

Utilisation des données Sentinel-3A pour la détermination de l'ondulation du géoïde marin

BENKOUIDER Touati¹

¹ Ingénieur de développement, Centre des Techniques Spatiales, Arzew 31200, Oran Algérie,
tbenkouider@cts.asal.fr

Abstract: Le géoïde est défini comme une surface équipotentielle du champ de gravité de la Terre, sur les océans, le géoïde coïncide avec la surface moyenne de la mer, il est utilisé souvent pour le calcul des références verticales. Cette surface est calculée par plusieurs méthodes en se basant sur des méthodes de la géodésie physique, comme le modèle de Stokes.

Une autre approche est utilisée dans ce travail pour la détermination de l'ondulation du géoïde sur la Méditerranée Occidentale basée sur les mesures d'altimétrie spatiale.

Le traitement des données du satellite Sentinel-3A nous a permis de déterminer le niveau de la mer sur la zone d'étude, l'ondulation du géoïde marin est, par la suite, déterminé en se basant sur le calcul des composantes de la déviation de la verticale sur la surface de la mer d'une part et celle de la déviation de la verticale à partir du modèle EGM08 d'autre part, les résultats obtenus sont utilisés pour déduire les anomalies de pesanteur par la formule inverse de Vening Meinesz.

Le principal avantage de l'utilisation de la déviation de la verticale est réduire l'effet de signaux de grande longueur d'onde spatiale qui sont souvent associés à la variation la topographie dynamique de la surface de la mer en fonction du temps.

1. Introduction

Le processus appliqué pour calculer le géoïde altimétrique est basé sur la technique de Retrait-Restauration, Cette méthode combine les informations des courtes, moyennes et grandes longueurs d'onde.

Nous allons d'abord validé les hauteurs instantanées de la mer selon des critères prédéfinis, puis corrigées des effets de propagation (ionosphère, troposphère, orbites, etc) et géophysiques (marée, barométrique inverse, biais de l'état de la mer, etc).

Un calcul de l'ondulation du géoïde déterminé par altimétrie spatiale a été effectué en introduisant un modèle de topographie dynamique. ensuite les deux composantes de la déviation de la verticale sont calculées à partir d'un modèle géopotentiel globale sont enlevées. les résiduelles sont convertis en anomalie de gravité, Ces résultats ont été utilisées pour construire un nouveau géoïde marin.

2. Methode

La hauteur du géoïde est reliée au potentiel perturbateur sur le géoïde par la formule de Bruns:

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (1)$$

Avec l'application de l'équation fondamentale de la géodésie en approximant la Terre à une sphère d'un rayon R on obtient l'expression de l'anomalie de pesanteur:

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2T}{r} \quad (2)$$

Le potentiel perturbateur T en un point M(λ , ϕ) à l'extérieur à la sphère (S) au point courant P de la sphère terrestre s'exprime en forme harmonique :

$$T(M) = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^n Y_n(M) \quad (3)$$

où Y_n est la fonction harmonique :

$$Y_n = \sum_{m=0}^n P_{nm}(\sin \phi) (C_{nm}^* \cos m\lambda + S_{nm}^* \sin m\lambda) \quad (4)$$

La solution de l'équation 2 et l'application de la formule Bruns, permet d'exprimer la hauteur du géoïde:

$$N(M) = \frac{1}{4\pi\gamma} \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} \frac{R^n}{r^{n+1}} P_n(\cos \psi) dS \quad (5)$$

$$N(M) = \frac{1}{4\pi\gamma} \int_S g(R, \psi) dS \quad (6)$$

dS : élément de surface sur la sphère.

ψ : distance sphérique entre les deux points. Par dérivation de la formule de Stokes on obtient les formules de Vening-Meinesz reliant les paramètres de déviation de la verticale aux anomalies de gravité [Shengjun Zhang, 1998]:

$$\xi = -\frac{\partial T}{\gamma r \partial \phi} \quad (7)$$

$$\eta = -\frac{1}{\gamma r \cos \phi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} \quad (8)$$

L'anomalie de pesanteur Δg en fonction de deux

composantes de la déviation de la verticale est donnée par la formule inverse de Vening Meinesz [Hwang,1998]:

$$\Delta g = \frac{1}{4\pi} \gamma \iint_{\sigma} (\xi \cos(\alpha) + \eta \sin(\alpha)) d\sigma \quad (9)$$

3. Données satellitaires

Les données satellitaires de surface utilisées pour cette étude sont des données GDR de niveau 2 le long de la trace moyennées sur 1 seconde. Ces données géophysiques sont disponibles via : <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/>, en format NetCDF (Network Common Data Form).

Notre zone d'étude d'environ 860 000km² et comprend un ensemble de bassins ouverts sur l'océan Atlantique. Il est limité par le seuil siculo-tunisien (400 m de profondeur) à l'Est et le seuil de Gibraltar (300 m) à l'Ouest. elle est comprise entre 35N et 45N, soit une largeur maximale de 900 km entre la France et l'Algérie.

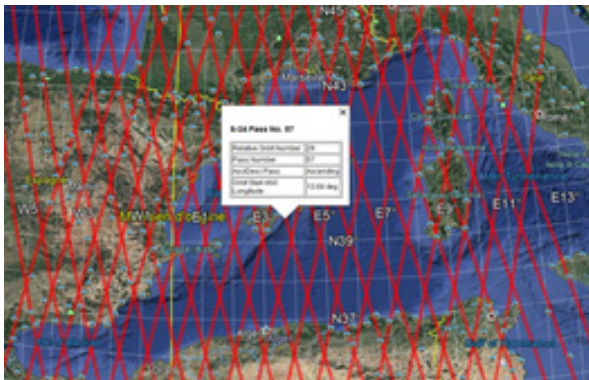


Fig. 1 Traces des passages Sentinel3A sur la zone d'étude.

4. traitement et analyse des résultats

Détermination du niveau de la mer

La hauteur de la surface de la mer au-dessus de l'ellipsoïde de référence est la différence entre l'altitude du satellite et la mesure altimétrique corrigée.

$$ssh = H_{sat} - (H_{alt} - \sum C_i) \quad (10)$$

avec:

H_{sat} altitude du satellite

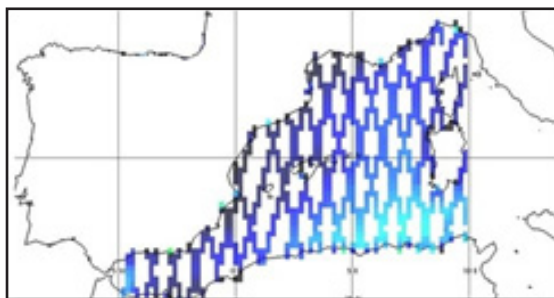


Fig. 2 Hauteurs de la surface de mer.

H_{alt} distance entre le satellite et la surface de la mer
 $\sum C_i$ somme des corrections (propagations et géophysiques)
 La mesure altimétrique donnée est corrigée des différents paramètres atmosphériques et géophysiques affectant l'observation en se basant sur les modèles cités dans les fichiers fournis par Copernicus.

Afin d'améliorer la correction de l'effet de marées, l'analyse spectrale d'un signal altimétrique issu des marégraphes installés le long de la cote algérienne nous a permis d'identifier, dans une gamme de fréquences, les amplitudes significatives relatives aux variations temporelles de la marée. Doodson (1921) obtint une expression de la hauteur de marée selon la formule harmonique de la marée [Elie, 2006]:

$$h(t) = Z_0 + \sum_{i=1}^n A_i \cos(V_i - \phi_i) \quad (11)$$

Avec

Z_0 : Niveau moyen

Z_i : Amplitude de l'onde

V_i : Argument astronomique dans le développement harmonique du potentiel générateur de marée

ϕ_i :Phase de l'onde

La Figure 1 montre la hauteur de la surface de mer corrigée le long des profils choisis.

Calcul de l'ondulation de géoïde par altimétrie

On retire la topographie dynamique de la hauteur de la mer

$$N = ssh - \xi \quad (12)$$

Où

N :est la hauteur du géoïde

ssh :est la hauteur de la mer

ξ :est la topographie dynamique

Le modèle de topographie dynamique utilisé pour le calcul est MDT_CNES-CLS13, ce modèle est une estimation de la topographie dynamique moyenne sur la période [1993-2012].

Composantes de dv à partir des données altimétriques

On peut déterminer la déviation de la verticale suivant le profil altimétrique à partir de la pente de la surface par la formule:

$$e = - \left(\frac{N_i - N_j}{ds} \right) \quad (13)$$

ds :distance entre les deux points i et j

On obtient l'expression des 2 composantes de la déviation de la verticale par :

$$e = \xi \cos \alpha + \eta \sin \alpha \quad (14)$$

Où

α : représente l'azimut de la direction ij .

Afin de générer une surface on utilise l'interpolés en se basant sur le programme GE- OGRID de Gravsoft qui utilise la fonction de Gauss Markov.

Composantes de dv à partir du modèle EGM2008

L'utilisation d'un modèle gravitationnel global de la terre "EGM2008", complet au degré harmonique sphérique 2160, nous permet de calculer les deux composantes de la déviation de la verticale.

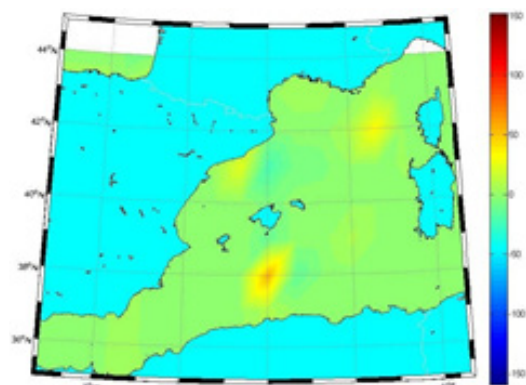


Fig.3 Les composantes ξ et η alti en arcsec.

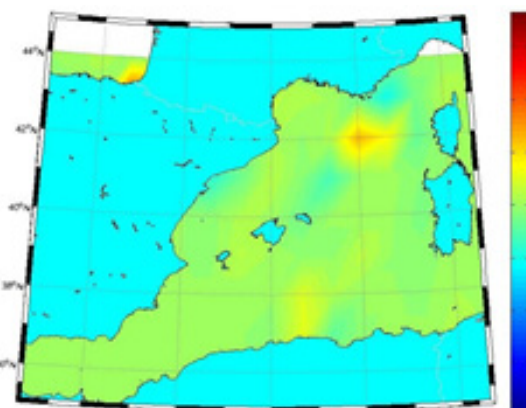


Fig. 4 Les composantes ξ et η alti en arcsec.

Calcul des dv résiduelles

Les résiduelles des composantes de la déviation de la verticale sont obtenues par soustraction des composantes altimétriques et celles du modèle géopotentiel utilisé.

$$\xi_{res} = \xi - \xi_{EGM2008}$$

$$\eta_{res} = \eta - \eta_{EGM2008}$$

Les cartes des résiduelles sont montrées sur les figures 4 et 5.

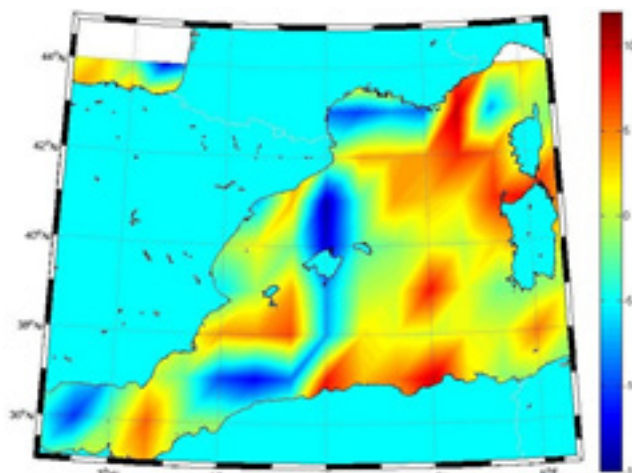


Fig. 5 Les composantes ξ résiduel en arcsec.

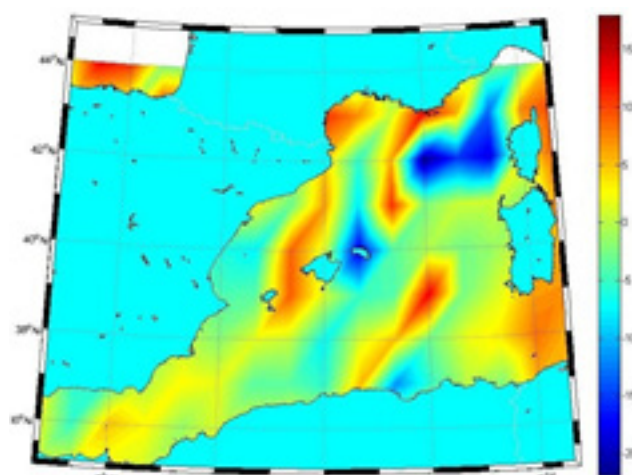


Fig. 6 Les composantes η résiduel en arcsec.

Conversion des résiduelles des dv en anomalies de gravité

les déviations résiduelles sont converties en anomalies de gravité par transformée de Fourier.

Pour réaliser cette étape on utilise le programme GEO-FOUR de Gravsoft, le principe du traitement est basé sur la méthode inverse de Vening Meinesz.

Calcul de l'ondulation du géoïde marin

Le calcul du géoïde à partir de l'anomalie de gravité est réalisé en appliquant la formule de Stokes (Formule 6).

Restitution en dernier lieu des valeurs finales de l'anomalie, à partir de ces résultats on peut générer notre modèle.

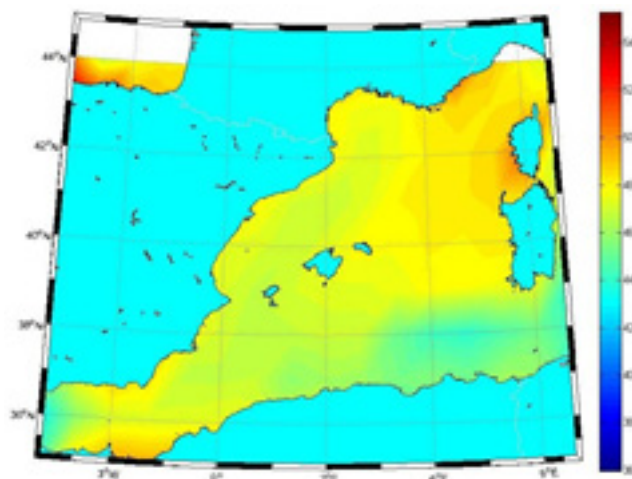


Fig. 6 Représentation du Géoïde marin calculé.

5. Conclusion

Le but de cette étude était de déterminer l'ondulation de géoïde à partir de données altimétrie satellite spatiale du Sentinel 3A sur la Méditerranée occidentale. Le traitement de ces données fournis par Copernicus, nous a permis d'abord de déterminer les ondulations de géoïde le long des traces du satellite, L'interpolation de altitudes obtenues a permis de génération d'une grille régulière sur toute la zone d'étude avec une résolution de 5 degrés.

Après le calcul des composantes de la déviation de la verticale à partir des ondulations du géoïde altimétrique et celles de la déviation de la verticale issues du modèle global EGM2008, un résidu entre les composantes est utilisé pour le calcul de l'anomalie gravitationnelle. En fin le géoïde marin est déterminé par la restauration du modèle global en ajoutant l'ondulation de gravité obtenue.

La combinaison des données de différentes missions altimétriques ainsi l'amélioration des algorithmes de traitement de la forme d'onde de l'écho (retracking), retravaillera considérablement l'estimation de ces résultats, notamment sur les zones côtières.

Références bibliographiques

- Bonnefond P, 1994. Méthode Géométrique de Trajectographie par Arcs Courts Application à l'Analyse des Mesures Altimétriques des Satellites Topex/Poseidon et ERS1 en Méditerranée, Thèse de Doctorat.
- Bruns H, 1878. Die figur der erde, Berlin, Publ, Ein Beitrag zur europchen Grandmessung
- Chelton DB, Ries JC, Haines BJ, Fu LL, 2001. Satellite Altimetry. Satellite altimetry and earth sciences, pp. 57-64
- Featherstone W, Allister N, 2001. Estimation of Helmert Orthometric Heights Using Digital Barcode Levelling, Observed gravity and topographic mass-density data over part of the Darling scar, WESTERN AUSTRALIA.
- Featherstone W, Allister N, 2001. Manual for tidal heights analysis and predictions. Pacific Marine Sciences Report, 7710, 97pp.
- Forsberg R, Tscherning C, 2003. An overview manual for the Gravsoft.
- Haddad M, 2004. Détermination du Géoïde en Algérie du Nord par Intégration des Données Gravimétriques et Altimétriques, Mémoire de Magister.
- Hwang C, 1998. Inverse Vening Meinesz, formula and deflection-geoid formula: applications to the predictions of gravity and geoid over the South China Sea.
- Madjid A, 2006. Etude du traitement de données gravimétriques acquises lors de levés aériens.
- Rami A, 2012. Traitement du signal d'altimétrie spatiale pour la détermination des paramètres affectant la mesure altimétrique: Analyse des données du satellite Jason-1 en Méditerranée occidentale, Thèse de Doctorat.
- Ole B. Andersen, 2013. Altimetry data processing Marine Gravity.
- Rummel R, 1993. Satellite altimetry in geodesy and oceanography, Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 50, Springer-Verlag, 453-466.