t}{\pi.z} \qquad (5\text{-}64)$$

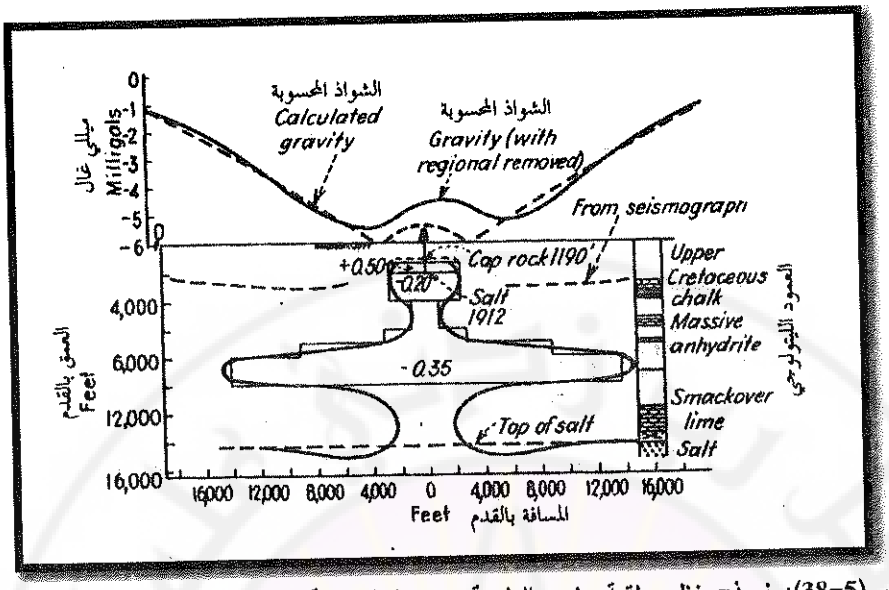
يرسم منحنى لتغير g_z مع المسافة x باتجاه معامد لخطوط تساوي الجاذبية المحددة للمنحى الفالقي ثم يرسم المماس لمنحنى الجاذبية يمر بنقطة التدرج الأعظمي ويكون ميله هو المقدار $\frac{dg_z}{dx}$.



الشكل (5-37): تحديد العمق من نصف عرض الشواذ الجاذبي لأسطوانة أفقية.

2- حالة الأجسام المركبة:

في حالة الأجسام المركبة غير منتظمة الشكل يمكن تطبيق عدد من الأجسام منتظمة الشكل ذات الأبعاد المختلفة، بحيث يُحصل على أكبر توافق بين الشواذ المحسوبة والشواذ المقيسة كما في الشكل (5-38) الذي وضعه نيتليتون (Nettleton, 1943) للحصول على أفضل توافق للشواذ المحسوبة مع الشواذ المقيسة فوق قبة مندن الملحية Minden salt-dome في ولاية لويزيانا الأمريكية. لقد استخدم نيتليتون أسطوانات بسماكات مختلفة وأقطار مختلفة لتركيب الجسم الظاهر في الشكل. وسَهُلَ التفسير بالمعرفة المسبقة من الحفر لعمق الطبقة الملحية السفلى.



الشكل (5-38): نموذج نظري لقبة مندن الملحية يبين شكل القبة ومنحنات شواذ الجاذبية المحسوبة والمقيسة.

(بحسب نيتليتون Nettleton, 1943)

5-5-2-2- الطريقة التخطيطية:

1- استخدام المُعَيرة Graticula:

المُعَيرة هي صفيحة بلاستيكية مرسوم عليها شكل مروحي ينطلق من المركز (الشكل 5-39)، تستخدم لإجراء تكامل عددي لمقاطع عرضية لأجسام ثنائية الأبعاد، مثل أسطوانة أفقية لامتناهية الطول أو موشور لامتناهي الطول معامد للصفحة، تتألف من خلايا صغيرة بأشكال ومساحات متغيرة، تغطي كل منها مساحة معروفة في المقطع العرضي للجسم، ويعرف ما تقدمه كل خلية منها للتأثير الجاذبي في نقطة القياس.

توضع المُعَيرة على مقطع عرضي للجسم (بنفس مقياس المُعَيرة) مطلوب حساب تأثيره الجاذبي في نقطة O، ويوضع مركز المُعَيرة على نقطة O. يعطى التأثير الجاذبي لكل خلية في نقطة O (الشكل 5-40) بالمعادلة الآتية:

$$g_z = 2G.\rho \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{r.d\theta.dz}{r} \qquad (5\text{-}65)$$

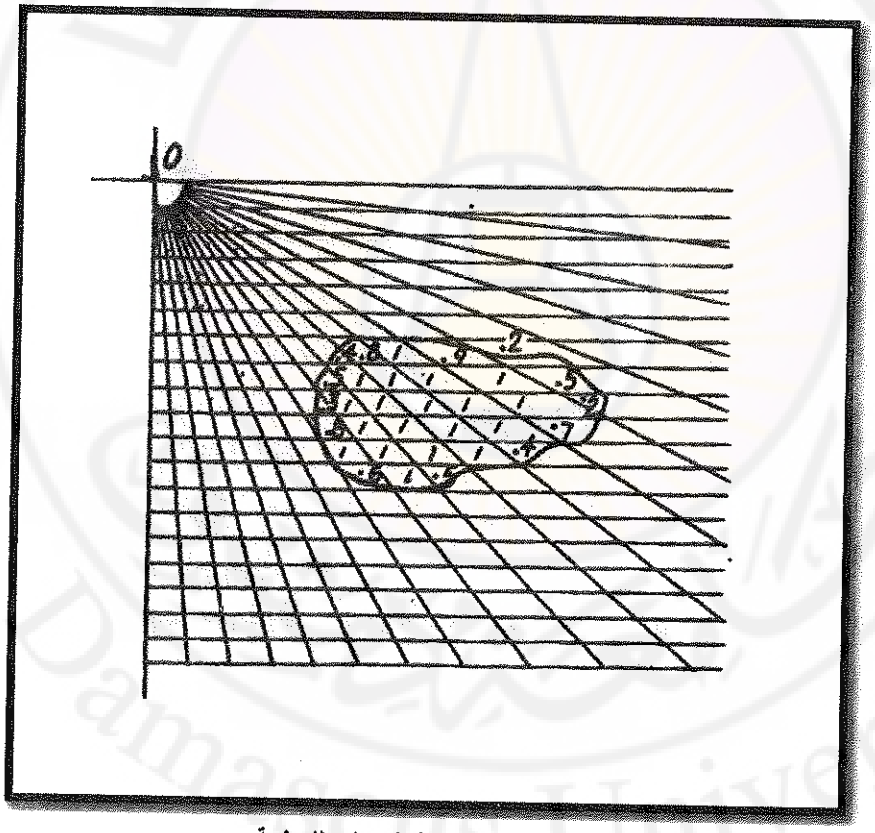
$$g_z = 2G.\rho \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_{z_1}^{z_2} d\theta.dz$$

$$g_z=2G.\rho.(\theta_2-\theta_1)(z_2-z_1) \qquad (5\text{-}66)$$

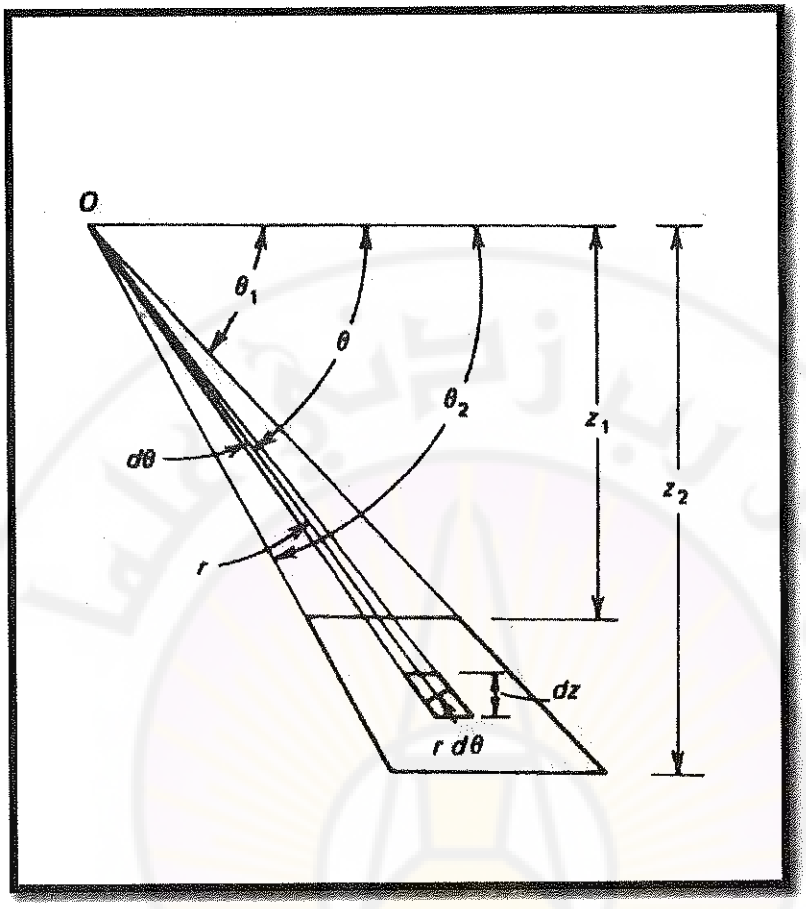
فإذا كانت المسافة الزاوية بين الخطوط الشعاعية متساوية والمسافة الشاقولية بين الخطوط الأفقية متساوية يكون التأثير الجاذبي لكل خلية واحداً في نقطة القياس. فإذا عرفت المسافة الزاوية والمسافة الشاقولية يمكن بسهولة معرفة ثابت التدريج لكل خلية، مثلاً:

إذا كانت $\theta_2-\theta_1=5.7^o$ و $z_2-z_1= 500$ ft

يصبح التأثير الجاذبي لكل خلية 0.02202 mGal، ويقدر التأثير الجاذبي لجزء الخلية بحسب مساحته ثم يضاف إلى التأثير الكلي، كما يظهر في الشكل (5–39) ضمن كل خلية.



الشكل (5–39): المُعَيرة فوق مقطع عرضي لجسم يمتد بشكل معامد للصفحة.



الشكل (5-40): حساب التأثير الجاذبي للخلية الواحدة في نقطة القياس O.

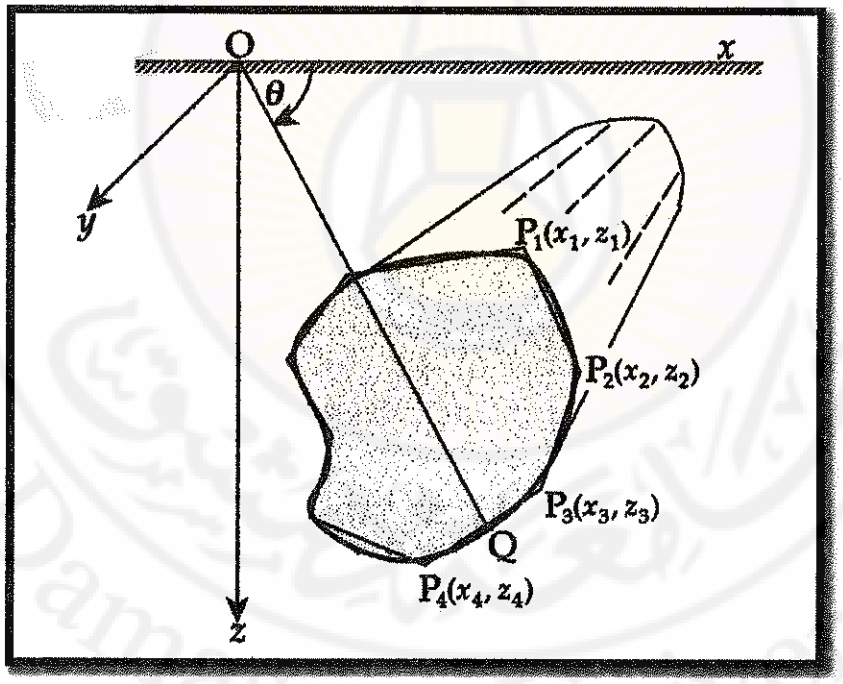
2- استخدام الحاسوب:

أ- حالة جسم ثنائي الأبعاد two-dimentional body:

يفرض الجسم الجاذبي ثنائي الأبعاد بشكل موشور لانهائي الطول يمتد باتجاه اتجاه التركيب الجيولوجي، أي باتجاه المحور y. يعامل هذا الموشور وكأن شكل مقطعه العرضي مؤلف من عدد لانهائي من القضبان أو عناصر خطية موازية لاتجاه التركيب، وكل قضيب من هذه القضبان له تأثير جاذبي في المركز O (الشكل 5-41)، وتُحسب شواذ الجاذبية في المركز O بالجمع الرياضي لتأثير العدد الكامل للقضبان، وهذا هو تكامل على سطح المقطع العرضي للجسم. يمكن وضع الشكل النهائي لشواذ الجاذبية كما يأتي:

$$\Delta g_z = 2G\Delta\rho \oint z\, d\theta \qquad (5\text{-}67)$$

حيث θ هي الزاوية بين المحور x والمستقيم الواصل بين المركز O ونهاية أي من القضبان على المقطع العرضي للموشور، نقطة Q (الشكل 5–41)، ويجرى التكامل على محيط المقطع العرضي. عند استخدام الحاسوب يُمَثل المقطع العرضي بشكل متعدد الأضلاع وتدخل إحداثيات زوايا هذا المتعدد الأضلاع. بالإضافة إلى التباين بالكثافة تتركز الاهمية على إحداثيات زوايا متعدد الأضلاع (x,y). وينتقل من زاوية إلى زاوية، وبالنتيجة يكون التأثير الجاذبي قد بحسب في المركز. يكرر الحساب لنقاط مختلفة على طول المحور x بحيث يبحسب التأثير الجاذبي على طول المسار بالاتجاه x، أي يبحسب منحنى الشواذ الجاذبي. بعد ذلك يقارن المنحنى المحسوب مع المنحنى المقيس ويبحسب الفرق بين المنحنين ويكرر الحساب إلى أن يكون الفرق أصغرياً.

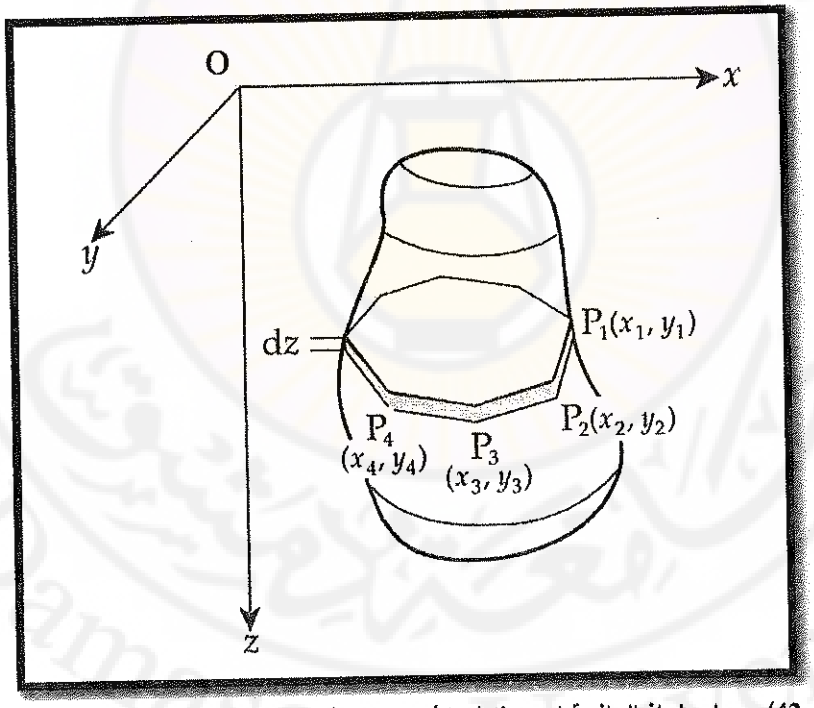


الشكل (5–41): حساب شواذ الجاذبية لجسم ثنائي الأبعاد بوساطة الحاسوب.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

ب- حالة جسم ثلاثي الأبعاد Three-dimentional body:

تُحسَب شواذ جاذبية جسم ثلاثي الأبعاد بطريقة مماثلة لطريقة الجسم ثنائي الأبعاد. بفرض أن الجسم الجاذبي مماثل للجسم في الشكل (5-42)، فيقسم إلى شرائح رقيقة أفقية كل منها بسماكة dz، وتحدد حدود كل شريحة بشكل متعدد الأضلاع كما في الشكل (5-42). وتحدد إحداثيات زوايا المضلع $P_n(x_n,y_n)$ حيث n متغيرة بحسب شكل الشريحة. بحسب التأثير الجاذبي لكل شريحة على نقطة المركز O باستخدام إحداثيات الزوايا (x,y) وسماكة الشريحة dz والتباين الكثافي المفروض $\Delta\rho$. ثم يكرر الحساب لكل شريحة من أسفل الجسم إلى أعلاه وتجمع تأثيرات هذه الشرائح لحساب التأثير الجاذبي الكلي للجسم في نقطة المركز. ثم يكرر الحساب لنقاط مختلفة على طول المحور x بحيث يحسب التأثير الجاذبي على طول المسار بالاتجاه x، أي يحسب منحنى الشواذ الجاذبي. بعد ذلك يقارن المنحنى المحسوب بالمنحنى المقيس ويحسب الفرق بين المنحنين ويكرر الحساب إلى أن يكون الفرق أصغرياً.



الشكل (5-42): حساب شواذ الجاذبية لجسم ثلاثي الأبعاد بوساطة الحاسوب.

(بحسب لوري Lowrie, 2007)

5-6- أمثلة للمسح الجاذبي:

يُعرض في هذا الجزء من الفصل بعض الأمثلة للمسح الجاذبي، حيث تتوفر المعلومات عن العلاقة بين المعطيات الجاذبية وجيولوجية المنطقة. تشمل الأمثلة الاستكشاف الفلزي والنفطي والفوالق.

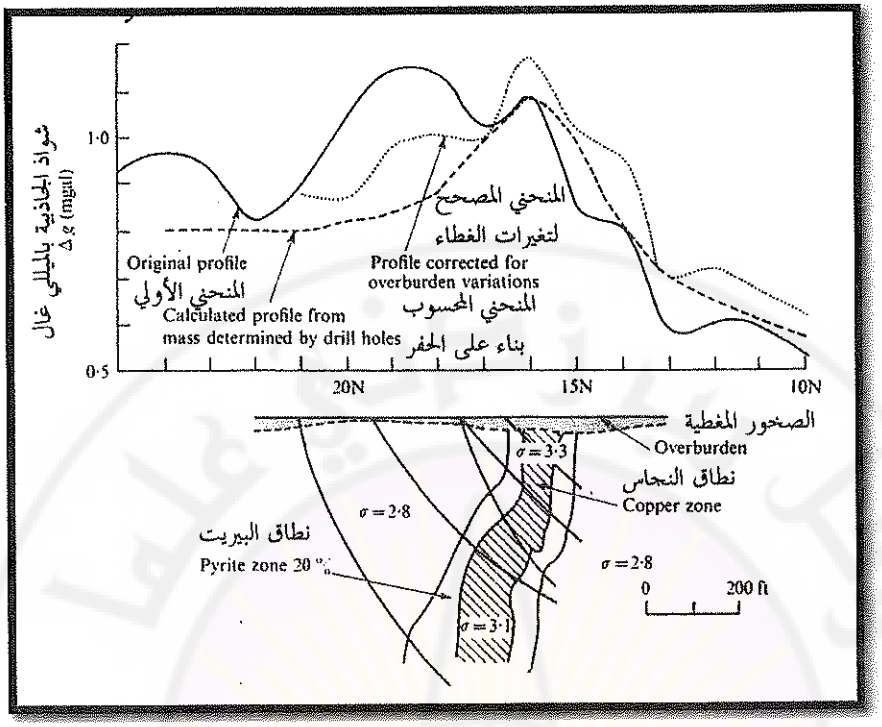
5-6-1- الاستكشاف الجاذبي للخامات الفلزية:

5-6-1-1- توضعات النحاس Copper Deposits في كيوبيك بكندا:

يظهر المنحنى المرسوم (الشكل 5-43) التأثير الملحوظ لسماكة الصخور المغطية على الجاذبية فوق توضع نحاس لوفيكورت في كيوبيك بكندا. اكتشف التوضع في أثناء الحفر الذي جرى في منطقة شواذ اكتشفت بطريقة تورام الكهرطيسية Turam method.

أشار المنحنى الأولي إلى شواذ منخفضة مقدارها 0.15 mGal فوق الجسم الناقل وإلى شواذ عريضة وعالية على بعد 250 قدماً إلى الشمال. لم يثر هذا الانتباه في البداية إلى أن تبين بأن سماكة الرسوبيات تزداد فجأة فوق نطاق الكباريت. لذلك استخدم تباين كثافي مقداره 0.8 g/cm^3 بين الصخور المضيفة والصخور المغطية، وهذا أدى إلى إختفاء الشواذ العالية في الشمال وتعززت الشواذ الصغيرة إلى 0.3 mgl. وحسب منحنى ثالث بناء على قياس الكثافة في لباب العينات الصخرية التي أخذت في أثناء الحفر.

يظهر هذا المثال أهمية قياس سماكة الصخور المغطية عند دراسة الجاذبية في الاستكشاف الفلزي صغير المقياس، وخاصة في مسح توضعات المعادن الأساسية في العروق الفلزية التي تتجاوب مع الدراسات الكهرطيسية.

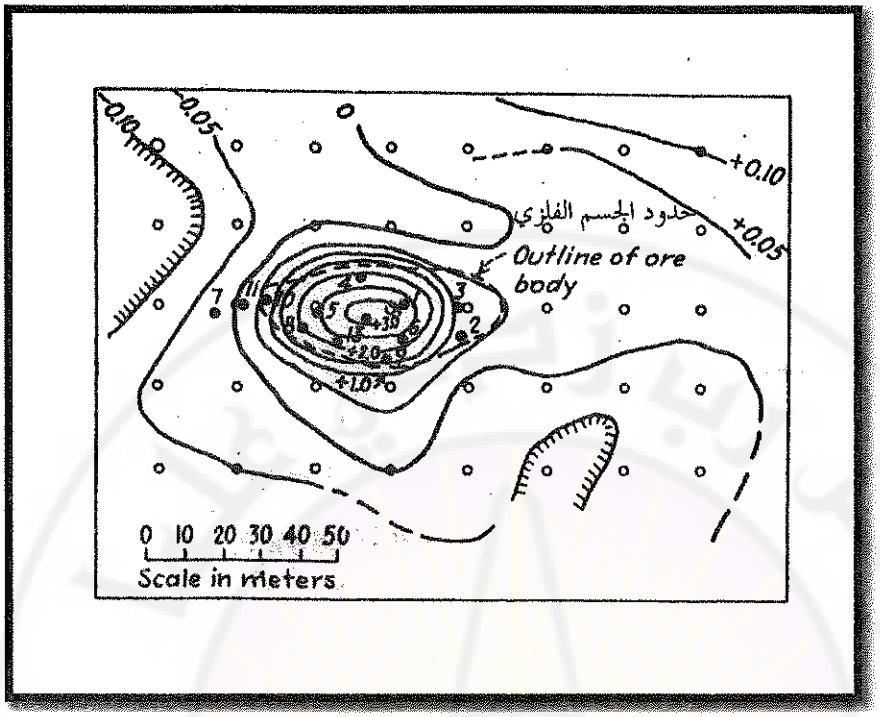


الشكل (5-43): منحنيات الجاذبية فوق توضع نحاس لوفيكوت في كيوبيك بكندا.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

5-6-1-2- توضعات الكروميت Chromite deposits في كوبا:

نفذت شركة نفط الخليج Gulf Oil Company (Hammer, et al., 1945) الأمريكية في أثناء الحرب العالمية الثانية مسحاً جاذبياً لتحديد موقع خام الكروميت، الذي كثافته ρ=3.99 g/cm^3، في مقاطعة كاماغوي Camaguey في كوبا. أخذت المسافة الشبكية 20 متراً وتم القياس بحذر شديد بحيث قُدر الخطأ في أي قياس بحدود 0.016 ميللي غال. يعطي الشكل (5-44) شواذ الجاذبية فوق المكمن، أُخذ التباعد بين خطوط تساوي الجاذبية 0.05 ميللي غال. تشير الدوائر الصغيرة إلى مواقع محطات المسح، في حين تشير النقاط السوداء إلى مواقع الآبار المحفورة.

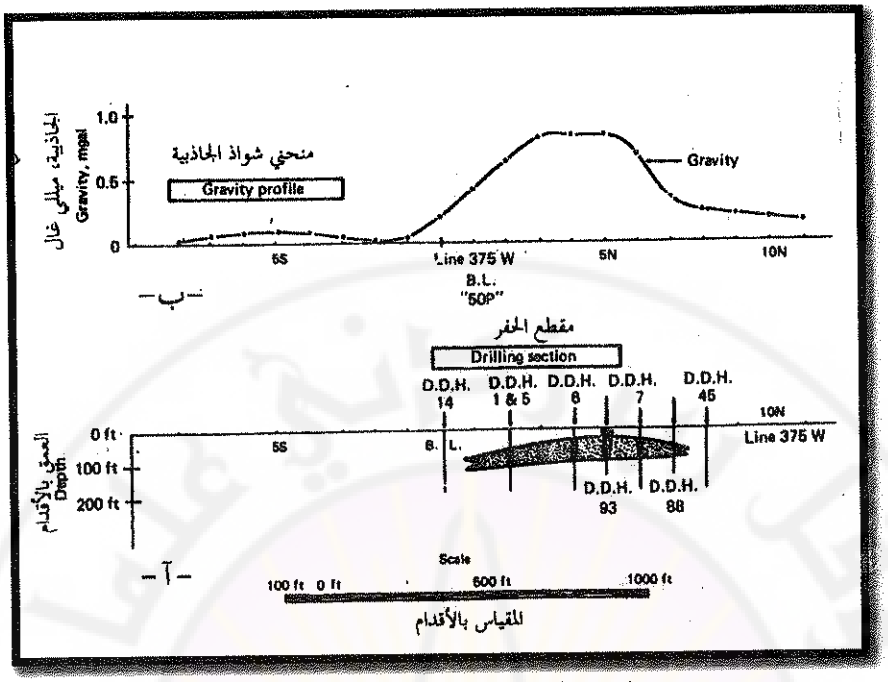


الشكل (5-44): شواذ الجاذبية فوق مكمن كروميت كاماغوي في كوبا.

(بحسب هامر Hammer, et al., 1945)

5-6-1-3- توضعات الرصاص والتوتياء Lead and Zinc deposits في بيريميد بكندا:

نُفذَ عدد من المسوح الجيوفيزيائية في منطقة بيريميد Pyramid الواقعة في شمال-غرب كندا، فأظهر المسح بطريقة الاستقطاب التحريضي وجود جسم معدني في موقع باين-بوينت. نفذ سيجل وآخرون (Seigel et al, 1968) مسحاً جاذبياً (الشكل 5-45) للحصول على معلومات مفصلة لبنية هذا الجسم الحاوي على الرصاص والتوتياء. كان التباين الكثافي كبيراً لأن الكثافة الوسطية للجسم كانت $3.95\ g/cm^3$ وموجود في وسط من الصخور الكلسية والدولوميتية التي كثافتها الوسطية $2.65\ g/cm^3$، وهذا أدى إلى وضع صورة جاذبية مميزة تماماً لحدود الجسم الخام، وقُدرَ عمق السطح العلوي للجسم بـ 30 قدماً وسماكته العظمى 80 قدماً. تم حفر عدد كبير من الآبار في المنطقة بحيث كانت الصورة واضحة تماماً.



الشكل (5-45): يعطي: آ- مقطعاً عرضياً لمكمن خامات الرصاص-التوتياء في منطقة بيريميد (باين بوينت) في كندا وتظهر عليه الآبار التي حفرت في المنطقة،

ب- منحنى شواذ الجاذبية فوق المكن.

(بحسب زيغل وآخرين Seigel et al. 1968)

5-6-2- الاستكشاف الجاذبي للهيدروكربون:

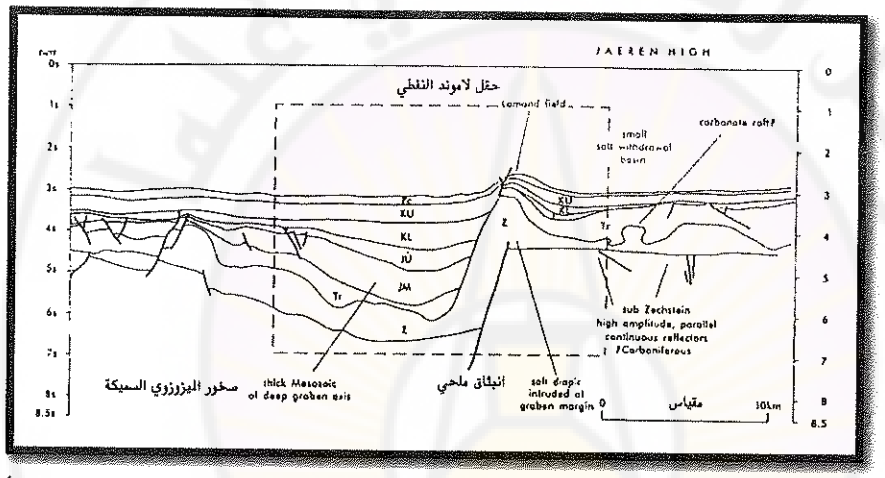
استخدم المسح المغنطيسي والجاذبي في استكشاف الهيدروكربون كثيراً بعد الحرب العالمية الثانية، لتحديد امتداد الأحواض الرسوبية وسماكتها في مناطق غير مدروسة سابقاً، وذلك بتعيين العمق إلى الركيزة البلورية. وفيما يأتي عدد من الدراسات التاريخية التي هدفت بشكل رئيس إلى الوصول إلى الهيدروكربون.

5-6-2-1- حوض بحر الشمال المركزي Central North Sea:

درس بلات وولتر (Platt and Walter, 1995) مقطعين في بحر الشمال، لتأكيد الفائدة الكبيرة التي تجنى من تقاطع الدراسات الجيوفيزيائية لمنطقة ما، ولاسيما في المناطق المعقدة، حيث تعجز طريقة واحدة عن تقديم نتيجة مؤكدة. لذا يورد المثال الذي أورده المؤلفان

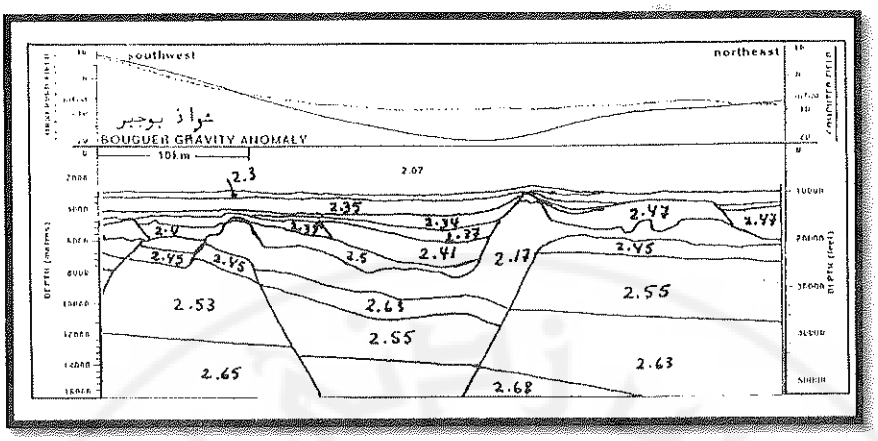
عن الغور الأوسط الشرقي (Eastern Central Graben) من حوض بحر الشمال المركزي، يظهر الشكل (5-46) التفسير السيزمي لمقطع الغور، حيث أمكن التتبع بدقة للسطوح العاكسة لرسوبيات العصر الرباعي والثلاثي حتى الترياسي الأعلى، ووجدت صعوبة في تمييز المستوى الملحي العلوي، نظراً إلى التباين السرعي بين ملح البرمي والغضار الصفحي الترياسي صغير.

استخدمت قيم الكثافة المبينة في الشكل (5-47) لحساب شواذ بوجير، فظهر اختلاف بين القيم المحسوبة والقيم المقيسة لشواذ الجاذبية، كما يظهر في المنحنيين الظاهرين في القسم العلوي من الشكل (5-47).



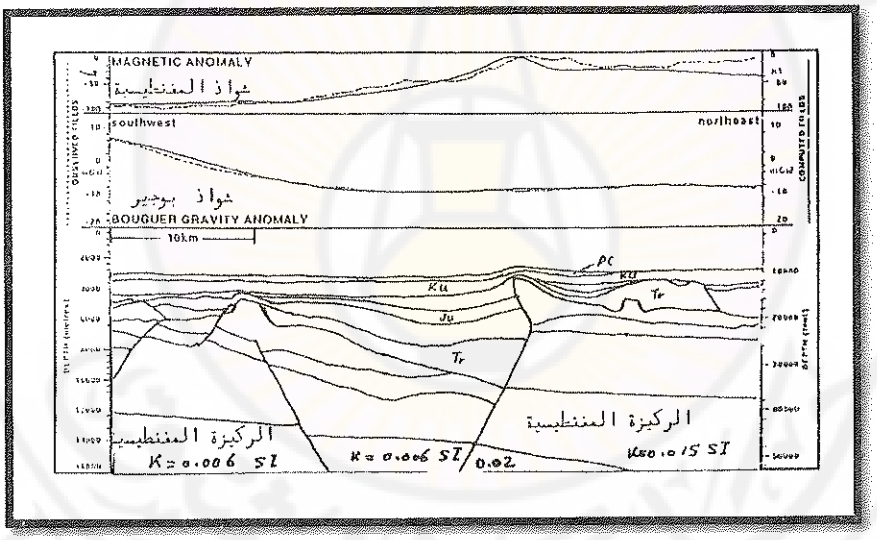
الشكل (5-46): مقطع عبر الغور الأوسط الشرقي مستنتج من الدراسة السيزمية، وتشير الرموز إلى الأعمار الجيولوجية للطبقات الرسوبية.

(بحسب بلات وولتر Platt & Walter, 1995)



الشكل (5–47): مقطع عبر الغور الأوسط الشرقي معدل عن الدراسة السيزمية، وتشير الأرقام إلى قيم كثافة الصخور المستخدمة لحساب شواذ بوجير.

(بحسب بلات وولتر Platt & Walter, 1995)



الشكل (5–48): مقطع عبر الغور الأوسط الشرقي معدل عن الدراسة السيزمية. يلحظ التطابق بين المنحنيات المحسوبة للمغنطيسية والجاذبية.

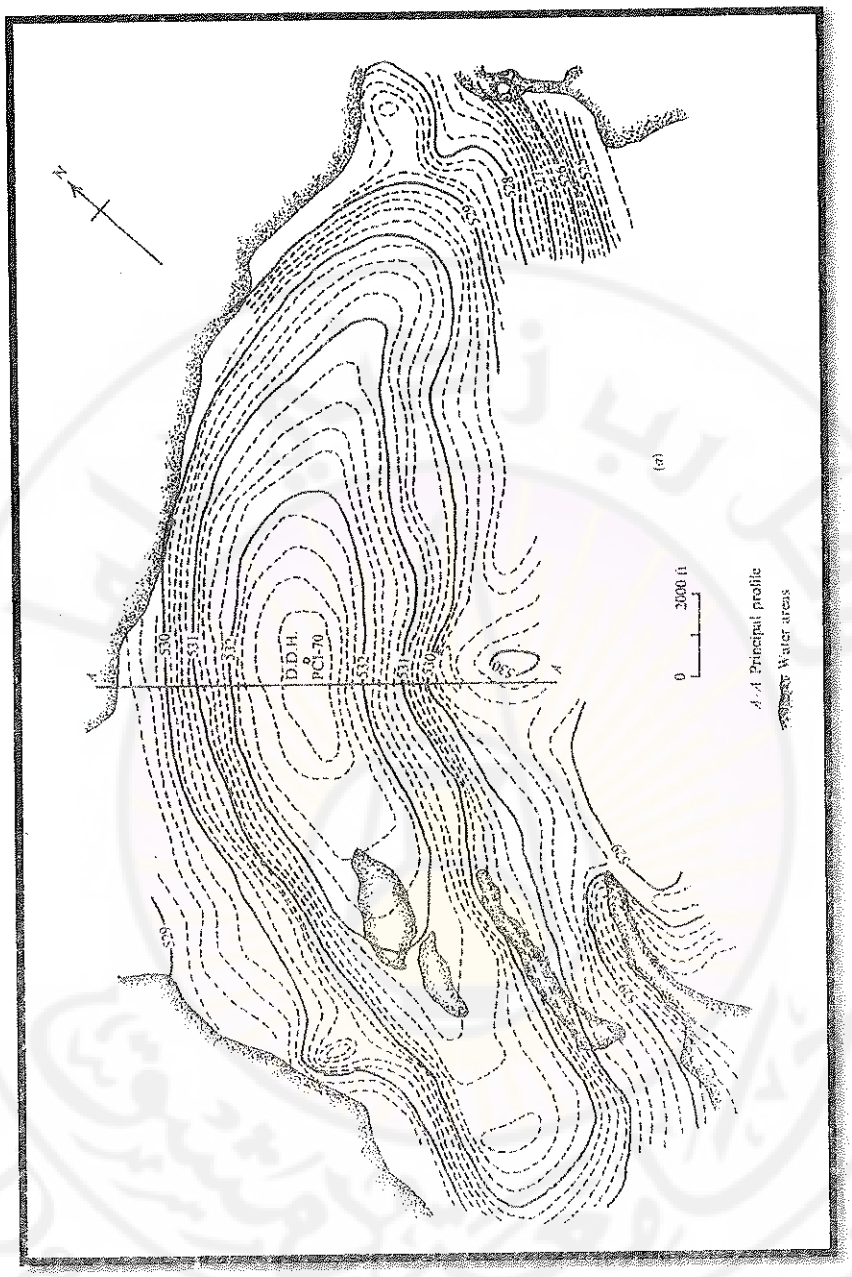
(بحسب بلات و ولتر Platt & Walter, 1995)

عُدلَ المقطع واستخدمت قيم المتأثرية المغنطيسية الظاهرة في الشكل (5-48)، لحساب شواذ المغنطيسية والجاذبية، فتوصل إلى أفضل تطابق بين المنحنيات الظاهرة في القسم العلوي من الشكل (5-48). لذا تُوصل إلى الاعتقاد بأن المقطع الحقيقي تحت الغور هو الظاهر في القسم السفلي من الشكل.

5-6-2-2- منطقة بورتلاند كريك بوند بشمال نيوفوندلاند:

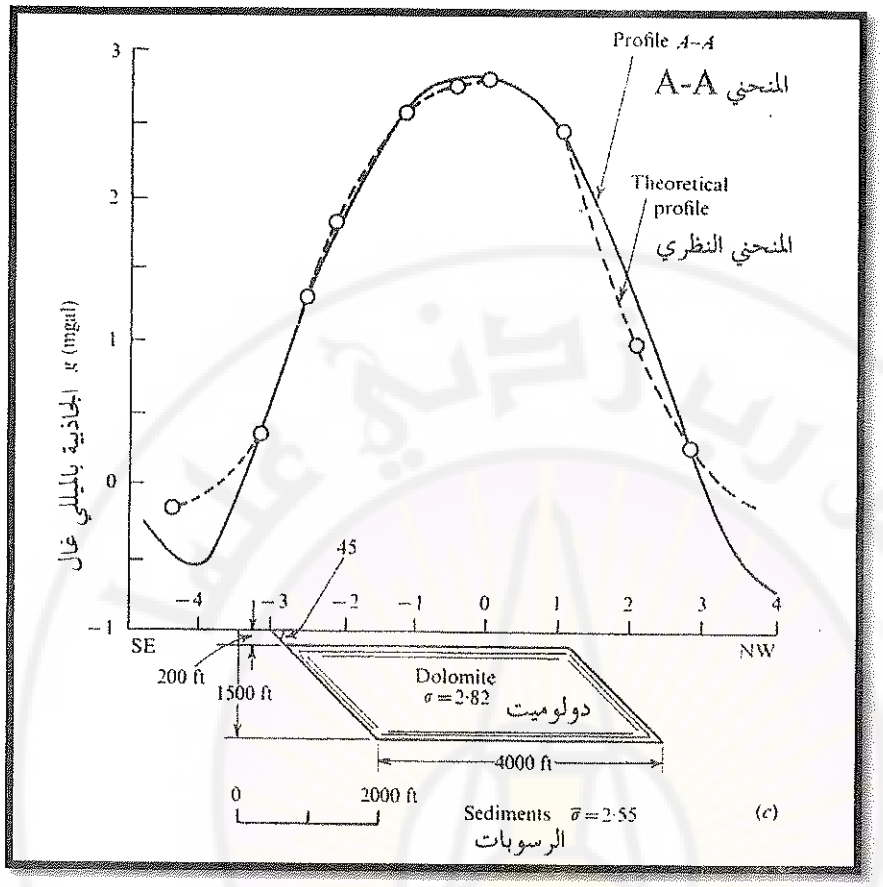
يعطي الشكل (5-49) خريطة شواذ بوجير في منطقة بورتلاند كريك بوند في نيوفوندلاند، الذي حُصلَ عليه بالمسح الجاذبي في أثناء تنفيذ برنامج تنقيب عن النفط والغاز في منطقة من الصخور الرسوبية التي تتجاوز سماكتها 5000 قدم. طبوغرافية المنطقة مسطحة وبذلك لم يطبق تصحيح الطبوغرافيا على الشواذ، ومن الواضح أن الشواذ الموجبة العالية غير ناتجة عن صخور الركيزة لأن تدرجها حاد جداً.

جرى الحفر اللبابي لعمق 1500 قدم في مركز الشواذ (الموقع D.D.H.) لقياس كثافة الصخور (الشكل 5-49). يؤدي وجود الدولوميت من السطح إلى عمق 900 قدم وتداخله مع الغضار الصفحي الغامق من 900 إلى 1500 قدم إلى توليد الشواذ الموجبة. كانت الكثافة المتوسطة للدولوميت 2.82 غ/سم^3، فإذا كانت كثافة الصخور المحيطة 2.55 غ/سم^3، فينتج ذلك منحنياً جاذبياً يماثل المنحنى الجاذبي المقيس على المسار A-A إذا فُرض أن شكل الدولوميت موشور مائل كما في الشكل (5-50).



الشكل (5-49): خريطة شواذ بوجير في منطقة بورتلاند كريك بوند في نيوفوندلاند، تباعد خطوط الشدة 0.2 ميللي غال.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)



الشكل (5-50): مقارنة المنحنى المقيس مع المنحنى النظري في منطقة بورتلاند كريك بوند في نيوفوندلاند.
(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

5-6-2-3- قبة هامبل الملحية الضحلة في تكساس بأمريكا:

أعطت دراسة جاذبية لقبة هامبل الملحية في تكساس الأمريكية (Nettleton, 1962) خريطة شواذ بوجير (الشكل 5-51) بعد إزالة الشواذ الإقليمية، ثم رسم مقطع وفق المسار AA (المنحنى العلوي من الشكل5-52)، ثم فرض بأن الجسم المسبب للشواذ هو جسم كروي ونصف عرض الشواذ $x_{1/2}$، وطبقت المعادلة (5-63) التي تربط بين نصف عرض الشواذ وعمق الجسم كما يأتي:

$$x_{1/2} = \frac{z}{1.305} \qquad (5\text{-}63)$$

ومنه $$z = 1.305.x_{1/2} = 0.652.(2x_{1/2})$$

لما كان ضعف نصف عرض الشواذ يساوي 25000 قدم (الشكل 5-52)، فيكون عمق مركز الكرة كما يأتي:

$$z=25000*0.0652=16300 \text{ ft}$$

و g_0=13.9 mGals وتباين الكثافة ρ=0.3 gr/cm^3، فطبقت معادلة الكرة فوق مركزها، كما يأتي:

$$g_0 = 8.52.\rho\frac{R^3}{Z^2}$$

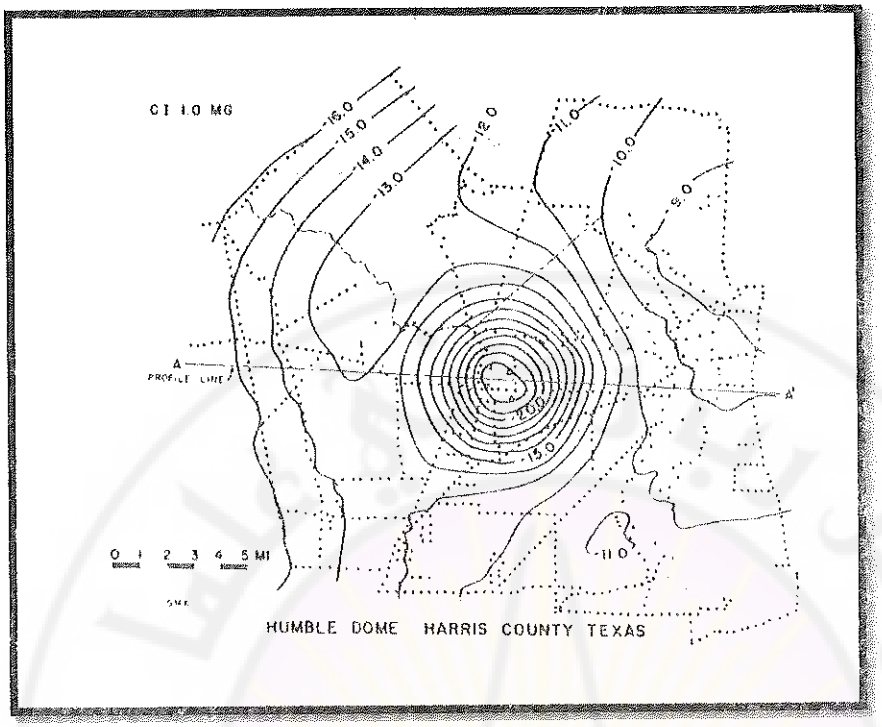
ومنه

$$R^3 = \frac{g_0.Z^2}{8.52\rho} = \frac{13.9*(16.3)^2}{8.52*0.3} = 1446000$$

ومنه يكون نصف قطر القبة:

$$R=11300 \text{ ft}$$

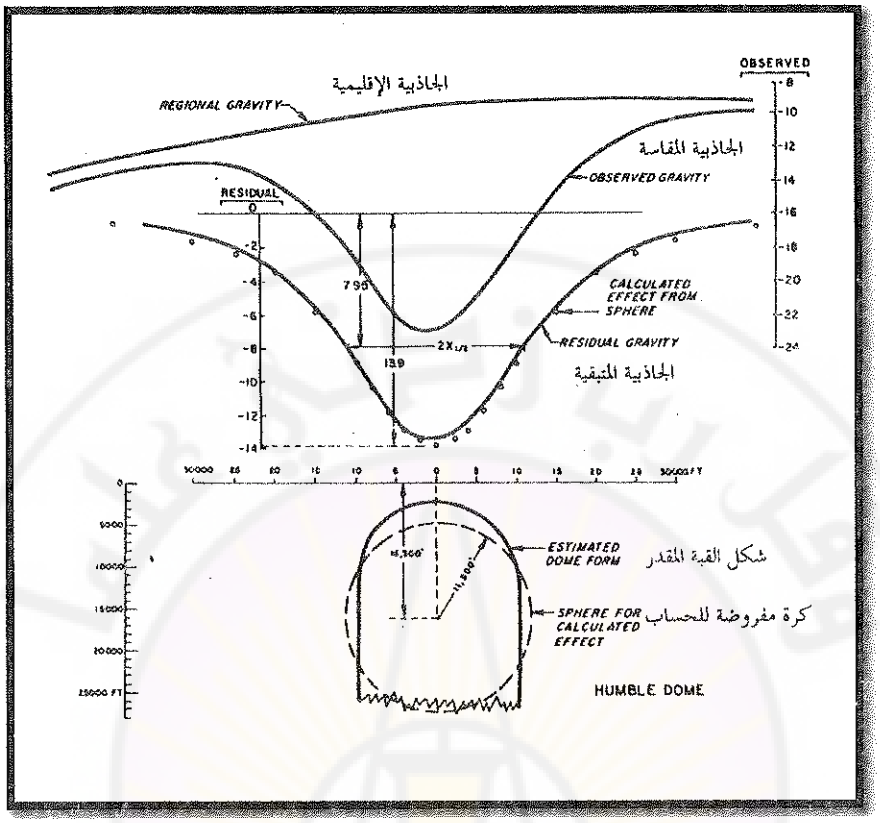
طُبقت معادلة الكرة وفق القيم السابقة على قيم مختلفة لـ x للحصول على منحنى الجاذبية المحسوبة كما في الشكل (5-52). يلحظ التطابق الجيد بين المنحنى المحسوب ومنحنى الشواذ المتبقية. وبهذا يُحصَل على موقع القبة وعمقها التقريبي ونصف قطرها بشكل جيد.



الشكل (5-51): خريطة شواذ بوجير فوق قبة هامبل الملحية. تشير النقاط إلى مواقع محطات القياس.

(بحسب نيتلتون Nettleton, 1962)

Damascus University



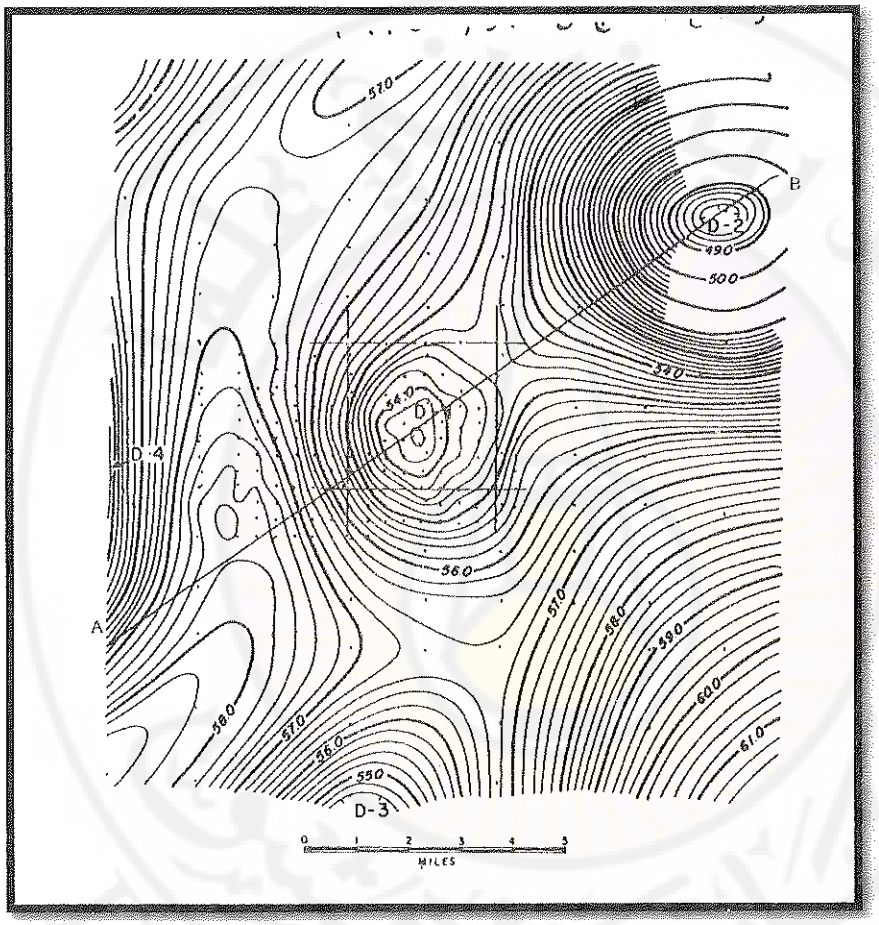
الشكل (5-52): منحنيات شواذ الجاذبية فوق قبة هامبل الملحية على طول المسار AA، وشكل القبة المقدر بناء على الملاحظات الحقلية.

(بحسب نيتليتون Nettleton, 1962)

5-6-2-4- قبب لويزيانا الملحية متوسطة العمق بأمريكا:

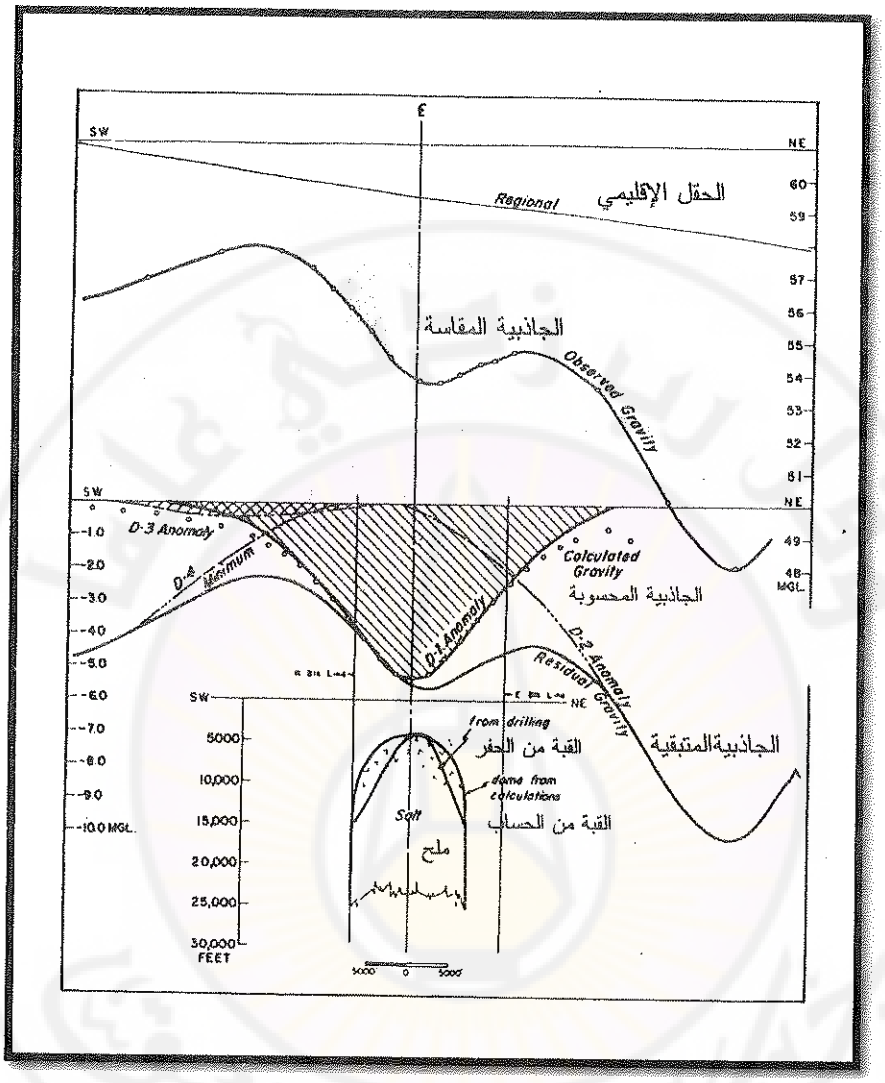
هذه القبة الملحية مأخوذة من دراسة لمسح تحت بحري في منطقة القبب الملحية مقابل ساحل ولاية لويزيانا، فيعطي الشكل (5-53) خريطة شواذ بوجير فوق القبة والمنطقة المحيطة بها، حيث تظهر منطقة شواذ سالبة مغلقة D1 ويحيط بها عدد من مناطق الشواذ السالبة الآتية من قبب ملحية أخرى D2 و D3 و D4.

اختيرت معادلة جسم دائري للتخلص من تأثير التداخلات المجاورة. يعطي الشكل (5-53) التأثيرات المختلفة وطريقة التخلص منها على طول المسار AB للحصول على الشواذ المتبقية، في حين يعطي الشكل (5-55) الشواذ المتبقية الكلية فوق القبة.



الشكل (5-53): خريطة شواذ بوجير فوق قبة ملحية على ساحل ولاية لويزيانا الأمريكية. تشير النقاط إلى مواقع محطات قياس الجاذبية.

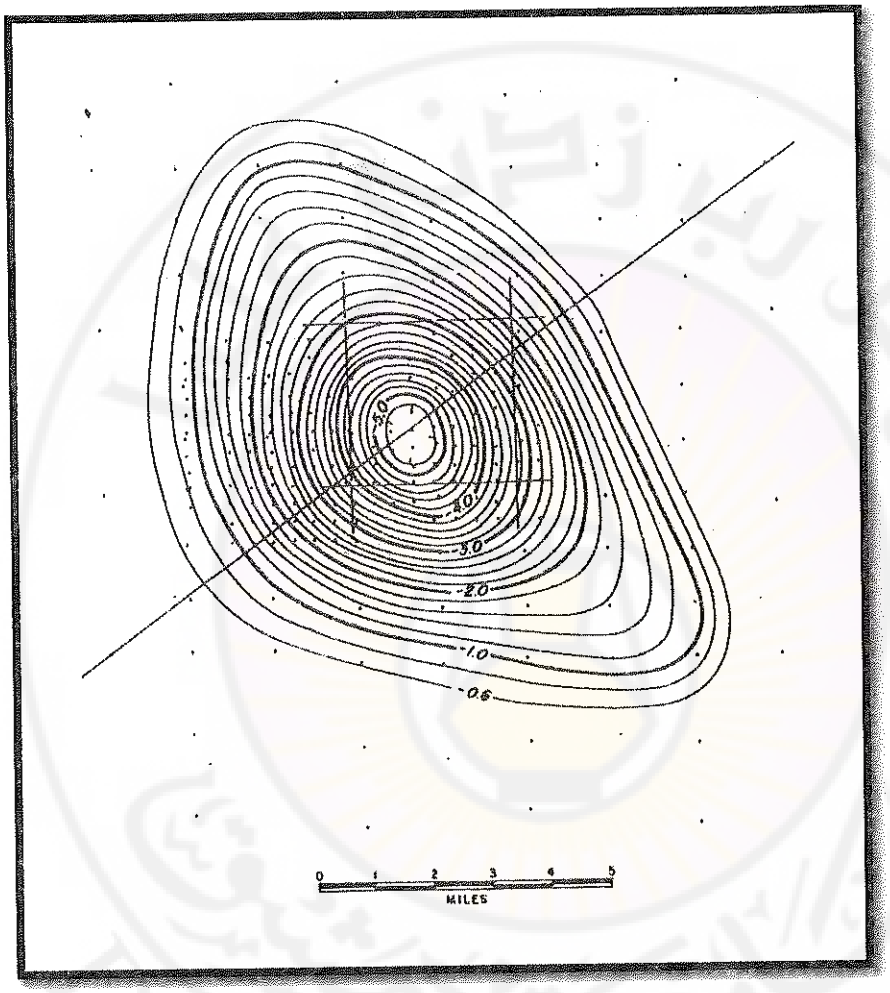
(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)



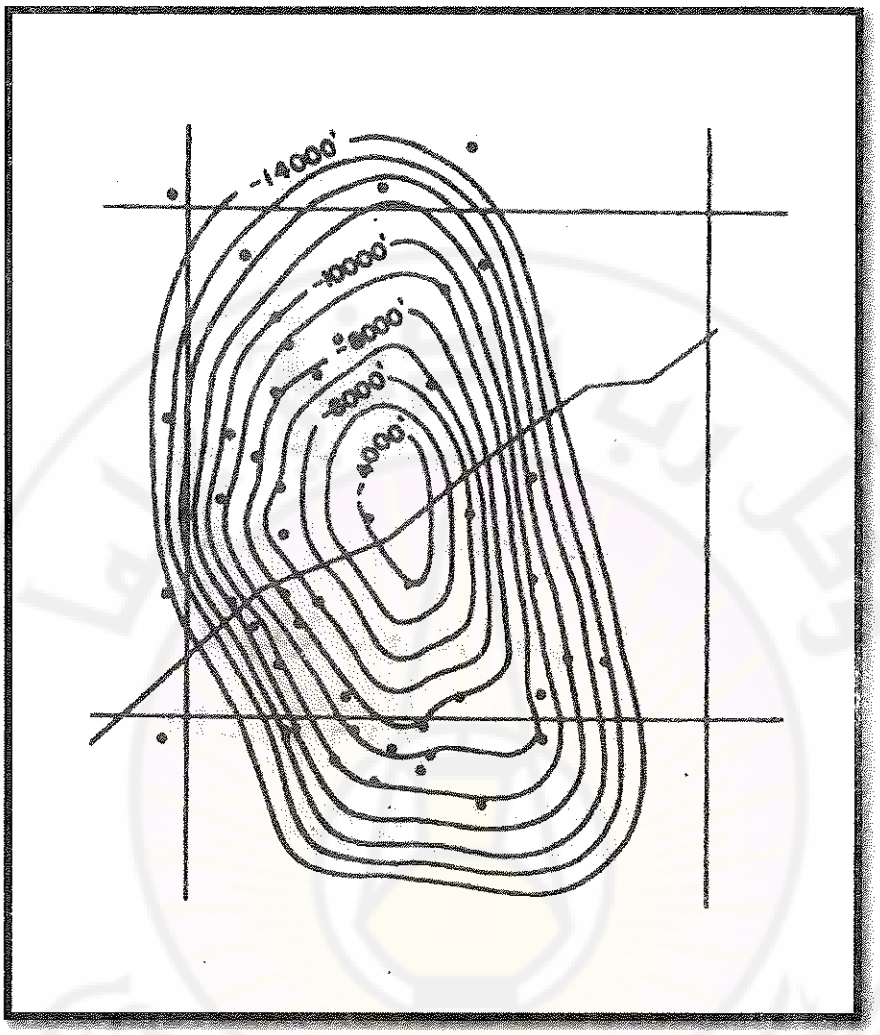
الشكل (5-54): منحنيات شواذ الجاذبية فوق قبة لويزيانا الملحية على طول المسار AB وشكل القبة المحسوب والمقدر بناء على الحفر.

(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)

قُسم نموذج القبة إلى أقراص دائرية سميكة تزداد كثافتها طرداً مع العمق، وقد أمكن حساب التأثير الجاذبي المعطى بشكل دوائر صغيرة على شكل (5-54). يلحظ التقارب بين الشواذ المقيسة والشواذ المحسوبة. حفر العديد العديد من آبار البترول بعد المسح بسنوات، وأمكن وضع الخريطة البنيوية التي تعطي عمق السطح العلوي للقبة (الشكل 5-56).



الشكل (5-55): خطوط تساوي شواذ الجاذبية فوق قبة لويزيانا المركزية المعزولة عن الشواذ المجاورة.
(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)

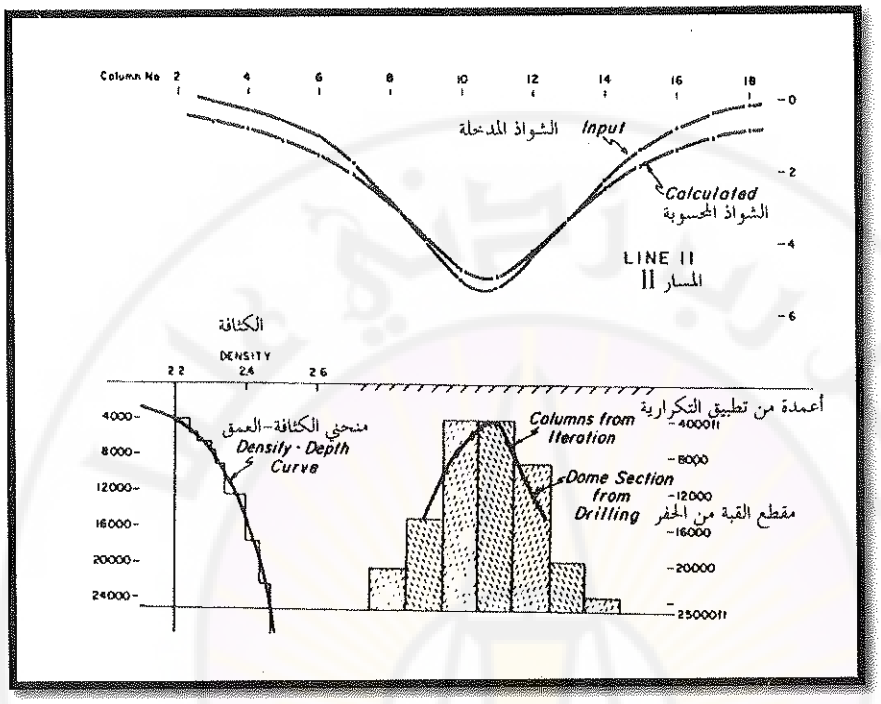


الشكل (5-56): خطوط تساوي عمق السطح العلوي لقبة لويزيانا المركزية بناء عل حفر آبار النفط. تشير النقاط إلى مواقع آبار النفط.

(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)

يظهر في شكل (5-57) المقارنة بين المقطع العرضي المفروض للقبة والمقطع الذي وضع بناء على نتائج آبار النفط، ويظهر التوافق الجيد بينهما بالرغم من أن حساب الجاذبية المحسوبة قد جرى بناء على نموذج نظري، كما يظهر التوافق أيضاً بين منحنات الجاذبية

المحسوبة والمقيسة على طول مسار يتجه شمال–جنوب، وبين المقطع العرضي المحسوب للقبة والمقطع المستنتج من الآبار (الشكل 5–57).



الشكل (5–57): منحنيات شواذ الجاذبية فوق قبة لويزيانا المركزية ومقطع عرضي لشكل القبة المحسوب والمقدر من آبار البترول.

(بحسب نيتليتون Nettleton, 1976)

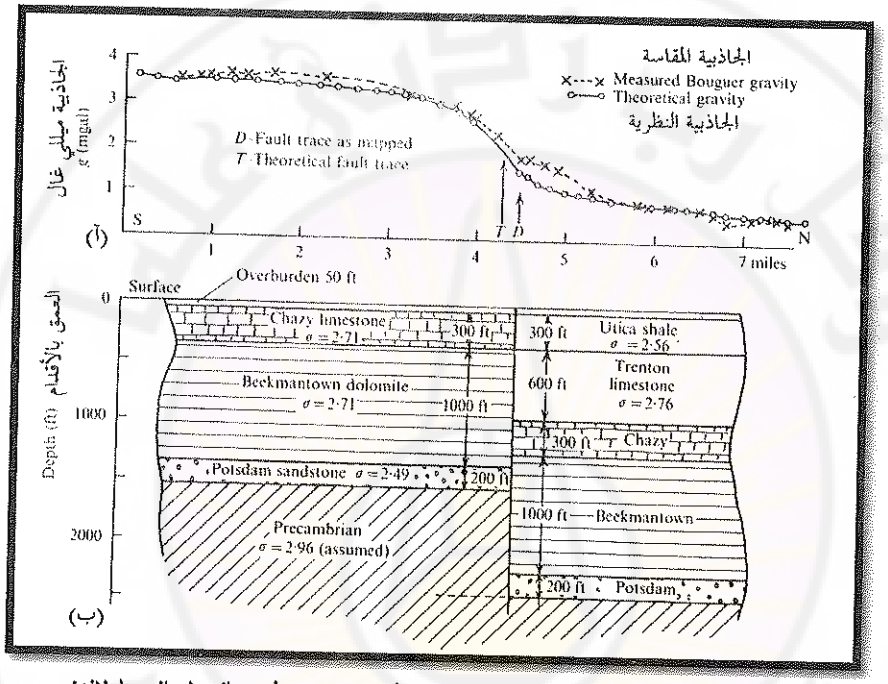
5–6–3– الاستكشاف الجاذبي للفوالق:

5–6–3–1– فالق ديلسون في سانت لورانس لولاندز:

يعطي الشكل(5–58) منحنيات الجاذبية والمقطع الجيولوجي حول فالق ديلسون في سانت لورانس لولاندز باتجاه جنوب–شمال. يماثل المنحنى التأثير الجاذبي لصفيحة أفقية. يبدو أن التأثير الجاذبي المحسوب يأتي من تراكيب تشيزي وبوتيكا Chazy and Utica formations القريبة من السطح ومن انزياح طبقة بوتسدام Potsdam layer العميقة. ينتج التشكيلان المذكوران منحنى جاذبياً مألوف الشكل مع تغير كلي مقداره 0.57 ميللي غال، أي

إن الشواذ الكلية صغيرة جداً، في حين تنتج طبقة بوتسدام تغيراً مقداره، 0.1- ميللي غال، بسبب قربها من السطح في الجهة الجنوبية من الفالق.

بفرض كثافة صخور البريكامبري 2.96 غرام/ سم^3 ووجود درجة ارتفاعها 900 قدم من الجهة الجنوبية للفالق يُحصل على شواذ جاذبية مقدارها 2.1 ميللي غال. يظهر المنحنى النظري في الشكل (5-58) ويمثل أثراً لفالق يقع على بعد 1000 قدم إلى الجنوب من أثر الفالق المخطط.



الشكل(5-58): منحنيات الجاذبية والمقطع الجيولوجي حول فالق ديلسون في سانت لورانس لولاندز.

(بحسب تلفورد وآخرين Telford et al., 2004)

Damascus University

وقل رب زدني علما
Damascus University

References المراجع

1. Abdelrahman, M E. M. et al. (1985). On the least-squares anomaly determination. Geophysics, Vol. 50, No. 3, p.437.
2. Abou-Deeb, J. (2013). Magnetic Methods. Text Book, Damascus University Press, Geophysics Division, Third year Student (In Arabic).
3. Airy, G. B. (1855). Phil. Trans. R. Soc. Land., Vol. 145, pp. 101-104.
4. Arzi, A. A. (1975). Microgravity for engineering applications. Geophys. Prosp. V0l. 23, pp. 408-425.
5. Bhattacharyya, B. K. (1978). Competer modeling in gravity and magnetc interpretation. Geophysics, Vol. 43, pp. 912- 929.
6. Bouman, J., R. Floberghagen and R. Rummel (2013). More than 50 years of progress in satellite gravimetry. EOS. Vol. 94, No.31, pp. 269-276
7. Bowie, W., (1927). Isostasy. Dutton. New York. p. 69.
8. CarbonNet (2016). http://earthresources.vic.gov.au/earth-resources/victorias-earth-resources/carbon-storage/the-carbonnet-project/airborne-gravity-survey.
9. Constantinscu, and R. Bolesatu (1961). Contributa la interpestarea fizica anomalaor cimpurilor potential, petroleum de Geofizica.
10. Coons, R.L., G.P. Woollard and G. Hershey (1967). Structural significance and analysis of Mid-Continent gravity High. Bull. Am. Assoc. Petrol Geol., Vol. 51, pp. 2381-2399.
11. Dobrin, M. B. (1976). Introduction to Geophysical prospecting. McGrow - Hill, New York.
12. Dobrin, M. B. (1983). Introduction to Geophysical prospecting. International Student Edition. McGrow - Hill, New York.
13. Dobrin, M. B. and Savit, C. H. (1988). Introduction to Geophysical prospecting. McGrow - Hill, New York.
14. Elkins, T. A. (1951). The second vertical derivative method of gravity interpretation. Geophysics, Vol. 16, pp. 39-56.
15. El-Mosselly, H. A. (1987). Geophysical studies of North-Eastern Part of Egypt. Ph. Thesis. Science Faculty, Alexandria University, p. 260.
16. Forsberg R., A.V. Osleson and K. Keller (2000). Airborne gravity survey of the North Greenland continental shelf. Gravity, Geoid and Geodynamics Vol. 123, pp. 235-240.

17. Garland, G.D. (1965). The earth shape and gravity. Pergamon, Oxford.
18. Griffiths, L. H. and R. F. King (1976). Applied Geophysics for engineers and Geologists. Pergamon (London).
19. GSV (Geological Survey of Vectoria- Astralia) (2018). http://earthresources.vic.gov.au/earth-resources/victorian-gas-program/airborne-gravity-survey.
20. Hammer, S. L. (1939). Terrain correction for gravimeter stations. Geophysics, Vol. 4, pp. 184-194.
21. Hammer, S. L. (1947). A new calculation technique for quantitative interpretation in gravity prospecting. Geophysics, Vol. 12, p. 498.
22. Hammer, S. L. (1955). Modern methods of gravity and magnetic interpretation. Proc. 4th World Pet. Congr., sec. I/E.
23. Hammer, S. L., L. L. Nettleton and W. K. Hastings (1945). Gravimeter prospecting for Chromite in Cuba. Geophysics, Vol. 10, pp. 34-39.
24. Harrison, J. C. (1955). An interpretation of gravity anomalies in the Eastern Mediterranean. Phil. Trans. R. Soc., London, Vol. A248, pp. 283-324.
25. Heiskanen, W. A. and H. Moritz (1976). Physical Geodesy. Freeman, San Francisco
26. Henderson, R. G. and I. Zietz (1949). Computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. Geophysics, Vol. 14, pp. 517-534.
27. Henderson, R. G. and I. Zietz (1967). The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. In: Mining Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, Vol. II, pp. 606-614.
28. Kakkuri, J. (1992). Recent vertical crustal movement (Atlas map 6). In *A Continent Revealed: the European Geotraverse. Atlas of Compiled Data*, ed. R. Freeman and S. Mueller. Cambridge: Cambridge University Press.
29. Kane, M. F. and L. C. Pakiser (1961). Geophysical study of subsurface structure in Southern Owens Valley, California. Geophysics, Vol. 26, pp. 12-26.
30. Kearey, Ph., M. Brooks, and Hill, I. (2002). An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science. Third Edition.
31. LaCoste, L. J. B., 1934. A new type long period vertical seismograph. *Physics* 5, pp. 178-80.
32. LaFehr, T.R. (1980). History of geophysical exploration: gravity method. Geophysics 45, pp. 1634-1639.

33. Lowrie, W. (2007). Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press. Second Edition.
34. Milsom, J. (2004). Field Geophysics. Wiley. Third Edition.
35. Nettleton, L. L. (1942). Gravity and magnetic calculations. Geophysics, Vol. 7, pp. 293-310.
36. Nettleton, L. L. (1943). Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., Vol. 27, pp. 51-64.
37. Nettleton, L. L. (1962). Gravity and magnetics for geologists and seismologists, Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., Vol. 46, No. 10, pp. 1815-1838.
38. Nettleton, L. L. (1976). Gravity and magntics in oil prospecting. McGraw-Hill, New York.
39. Nettleton, L. L., LaCoste, L. and J. C. Harrison (1960).Tests of an airborne gravity meter, Geophysics, Vol. 25, No. 1, pp. 181-202.
40. Parasins, D. S. (1975). Mining Geophysics. Methods in Geochemistry and Geophysics, No. 3, Elsevier, Amsterdam.
41. Parasnis, D. S. (1972). Principles of Applied Geophysics. Chapman and Hall.
42. Peckett, G. R. (1970). Applications for boreholes geophysics in geophysical exploration. Geophysics, Vol. 35, pp. 81-92.
43. Peters, L. J. (1949). The direct approach to magnetic interpretation and its practical applications. Geophysics, Vol. 14, pp. 290-320.
44. Platt, N. H. and S. Walter (1995). Integrated seismic, gravity and magnetic modeling: examples from the Central North Sea. First Break, Vol. 13, No. 10, pp. 409-418.
45. Pratt, G. (2005). Applied Geophysics. Cource No. 319/829. Department of Geological Sciences and Geological Engineering, Queen's University
46. Pratt, J. H. (1855). On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond upon the Plumb-line in India. On the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as distributing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. Phil. Trans. R. Soc. Lond., Vol. 145, pp.53-55.
47. Rosenbach, O. (1953). A contribution to computation of second derivative from gravity data. Geophysics, Vol. 18, pp. 894-912.
48. Seigel, H. O., H. L. Hill and J. G. Baird (1968). Discovery case history of the Pyramid Ore Bodies, Pine Point, Northwest Territories, Canada. Geophysics, Vol. 33, pp. 645-656.

49. Shouker, F. (1992). Angewandte geophysik, Band 1: Gravimetrie und Magnetik. Authers Militzer, F. and F. Weber. Traslation to Arabic by Faris Shouker. Arabic title: طرائق الاستكشاف: الجاذبية والمغنطيسية. المنظمة العربية للتربية والثقافة والعلوم.
50. Skeels, D. C. (1947). Ambiguity in gravity interpretation, Geophysics, Vol. 12, pp. 43-56.
51. Stacey, F. D. (1969). Physics of the earth, John Wily, New York. P. 414.
52. Talwani, M., Le Pichon, and Ewing (1965). Crustal structure of the mid-ocean ridges. 2: Computed model from gravity and seismic refraction data. J. Geophys. Res., Vol. 70, pp. 341-352.
53. Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E. (1990). Applied Geophysics. Combridge University Press, p. 726.
54. Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E. (2004). Applied Geophysics. Digital Edition. Combridge University Press, p. 860.
55. Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and D.A. Keys (1976). Applied Geophysics. Combridge University Press, p. 860.
56. Thompson, L. G. D. and L. J. B. La coste, (1960). Arial gravity measurements. J. Geophys Res., Vol. 65, pp. 305-322.
57. Verdon, J., E. Klingele, R. Bayer, M. Cocard, A. Geiger and H. G. Kahle (2003). The Alpine Swiss-French airborne gravity survey. Geophysical Journal International, Vol. 152, Issue 1, pp. 8-19.
58. Ward, S. H. (1990). Geotechnical and Environmental Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Vol. 1, p. 389.
59. Woolard, G.P. (1979). The new gravity system-changes in international gravity base values and anomaly values. Geopgysics Vol. 44, p. 1352-1366.

جدول المصطلحات العلمية

مرتبة وفق الأبجدية العربية

-آ-

Indonesian trench	الإخدود الإندونيسي
Oceanic trench	إخدود محيطي
Reduction to the geoid	إرجاع إلى الجيوئيد
Gravity reduction	إرجاع جاذبي
Regional	إقليمي
Equatorial bulge	انتفاخ استوائي
Drift	انزياح، انسياق، انجراف
Drift of gravimeter	انسياق مقياس الجاذبية

-ب-

Suprabasement	بروزات الركيزة

-ت-

Free-air effect	تأثير الهواء الحر
Eötvos Effect	تأثير إيتفوس
Bouguer effect	تأثير بوجير

Density contrast	تباين كثافة
Resolution	تحليل
Fourier analysis	تحليل فورييه
Analytical	تحليلي
Discrete Fourier transform	تحويل فورييه المتقطع
Graphical	تخطيطي
Gravity gradient	تدرج جاذبي
Vertical gradient	تدرج شاقولي
Frequency	تردد
Acceleration	تسارع
Acceleration of gravity	تسارع الجاذبية
Centrifugal acceleration	تسارع نابذي
Polar flattening	تسطح قطبي
Elevation correction	تصحيح الارتفاع
Terrain correction	تصحيح التضاريس
Isostasy correction	تصحيح التوازن
Topography correction	تصحيح الطبوغرافيا
Tidal correction	تصحيح المد والجزر
Free-air correction	تصحيح الهواء الحر
Drift correction	تصحيح انسياق المقياس
Eötvos correction	تصحيح إيتفوس
Bouguer correction	تصحيح بوجير
Gravity correction	تصحيح جاذبي
Latitude correction	تصحيح خط العرض
Tracking	تعقب
Satillite tracking	تعقب القمر الصنعي
Curvature	تقوس (تحدب)

Roll	تمايل الطائرة
Heading	تموج الطائرة
Weighted sinusoidal functions	توابع جيبية موزونة
Isostasy	توازن القشرة الأرضية
Spatial distribution	توزع فراغي
Exponential attenuation	توهين أسي

ـث ـ

Gravitational constant	ثابت الجاذبية
Universal gravitational constant	ثابت الجاذبية العالمي

ـج ـ

Gravitational	جاذبي
Gravity	جاذبية أرضية
Bouguer gravity	جاذبية بوجير
Absolute gravity	جاذبية مطلقة
Relative gravity	جاذبية نسبية
Root mean square	جذر متوسط المربعات
Three-dimentional body	جسم ثلاثي الأبعاد
Two-dimentional body	جسم ثنائي الأبعاد
Falling body	جسم هابط
Transponder	جهاز مرسل مستجيب

-ح-

Discrete harmonics	حركة توافقية متقطعة
Force field	حقل القوة
Regional gravity field	حقل جاذبي إقليمي
Potential field	حقل كمون

-خ-

Plumb line	خط الشاقول
Field line	خط حقل
Line of sight	خط نظر
Photo cell	خلية ضوئية
Torsion fiber	خيط فتل

-ر-

Wave number	رقم موجي

-ز-

Solid angle	زاوية مجسمة

-س-

Density logger	سابرة الكثافة
Gamma-gamma logger	سابرة غاما-غاما
Well logging	سبر بئري
Gravitational equipotential surface	سطح تساوي كمون جاذبي
Mountain range	سلسلة جبلية
Time series	سلسلة زمنية
Fourier's series	سلسلة فوريه
Double Fourier's series	سلسلة فوريه المزدوجة

-ش-

Regular grid	شبكة منتظمة
Strip record	شريط تسجيل
Anomaly	شواذ
Regional anomaly	شواذ إقليمية
Bouguer anomaly	شواذ بوجير
Isostasy anomaly	شواذ توازني لقشرة الأرض
Gravity anomaly	شواذ جاذبي
Residual gravity anomaly	شواذ جاذبية متبقية
Residual anomaly	شواذ متبقية

-ص-

Basement rocks	صخور الركيزة
Overburden	صخور مغطية
Bouguer plate	صفيحة بوجير
Reflecting plate	صفيحة عاكسة
IGF = International Gravity Formula	صيغة الجاذبية الدولية

-ط-

Satellite navigation method	طريقة الأقمار الصنعية
Continuation method	طريقة التتابع
Downward continuation method	طريقة التتابع نحو الأسفل
Upward continuation method	طريقة التتابع نحو الأعلى
Trial and error method	طريقة التجريب والخطأ
Radio-frequency method	طريقة التردد الراديوي
Iterative procedure	طريقة التكرارية
Gravitational method	طريقة الجاذبية
Radar method	طريقة الرادار
Second derivative method	طريقة المشتق الثاني
Analytical method	طريقة تحليلية
Graphic method	طريقة تخطيطية
Turam method	طريقة تورام
Doppler method	طريقة دوبلر
Grid method	طريقة شبكية
Shoran method	طريقة شوران
Taylor's-series method	طريقة متتالية تيلور
Least square method	طريقة مربع الخطأ الأصغري

Polynomial fitting method	طريقة مطابقة متعدد الحدود

-ع-

Geodesist	عالم مساحة
Scintillation counter	عداد وميض
Wave number	عدد موجي
Oceanic ridge	عرف محيطي

-غ-

Lead shield	غلاف رصاصي
nongravitational	غير جاذبي

-ف-

Anomaly separation	فصل الشواذ

-ق-

Gyrostabilized platform	قاعدة جيروسكوبية
Gimble	قاعدة متحركة دائمة الأفقية
Universal law of gravity	قانون الجاذبية العالمي
Newton's Law of gravitation	قانون نيوتن في التجاذب

Salt dome	قبة ملحية
Gravimetry	قياس الجاذبية
Borehole gravimetry	قياس الجاذبية البئرية
Borehole measurements	قياسات بئرية

-ك-

Density	كثافة
Reference spheriod	كرواني مرجع
Oblate spheroid	كرواني مفلطح
Potential	كمون
Three dimensional potential	كمون ثلاثي الأبعاد
Two dimensional potential	كمون ثنائي الأبعاد
Gravitational potential	كمون جاذبي

-ل-

Detector	لاقط

-م-

Microgal = 0.000001 cm/sec^2	مايكروغال = 0.000001 سم/ثانية^2
Archimedes' principle	مبدأ أرخميدس
Geoid	مجسم أرضي
Emperical grid-residual system	مجموعة شبكة المتبقيات التجريبية

Torque meter	محرك عزم اللي
Base station	محطة مرجع
Hammer chart	مخطط هامر
Damper	مخمد
Emitter	مرسل
Profile	مسار، خط قياس، منحنى
Inverse problem	مسألة عكسية
Compensating level	مستوى التعادل
Datum plane	مستوى مرجع
Satellite gravimetry survey	مسح بوساطة الأقمار الصنعية
Regional gravity survey	مسح جاذبي إقليمي
Marine gravity survey	مسح جاذبي بحري
Airborne gravity survey	مسح جاذبي جوي
Microgravity survey	مسح جاذبي دقيق
Macrogravity survey	مسح جاذبي كبير
Derivative	مشتق
Graticula	مُعَيرة
Compton effect	مفعول كومتن
Hypsometer	مقياس ارتفاع الطائرة
Askania sea gravity meter (GSS3)	مقياس إسكانيا البحري
Esso vibrating-string gravity meter	مقياس أسو
Altimeter	مقياس الارتفاع
Free falling scale	مقياس التدريج الهابط
Gravity meter (gravimeter)	مقياس الجاذبية
Stable gravimeter	مقياس الجاذبية المستقر
Unstable gravimeter	مقياس الجاذبية غير المستقر
Up and down glass ball	مقياس الكرة الزجاجية الصاعدة والهابطة

Up and down corner cube	مقياس المكعب الصاعد والهابط
Falling corner cube	مقياس المكعب الهابط
Seismometer	مقياس الهزات
Bell accelerometer	مقياس تسارع بيل
Wing vibrating –string accelerometer	مقياس تسارع وينغ
Static gravity meter	مقياس جاذبي سكوني
Graf-Askania sea gravity meter (GSS2)	مقياس جراف–إسكانيا البحري
Gilbert gravity meter	مقياس جلبرت
Shell vibrating-string gravity meter	مقياس شل
Gulf gravity meter	مقياس غولف
La Coste and Romberg gravity meter	مقياس لاكوست رومبرغ
Mott-Smith gravity meter	مقياس موت–سميث
Norgaard gravity meter	مقياس نورغارد
Hartley gravity meter	مقياس هارتلي
Humble gravity meter	مقياس هامبل
Worden gravity meter	مقياس ووردن
Accelerometry	مقياسية التسارع
Light source	منبع ضوئي
Intrabasement	منخفضات الركيزة
Torsion balance	ميزان فتل
Cavendish Balance	ميزان كافندش
Milligal = 0.001 cm/sec^2	ميلي غال = 0.001 سم/ثانية^2

–ن–

Retaining spring	نابض داعم

Null spring	نابض صفري
Zero-length spring	نابض صفري الطول
Half-width anomaly	نصف عرض الشواذ
Subduction zone	نطاق انغراز
System Internationale	النظام الدولي للوحدات
Global Positioning System	نظام تعيين المواقع
Differential Global Positioning System	نظام تعيين المواقع التفاضلي
Potential theory	نظرية الكمون
Iterative modeling	نمذجة تكرارية
Airy model	نموذج آري
Pratt model	نموذج برات
Pendulum	نواس
Portable pendulum	نواس محمول
Compound pendulum	نواس مركب
Holweck-Lejay inverted pendulum	نواس هولوويك-ليجي المقلوب
Unstable type	نوع لا مستقر
Stable type	نوع مستقر

-و-

Eötvos Unit (EU)	وحدة إيتفوس
Gravity unit (gu)	وحدة جاذبية = 0.000001 م /ثا^2

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

جدول المصطلحات العلمية

مرتبة وفق الهجائية الإنجليزية

- A –

Absolute gravity	جاذبية مطلقة
Acceleration	تسارع
Acceleration of gravity	تسارع الجاذبية
Accelerometry	مقياسية التسارع
Airborne gravity survey	مسح جاذبي جوي
Airy model	نموذج آري
Altimeter	مقياس الارتفاع
Analytical	تحليلي
Analytical method	طريقة تحليلية
Anomaly	شواذ
Anomaly separation	فصل الشواذ
Archimedes' principle	مبدأ أرخميدس
Askania sea gravity meter (GSS3)	مقياس إسكانيا البحري

- B -

Base station	محطة مرجع
Basement rocks	صخور الركيزة

Bell accelerometer	مقياس تسارع بيل
Borehole gravimetry	قياس الجاذبية البئرية
Borehole measurements	قياسات بئرية
Bouguer anomaly	شواذ بوجير
Bouguer correction	تصحيح بوجير
Bouguer effect	تأثير بوجير
Bouguer gravity	جاذبية بوجير
Bouguer plate	صفيحة بوجير

- C -

Cavendish Balance	ميزان كافندش
Centrifugal acceleration	تسارع نابذي
Compensating level	مستوى التعادل
Compound pendulum	نواس مركب
Compton effect	مفعول كومتن
Continuation method	طريقة التتابع
Curvature	تقوس (تحدب)

- D -

Damper	مخمد
Datum plane	مستوى مرجع
Density	كثافة
Density contrast	تباين كثافة
Density logger	سابرة الكثافة

Derivative	مشتق
Detector	لاقط
Differential Global Positioning System	نظام تعيين المواقع التفاضلي
Discrete Fourier transform	تحويل فورييه المتقطع
Discrete harmonics	حركة توافقية متقطعة
Doppler method	طريقة دوبلر
Double Fourier's series	سلسلة فورييه المزدوجة
Downward continuation method	طريقة التتابع نحو الأسفل
Drift	انزياح، انسياق، انجراف
Drift correction	تصحيح انسياق المقياس
Drift of gravimeter	انسياق مقياس الجاذبية

- E -

Elevation correction	تصحيح الارتفاع
Emitter	مرسل
Emperical grid-residual system	مجموعة شبكة المتبقيات التجريبية
Eötvos correction	تصحيح إيتفوس
Eötvos Effect	تأثير إيتفوس
Eötvos Unit (EU)	وحدة إيتفوس
Equatorial bulge	انتفاخ استوائي
Esso vibrating-string gravity meter	مقياس أسو
Exponential attenuation	توهين أسي

- F -

Falling body	جسم هابط
Falling corner cube	مقياس المكعب الهابط
Field line	خط حقل
Force field	حقل القوة
Fourier analysis	تحليل فورييه
Fourier's series	سلسلة فورييه
Free falling scale	مقياس التدريج الهابط
Free-air correction	تصحيح الهواء الحر
Free-air effect	تأثير الهواء الحر
Frequency	تردد

- G -

Gamma-gamma logger	سابرة غاما–غاما
Geodesist	عالم مساحة
Geoid	مجسم أرضي
Gilbert gravity meter	مقياس جلبرت
Gimble	قاعدة متحركة دائمة الأفقية
Global Positioning System	نظام تعيين المواقع
Graf-Askania sea gravity meter (GSS2)	مقياس جراف–اسكانيا البحري
Graphic method	طريقة تخطيطية
Graphical	تخطيطي
Graticula	مُعَيرة
Gravimetry	قياس الجاذبية
Gravitational	جاذبي
Gravitational constant	ثابت الجاذبية

Gravitational equipotential surface	سطح تساوي كمون جاذبي
Gravitational method	الطريقة الجاذبية
Gravitational potential	كمون جاذبي
Gravity	جاذبية أرضية
Gravity anomaly	شواذ جاذبي
Gravity correction	تصحيح جاذبي
Gravity gradient	تدرج جاذبي
Gravity meter (gravimeter)	مقياس الجاذبية
Gravity reduction	إرجاع جاذبي
Gravity unit (gu)	وحدة جاذبية = 0.000001 م /ثا^2
Grid method	طريقة شبكية
Gulf gravity meter	مقياس غولف
Gyrostabilized platform	قاعدة جيروسكوبية

- H -

Half-width anomaly	نصف عرض الشواذ
Hammer chart	مخطط هامر
Hartley gravity meter	مقياس هارتلي
Heading	تموج الطائرة
Holweck-Lejay inverted pendulum	نواس هولوويك–ليجي المقلوب
Humble gravity meter	مقياس هامبل
Hypsometer	مقياس ارتفاع الطائرة

- I -

IGF = International Gravity Formula	صيغة الجاذبية الدولية
Indonesian trench	الإخدود الإندونيسي
Intrabasement	منخفضات الركيزة
Inverse problem	المسألة العكسية
Isostasy	توازن القشرة الأرضية
Isostasy anomaly	شواذ توازني لقشرة الأرض
Isostasy correction	تصحيح التوازن
Iterative modeling	نمذجة تكرارية
Iterative procedure	الطريقة التكرارية

- L -

La Coste and Romberg gravity meter	مقياس لاكوست رومبرغ
Latitude correction	تصحيح خط العرض
Lead shield	غلاف رصاصي
Least square method	طريقة مربع الخطأ الأصغري
Light source	منبع ضوئي
Line of sight	خط نظر

- M -

Macrogravity survey	مسح جاذبي كبير
Marine gravity survey	مسح جاذبي بحري
Microgal = 0.000001 cm/sec^2	مايكروغال = 0.000001 سم/ثانية^2
Microgravity survey	مسح جاذبي دقيق
Milligal = 0.001 cm/sec^2	ميلي غال = 0.001 سم/ثانية^2

Mott-Smith gravity meter	مقياس موت–سميث
Mountain range	سلسلة جبلية

- N -

Newton's Law of gravitation	قانون نيوتن في التجاذب
Nongravitational	غير جاذبي
Norgaard gravity meter	مقياس نورغارد
Null spring	نابض صفري

- O -

Oblate spheroid	كرواني مفلطح
Oceanic ridge	عرف محيطي
Oceanic trench	إخدود محيطي
Overburden	صخور مغطية

- P -

Pendulum	نواس
Photo cell	خلية ضوئية
Plumb line	خط الشاقول
Polar flattening	تسطح قطبي
Polynomial fitting method	طريقة مطابقة متعدد الحدود
Portable pendulum	نواس محمول
Potential	كمون

Potential field	حقل كمون
Potential theory	نظرية الكمون
Pratt model	نموذج برات
Profile	مسار، خط قياس، منحنى

- R -

Radar method	طريقة الرادار
Radio-frequency method	طريقة التردد الراديوي
Reduction to the geoid	إرجاع إلى الجيوئيد
Reference spheriod	كرواني مرجع
Reflecting plate	صفيحة عاكسة
Regional	إقليمي
Regional anomaly	شواذ إقليمية
Regional gravity field	حقل جاذبي إقليمي
Regional gravity survey	مسح جاذبي إقليمي
Regular grid	شبكة منتظمة
Relative gravity	جاذبية نسبية
Residual anomaly	شواذ متبقية
Residual gravity anomaly	شواذ جاذبية متبقية
Resolution	تحليل
Retaining spring	نابض داعم
Roll	تمايل الطائرة
Root mean square	جذر متوسط المربعات

- S -

Salt dome	قبة ملحية
Satellite gravimetry survey	مسح بوساطة الأقمار الصنعية
Satellite navigation method	طريقة الأقمار الصنعية
Satillite tracking	تعقب القمر الصنعي
Scintillation counter	عداد وميض
Second derivative method	طريقة المشتق الثاني
Seismometer	مقياس الهزات
Shell vibrating-string gravity meter	مقياس شل
Shoran method	طريقة شوران
Solid angle	زاوية مجسمة
Spatial distribution	توزع فراغي
Stable gravimeter	مقياس الجاذبية المستقر
Stable type	نوع مستقر
Static gravity meter	مقياس جاذبي سكوني
Strip record	شريط تسجيل
Subduction zone	نطاق انغراز
Suprabasement	بروزات الركيزة
System Internationale	النظام الدولي للوحدات

- T -

Taylor's-series method	طريقة متتالية تيلور
Terrain correction	تصحيح التضاريس
Three dimensional potential	كمون ثلاثي الأبعاد
Three-dimentional body	جسم ثلاثي الأبعاد

Tidal correction	تصحيح المد والجزر
Time series	سلسلة زمنية
Topography correction	تصحيح الطبوغرافيا
Torque meter	محرك عزم اللي
Torsion balance	ميزان فتل
Torsion fiber	خيط فتل
Tracking	تعقب
Transponder	جهاز مرسل مستجيب
Trial and error method	طريقة التجريب والخطأ
Turam method	طريقة تورام
Two dimensional potential	كمون ثنائي الأبعاد
Two-dimentional body	جسم ثنائي الأبعاد

- U -

Universal gravitational constant	ثابت الجاذبية العالمي
Universal law of gravity	قانون الجاذبية العالمي
Unstable gravimeter	مقياس الجاذبية غير المستقر
Unstable type	نوع لا مستقر
Up and down corner cube	مقياس المكعب الصاعد والهابط
Up and down glass ball	مقياس الكرة الزجاجية الصاعدة والهابطة
Upward continuation method	طريقة التتابع نحو الأعلى

- V -

Vertical gradient	تدرج شاقولي

- W -

Wave number	رقم موجي
Wave number	عدد موجي
Weighted sinusoidal functions	توابع جيبية موزونة
Well logging	سبر بئري
Wing vibrating –string accelerometer	مقياس تسارع وينغ
Worden gravity meter	مقياس ووردن

- Z -

Zero-length spring	نابض صفري الطول

Damascus University


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

اللجنة العلمية:

الأستاذ الدكتور نديم أحمد
الأستاذ المساعد الدكتور نضال شقير
الأستاذ المساعد الدكتور زياد سلوم

المدقق اللغوي:

الدكتورة نسرين عبيد

حقوق الطبع والترجمة والنشر محفوظة لمديرية الكتب والمطبوعات


وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University