الباب الثاني

أنواع الإرتفاعات وطرق نمذجة الجيويد

2-1 أنواع الإرتفاعات :

يُستخدم الإلبسويد كأقرب شكل هندسي (معلوم المعادلات ويمكن إجراء الحسابات عليه) لتمثيل شكل الأرض. فإن كانت الكرة تختلف عن شكل الأرض في حدود 21 كيلومتر فإن الإلبسويد لايختلف عن شكل الأرض إلا في حدود 100 متر تقريباً فقط. هذا على المستوى الأفقي (تحديد الإحداثيات الأفقية مثل خط الطول ودائرة العرض) بحيث يكون الإلبسويد هو المرجع الأفقي للأرض Horizontal Datum. ولكن على المستوى الرأسي (الإرتفاع) فإن الإلبسويد غير مناسب لقياس الإرتفاعات حيث أنه يختلف عن شكل الأرض الحقيقي .

في المستوى الرأسي فإن إرتفاع النقطة عن سطح الإلبسويد لا يساوي إرتفاعها عن سطح الجيويد حيث أن كلا السطحين لاينطبقان. يسمى إرتفاع النقطة عن سطح الإلبسويد بالإرتفاع الجيوديسي **Geodetic Height** ويرمز له بالرمز h، بينما يطلق إسم الإرتفاع الأرثومتري **Orthometric Height** على إرتفاع النقطة عن سطح الجيويد ويرمز له بالرمز H (المنسوب). الفرق بين الإرتفاع الجيوديسي والمنسوب هو مايسمى بحيود الجيويد Geoidal Undulation أو إرتفاع الجيويد **Geoid Height** (N) .

نظرا لعدم إنطباق سطح الجيويد مع سطح الاليبسويد فان الإتجاه العمودي علي الجيود (إتجاه خيط الشاغول plumb line في الأجهزة المساحية) لا ينطبق مع الإتجاه العمودي علي الاليبسويد عند أي نقطة، لكن توجد زاوية صغيرة بين كلا الاتجاهين ويطلق عليها إسم زاوية انحراف الرأسي Deflection of the Vertical ويرمز لها بالرمز اللاتينيθ (تنطق: ثيتا) كما يمكن تحليل زاوية انحراف الرأسي إلي مركبتين η تنطق: (اكساي) وξ تنطق: (ايتا) يمكن حساب قيمة مركبتي زاوية إنحراف الرأسي من المعادلتين:

$$\xi = \Phi - \varphi \quad \text{---------- } (1-2)$$

$$\eta = (\Lambda - \lambda)\cos\varphi \quad \text{---------- } (2-2)$$

حيث : $\Phi \equiv$ قيمة دائرة العرض الفلكية للنقطة .

$\varphi \equiv$ قيمة دائرة العرض الجيوديسية للنقطة .

$\Lambda \equiv$ قيمة خط الطول الفلكي للنقطة .

$\lambda \equiv$ قيمة خط الطول الجيوديسي للنقطة .

2-2 طرق نمذجة الجيويد :

توجد طرق عديدة لحساب قيمة حيود الجيويد – نمذجة الجيويد Geoid Modeling – تعتمد على عدة أنواع من القياسات الجيوديسية مثل :الأرصاد الفلكية ، أرصاد الجاذبية الأرضية ، أرصاد الجي بي إس مع الميزانيات –الطريقة الهندسية – ، طرق التمثيل المتناسق لمجال جهد الأرض بإستخدام أرصاد مختلفة النوع Heterogeneous Data . لم تعد القياسات الفلكية منتشرة في السنوات الماضية مماجعل إستخدامها في نمذجة الجيويد لم يعد مطبقاً الآن. وسنتناول في هذا الباب الطريقتين :

- طريقة أرصاد الجاذبية الأرضية.
- طريقة أرصاد الجي بي اس والميزانيات (الطريقة الهندسية).

2-2-1 نمذجة الجيويد من أرصاد الجاذبية الأرضية :

بإستخدام أجهزة خاصة Gravimeters يتم قياس قيمة الجاذبية الأرضية Measured Gravity على سطح الأرض ، كما يمكن أيضا بإستخدام خصائص الإلبسويد لحساب قيمة الجاذبية النظرية Theoretical or Normal Gravity على سطح الإلبسويد . الفرق بين قيمة الجاذبية المقاسة وقيمة الجاذبية النظرية المحسوبة – يسمى شذوذ الجاذبية Gravity anomalies يعبر بصورة معينة عن الفرق بين كلا من الالبسويد والجيويد ، تمكن العالم ستوكس Stokes في عام 1849 من إستنباط المعادلة التالية التي يمكن منها حساب قيمة حيود الجيويد من قيم شذوذ الجاذبية :

$$N = (R/4\pi) \iint \Delta g \, S(\Psi) d\sigma \quad \text{---------- } (3-2)$$

حيث : $R \equiv$ نصف قطر الأرض المتوسط.

$\Delta g \equiv$ شذوذ الجاذبية.

$S(\Psi)$ ≡ دالة استوكس.

Ψ ≡ المسافة الدائرية بين نقطة الحساب والنقطة المقاس عندها الجاذبية.

$D\sigma$ ≡ جزء صغير من الأرض يتم التكامل بإستخدامه.

كما نرى في هذه المعادلة فإن التكامل الثنائي $\iint$ يتم على كل سطح الأرض ، أي انه لحساب قيمة حيود الجيويد N عند نقطة واحدة يلزمنا عشرات الآلاف من قياسات الجاذبية ، وهذا أول عيوب هذه الطريقة. أيضا فإن قياسات الجاذبية تحتاج إلى تصحيحاً إضافياً يعتمد على معرفة تضاريس الأرض مما يتوجب معه أننا نحتاج نموذج إرتفاعات رقمي 'Digital Elevation Model 'DEM للمنطقة المطلوب حساب الجيويد لها. لكن على الجانب الآخر فإن نمذجة الجيويد من أرصاد الجاذبية الأرضية يتميز بأن قياسات الجاذبية الأرضية أسهل وأسرع وأرخص من أنواع الأرصاد الجيوديسية الأخرى. كما أن إطلاق أنواع خاصة من الأقمار الصناعية لقياس الجاذبية الأرضية على المستوى العالمي – في السنوات القليلة الماضية – قد أحدث ثورة علمية في مجال إستخدام هذه الطريقة لنمذجة الجيويد.

ولعدم إمكانية قياس الجاذبية الأرضية على كل أجزاء الأرض فإن المعادلة (1) تتحول لصورة أخرى حيث يتم تجزئة قيمة حيود الجيويد N على ثلاثة مركبات :

$$N = N^{GGM} + N^{\Delta g} + N^{H} \quad \text{---------- } (4-2)$$

حيث : N^{GGM} ≡ قيمة تأثير نموذج يعبر عن مجال الجاذبية عالمياً.

$N^{\Delta g}$ ≡ قيمة تأثير الجاذبية المحلية

N^{H} ≡ قيم تأثير تغير الطبوغرافيا في المنطقة.

أي أن نمذجة الجيويد في منطقة معينة تحتاج إلى :

- نموذج جيويد (نموذج جاذبية) عالمي.
- قياسات جاذبية أرضية محلية للمنطقة.
- نموذج إرتفاعات رقمي يمثل طبوغرافية المنطقة.

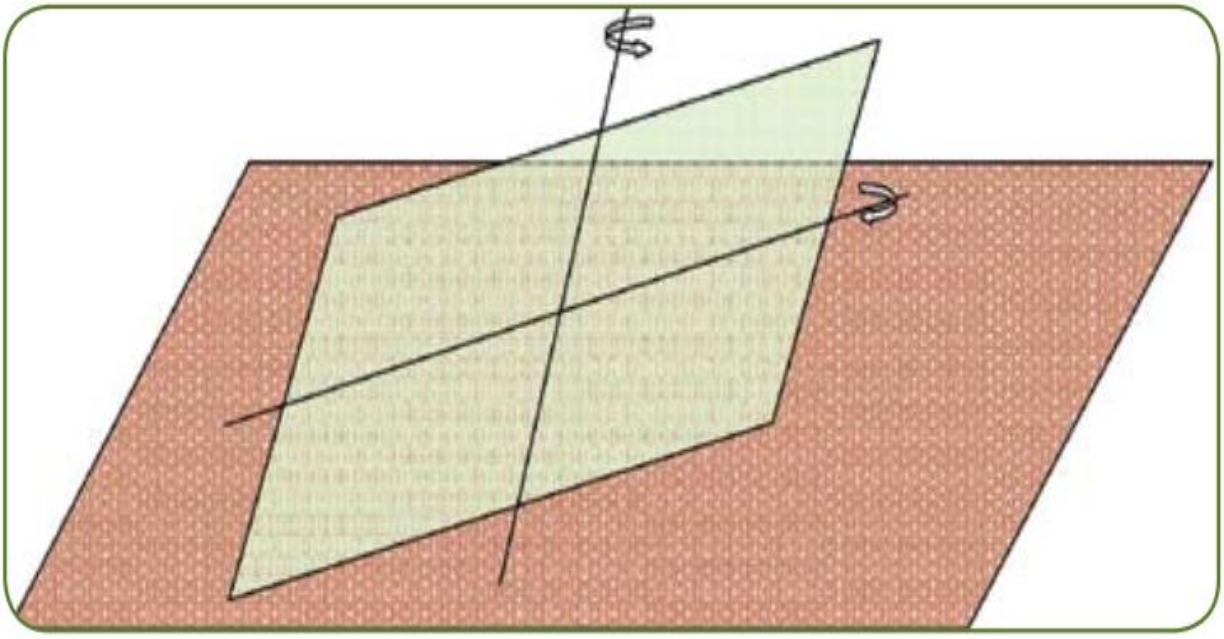
وهذا الاسلوب هو المطبق في نمذجة الجيويد على مستوى الدول.

2-2-2 نمذجة الجيويد من أرصاد الجي بي إس والميزانيات :

يعد هذا الأسلوب هو الأمثل للمساحة بالجي بي اس وخاصة للمناطق الصغيرة (منطقة تغطي مساحة من 10 إلى 20 كم^2) . يتم تنفيذ قياسات جي بي اس عند مجموعة من النقاط المعلوم منسوبها Bench Mark (BM) ، وبالتالي يمكن حساب قيمة حيود الجيويد عند هذه النقاط بإستخدام المعادلة :

$$N = h - H \quad \text{---------- (5-2)}$$

في ابسط الصور يمكن إستخدام نقطة واحدة فقط معرفة الفرق بين السطحين – الالبسويد والجيويد – إلا ان الرصد بالجي بي اس عند ثلاث نقاط ضبط رأسية (BM) يعد وضعا أفضل بالتأكيد. وجود ثلاث نقاط معلومة h و H يمكن حساب ثلاث معاملات (الميل tilt في إتجاه الشمال ، الميل في إتجاه الشرق ، الفرق المتوسط) كما في الشكل (2-1) لوصف الفروق بين كلا السطحين . أي ان الجيويد يتم تمثيله من خلال سطح أو مستوى مائل tilted plane.



شكل (2-1) تمثيل الجيويد من خلال سطح مائل

بعد ذلك يمكن إستخدام هذا النموذج أو هذا المستوى لكي نحول إرتفاع الجي بي اس لأي نقطة جديدة مرصودة إلى منسوبها. وبالطبع يمكن إستخدام أكثر من 3 نقاط (معلوم عندها h و H) وذلك للحصول على مصداقية أكثر more reliability لنتائج المستوى المائل حيث أن إستخدام 3 نقاط معلومة فقط يعطي 3 معادلات مطلوب حلها في 3 قيم مجهولة أي – رياضياً وإحصائياً – لا يوجد أي تحقيق

check للنتائج ، بينما إستخدام أكثر من ثلاثة نقاط سيعطي عدد معادلات أكثر من عدد المجاهيل مما سينتج عنه وجود تحقيق ومؤشرات إحصائية لجودة النتائج المحسوبة. أيضا يمكن إستخدام نماذج رياضية أكثر دقة .

من عيوب الطريقة الهندسية :

- النموذج الرياضي المستنبط يصلح فقط للمنطقة المحصورة بالنقاط المعلومة، حيث أن محاولة إستنباط extrapolation قيمة N خارج المنطقة لن يكون جيداً.
- نموذج المستوى المائل نموذج بسيط رياضياً ويصلح فقط لمناطق صغيرة ،-إذ أن شكل وتغير الجيويد أكثر تعقيداً من محاولة وصفه بمستوى مائل- .
- عملياً قد يكون من الصعب إيجاد نقاط معلومة المنسوب في المنطقة المطلوب العمل فيها.

2-3 نماذج الجيويد العالمية :

تعد طرق التمثيل المتناسق لمجال جهد الأرض Spherical harmonic representation of the earth's geopotential filed من الطرق المستخدمة في نمذجة الجيويد على المستوى العالمي بإستخدام أرصاد مختلفة النوع Heterogeneous Data. تقوم الجهات العلمية المتخصصة بتجميع القياسات الجيوديسية (جاذبية أرضية ،جي بي اس ، أرصاد فلكية ...إلخ).من كل مناطق العالم وإدخالها في برنامج كمبيوتر متخصصة لتطوير نماذج عالمية تصف تغير الجيويد عالمياً Global Geoid Models أو GGM. المعادلة التالية تصف طريقة حساب جيود الجيويد بإستخدام طريقة التمثيل المتناسق لمجال جهد الأرض:

$$N=\left(\frac{GM}{r\gamma}\right)\times\sum_{n=2}^{360}\left(\frac{a}{r}\right)^{n}-\sum_{m=0}^{n}\left((C_{nm}\times\cos m\lambda)+(S_{nm}\times\sin m\lambda)\right)\times P_{nm}(\sin\phi) \quad \text{---------(6-2)}$$

حيث : m,n ≡ أقصى درجة للنموذج العالمي.

γ ≡ الجاذبية النظرية على الالبسويد.

r ≡ المسافة الهندسية المركزية للنقطة على الالبسويد.

G ≡ معامل نيوتن للجاذبية الأرضية.

M ≡ كتلة الأرض.

a ≡ نصف المحور الأكبر للإلبسويد.

λ ≡ خط الطول الجيوديسي.

ϕ ≡ خط العرض الجيوديسي.

C_{nm} , S_{nm} ≡ معاملات التمثيل المتناسق.

P_{nm} ≡ دالة لاجندر.

بدأ تطوير نماذج الجيويد العالمية 1960 وإنتاجها مستمر حتى الآن ، ويمكن الحصول عليه مجاناً على أي نموذج جيويد عالمي من موقع المركز الدولي لنماذج الجاذبية الأرضية العالمية International Center of Gravity Earth Models أو ICGEM. لكن نظراً لعدم توافر عدد ضخم من القياسات الجيوديسية تغطي كل أنحاء الأرض بإنتظام فلم يكن ممكناً تطوير نماذج عالمية ذات تباين أفقي resolution كبير ، فمعظم النماذج حتى عام 2008 م لم تزد درجة تمثيلها degree عن 360 بما يدل على أن النموذج يعطي نقطة كل1^{o} أو تقريباً 100 كيلومتر أفقياً على سطح الأرض ، وهذا أدى إلى أن دقة نماذج الجيويد العالمية لم تصل لدقة كبيرة ، وكمثال يعرض الجدول (2-1) تقديرات الدقة لبعض نماذج الجيويد العالمية .

النموذج	تاريخ التطوير	الدقة في استراليا m	الدقة في أوروبا m	الدقة في كندا m	الدقة في أمريكا m
EGM96	1996	0.314	0.487	0.366	0.402
EIGN-2	2003	1.072	1.620	1.082	0.971
EIGN-3P	2003	0.856	1.333	0.862	0.830
EIGN-CG01C	2004	0.281	0.412	0.277	0.374
GGM02C	2004	0.390	0.492	0.381	0.491
EIGN-CG03C	2005	0.277	0.397	0.311	0.367
EIGN-GL04C	2006	0.262	0.332	0.261	0.363

جدول(2-1) دقة بعض نماذج الجيويد العالمية

2-3-1 نموذج الجيويد العالمي EGM2008 :

في أبريل 2008 أطلقت هيئة المساحة العسكرية الأمريكية نموذج الجيويد العالمي EGM2008 وأتاحته مجاناً على شبكة الإنترنت. يعد هذا النموذج ثورة علمية في مجال نماذج الجيويد العالمية ، حيث أن درجة النمذجة degree قد بلغت 2160 مقارنة بدرجة تساوي 360 لجميع نماذج الجيويد العالمية السابقة له. ترجع هذه الدرجة العالية في تمثل حيود الجيويد إلى قاعدة البيانات الجيوديسية – خاصة قياسات الجاذبية – الضخمة التي أستخدمت في تطوير النموذج ، والتي غطت تقريباً كل سطح الأرض سواء اليابسة أو البحار مما لم يتوافر لأي جهة عالمية قبل ذلك .تدل هذه الدرجة العالية في النمذجة أن التباين الأفقي resolution للنموذج – المسافة بين كل نقطتين يمكن للنموذج حساب قيمة حيود الجيويد عندهما – تبلغ ′ 10 أي مايعادل 10 كيلومتر مقارنة بتباين 100 كيلومتر للنماذج السابقة. نموذج الجيويد العالمي 2008 متاح للجميع على الإنترنت في الرابط :

http://earth-info.nima.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008

كما يوجد وصف تفصيلي لطرق تطويره في الرابط :

http://earth-info.nima.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/NPavils&al_EGU2008.ppt

2-3-2 التكامل بين نموذج الجيويد العالمي وقياسات جيوديسية محلية :

إن تدعيم نماذج الجيويد العالمية بأرصاد جيوديسية محلية يزيد من دقة هذه النماذج ويجعلها بديلاً إقتصادياً مناسباً يوفر كثيراً من تكلفة تطوير نموذج جيويد وطني. يتطلب هذا الأسلوب معرفة قيمة حيود الجيويد (N) عند عدد من نقاط التحكم – نقاط جي بي اس معلومة المنسوب أو نقاط الجاذبية – ويكون عدد وتوزيع هذه النقاط مناسباً لمساحة المنطقة المطلوبة. ثم يتم حساب قيمة حيود الجيويد من النموذج العالمي –EGM2008 مثلاً – عند هذه النقاط المعلومة ومن ثم يمكن تحديد قيمة خطأ النموذج عند كل نقطة:

$$dN = N_{obs} - N_{EGM2008} \quad \text{----------} \quad (7-2)$$

ثم يتم إستنباط معادلة كثيرة الحدود – سنتطرق لها في الباب القادم – polynomial لوصف توزيع هذه الفروق على إمتداد المنطقة الجغرافية التي تغطيها النقاط المعلومة.

ويتم حساب القيمة النهائية لحييود الجيويد N_{FINAL} عند أي نقطة جي بي اس داخل المنطقة المعلومة وتحويل إرتفاعها الجيوديسي إلى منسوب من خلال إستكمال interpolation قمة الفرق dN وإضافتة إلى قيمة حيود الجيويد $N_{EGM2008}$ الناتج من النموذج العالمي :

$$N_{FINAL} = N_{EGM2008} + dN \quad \text{----------}(8-2)$$

هذه الطريقة تزيد من دقة النموذج العالمي بعد أن يتم تدعيمه بقياسات محلية تجعله أكثر توافقاً مع سطح الجيويد المحلي الحقيقي في المنطقة تحت الدراسة. كما أن كلما زاد عدد النقاط وكان توزيعها جيداً في المنطقة كلما كانت النتائج أفضل .