



DETERMINATION DU NIVEAU MOYEN DE LA MEDITERRANEE ET L'ETUDE DE SA VARIABILITE : ANALYSE DES DONNEES DU SATELLITE JASON-2

RAMI A., HADDAD M.

Centre National des Techniques Spatiales, BP 13 Arzew-Oran, Algérie

rami_alidz@yahoo.fr

ABSTRACT

The sea surface height can be determined by satellite altimetry, highlighting and understanding of oceanographic and geophysical phenomena arising today is a challenge that the comprehension requires many successive altimetric missions.

The Jason-2 mission is scheduled to meet these expectations. The analysis and processing of Jason-2 measurements requires finding a high accuracy in the determination of the parameters to access the calculation of the sea surface height above a reference ellipsoid.

In this article, we will process six (05) years of Jason-2 altimeter measurement to determinate an accurate geoid height over the western Mediterranean sea. The adapted model of sea surface determination is based on the propagation corrections, geophysical corrections and the reduction of orbit error.

The result surface will allow us to calculate the dynamic topography of the sea and explore its variability.

Keywords: Satellite altimetry, Geoid, Jason-2, sea surface heigth, dynamic topography, ellipsoid.

RESUME

La forme de la mer peut être déterminée par altimétrie spatiale, la mise en évidence et la compréhension des phénomènes océanographiques et géophysiques qui en découlent représentent aujourd'hui un défi dont la compréhension nécessite la programmation de nombreuses missions successives.

La mission spatiale Jason-2 est prévue pour répondre à ces attentes. L'analyse et le traitement des données altimétriques du satellite Jason-2 requiert la recherche d'une très grande exactitude dans la détermination des différents paramètres permettant d'accéder au calcul de la hauteur de la mer au-dessus d'un ellipsoïde de référence.

Dans cet article, nous allons traiter six (05) années de mesure altimétriques du satellite Jason-2 pour aboutir au calcul d'un géoïde altimétrique précis sur le bassin de la Méditerranée occidentale. Le modèle de calcul adapté tient en considération les corrections de propagation, les corrections géophysiques et la réduction de l'erreur d'orbite.

La surface moyenne va nous permettre de calculer la topographie dynamique de la mer et d'étudier sa variabilité.

Mots clés : Altimétrie spatiale, Géoïde, Jason-2, niveau moyen altimétrique, topographie dynamique, ellipsoïde.

INTRODUCTION

C'est au début des années 70 que les satellites ont commencé à transmettre régulièrement les données sur la physique, la chimie et la dynamique des terres, des océans, de l'atmosphère et de la biosphère. C'est aussi l'époque des premières mesures altimétriques pour déterminer la topographie de la surface océanique (User Handbook, 2008).

Les Etats-Unis sont les premiers à avoir fait orbiter un altimètre à bord de satellites, sur Skylab et Geos-c en 1975, puis sur Seasat en 1978 et Geosat en 1985. Avec les années 90, de nouvelles missions altimétriques sont lancées, ERS-1 (1991-1996), TOPEX (depuis 1992), ERS-2 (depuis 1995). Au 21^{ème} centenaire, d'autres missions ont été lancées, Jason-1 en 2003, Jason-2 en 2008, et saral depuis 2011.

Ce travail est basé sur le traitement et l'analyse des données altimétriques du satellite Jason-1. Ce traitement consiste à corriger la mesure altimétrique d'une part, des effets atmosphériques (l'effet troposphérique et ionosphérique) en se basant sur des modèles analytiques (Rummel, 1993), et d'autre part, de l'effet du biais de l'état de la mer par le modèle non paramétrique de FG (Gaspar et Florens, 1998), de l'effet du baromètre inverse par le modèle ECMWF basé sur la pression atmosphérique de la surface de la mer ensuite. La mesure altimétrique est aussi corrigée de l'effet de la marée par des modèles adéquats basés sur le développement du potentiel générateur de la marée (Lefevre, 2000). Le traitement aux points de croisement permet de réduire l'erreur d'orbite en se basant sur le modèle de Bonnefond et al. (1994).

La correction des données nous permet de calculer les profils moyens de la hauteur de la mer au-dessus d'un ellipsoïde de référence et par conséquent la

détermination d'un niveau moyen de la Méditerranée occidentale et sa topographie dynamique.

La surface obtenue avec la combinaison des données d'autres missions altimétriques (Topex/Poseidon, Jason-1) permettent d'étudier la variabilité de la mer.

PRINCIPE DE L'ALTIMETRIQUE

Le radar envoie des impulsions rectangulaires à une fréquence élevée. L'impulsion retour est reçue dans une fenêtre d'écoute proportionnée par une boucle de poursuite grâce aux mesures antérieures. Comme chaque impulsion est trop bruitée, on n'analyse que la moyenne de 10 impulsions par seconde (user Handbook 2008).

L'altimétrie spatiale est basée sur l'analyse de l'écho du signal émis par l'altimètre radar embarqué sur le satellite et réfléchi par la surface de la mer. Le traitement de cet écho permet d'extraire une mesure très précise du temps de propagation du signal aller-retour entre le satellite et la surface de la mer qui est ensuite transformé en distance appelée distance altimétrique instantanée.

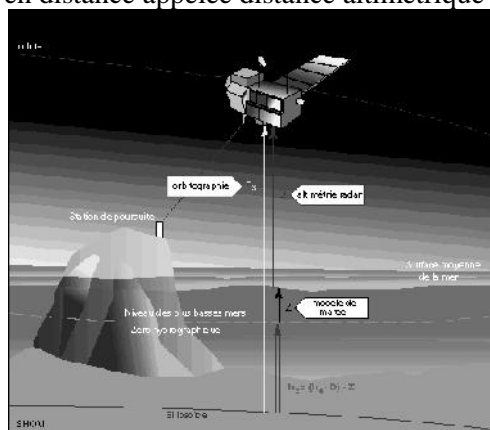


Figure 1 : Principe géométrique de la mesure (CLS, Cnes)

Le processus se déroule en quatre phases: l'émission de l'onde électromagnétique, la propagation de l'onde dans le milieu atmosphérique, l'interaction avec la surface de la mer et enfin l'analyse de l'écho. Jason-2 effectue les mesures dans les bandes Ku et C.

METHODOLOGIE

La formulation du modèle de calcul des hauteurs (H) de la surface altimétrique est donnée comme suit :

$$ssh = h_{psat} - (h_{alt} + \Sigma) \quad (1)$$

Tel que :

h_{psat} : Altitude CNES du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence GRS80 ;

h_{alt} : Altitude du satellite par rapport à la surface de la mer ;

Σ : ensemble des corrections à apporter sur la mesure altimétrique :

Le niveau des mers n'est obtenu qu'après correction des mesures altimétriques des erreurs instrumentales, de propagation (Ionosphérique et Troposphérique) et géophysiques (marée, baromètre inverse,...)

Corrections Instrumentales

Les erreurs d'origines instrumentales sont dues essentiellement aux effets liés à la géométrie du satellite, aux erreurs d'orbite du satellite et au délai de transmission dans les circuits électroniques (Christensen et al., 1994 ; Ménard et al., 1994).

Il est à noter que les données altimétriques Jason-2 fournies par « GDR-M science data record » sont corrigées de toutes erreurs instrumentales, sauf de l'effet du déplacement du centre de gravité qui est une conséquence du mouvement solaire corriger.

Corrections de propagation

L'atmosphère terrestre n'est pas homogène mais stratifiée. Ses couches diffèrent par leur composition en gaz, en électrons libres, en vapeur d'eau... ; tous ces facteurs interviennent dans l'expression de l'indice de réfraction du milieu et la célérité de l'onde est modifiée selon la couche de l'atmosphère qu'elle traverse : dans l'ionosphère, les électrons libres ralentissent l'onde; dans la troposphère, ce sont les gaz atmosphériques (Pascual et al., 2008).

Les caractéristiques électriques, physiques et chimiques de la couche ionosphérique (entre 50 et 1000 Km environ) provoquent une déformation et un changement au niveau des caractéristiques du signal émis par l'altimètre radar. La mesure altérée peut être corrigée par un modèle issu de mesures bifréquences, comme suite (Leick, 1995) :

$$h = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} h_1 - \frac{f_2^2}{f_2^2 - f_1^2} h_2 \quad (2)$$

où :

h représente la mesure altimétrique corrigée ;

h_1 est la mesure altimétrique par la fréquence f_1 ;

h_2 est la mesure altimétrique par la fréquence f_2 .

La vitesse de propagation d'une impulsion radar est ralentie par les gaz et la quantité de vapeur d'eau dans la troposphère (entre 0 et 50 Km). Cette correction est une fonction des paramètres météorologiques (pression, température et humidité) et de la latitude du point de mesure (Rummel, 1993). La correction troposphérique a deux composantes :

- La composante sèche, la plus importante (~2 m), qui peut être quantifiée par la formule suivante (Pascual et al., 2008):

$$\Delta h_d = 2,227 \times 10^{-5} [1 + 0,0026 \cos(2\{] P_a \quad (3)$$

où :

{ est la latitude géographique (en rad.) ;

P_a est la pression au niveau de la mer (en pascal.).

- La composante humide, moins importante mais difficile à modéliser, est donnée par la relation suivante (Pascual et al., 2008):

$$\Delta h_w = 2,227 \times 10^{-5} \left(\frac{1255}{T_s} + 0,05 \right) P_s \quad (4)$$

où :

T_s représente la température en degrés Kelvin ;

P_s représente la pression partielle de la vapeur d'eau.

Corrections Géophysiques

Biais de l'état de la mer SSB

Il existe plusieurs modèles qui permettent de calculer le biais de l'état de la mer, on trouve des modèles physiques conçus en utilisant la théorie électromagnétique (Rodriguez et al. 1992; Elfouhaily et al. 1999, Elfouhaily 2000), des modèles empiriques paramétriques calibrés par analyse des données de l'altimètre (Born et al., 1982 ; Zlotnicki et al., 1989 ; Gaspar et al., 1994 ; Chelton 1994), et d'autres modèles empiriques non paramétriques (Gaspar et al., 2002) appliqués pour les données Jason-2.

Pour le modèle non paramétrique, *SSB* est supposé être assigné par la forme (Rami et al., 2011; Tran et al., 2010):

$$SSB = f(swh, \uparrow_0) \approx f(swh, u) \quad (5)$$

où :

swh est la hauteur significative des vagues;

σ_0 est le coefficient de rétrodiffusion;

u est la vitesse du vent.

Notons que la hauteur significative de la vague (*swh*) est calculée par le modèle défini par Gaspar et al. (2002):

$$swh = 2C\sqrt{\tau_c^2 - \tau_p^2} \tag{6}$$

où :

C est la célérité ;

τ_c (en secondes) représente le délai dû à la tache de l'écho sur la mer;

τ_p (en secondes) représente la longueur d'onde de l'écho.

La vitesse du vent (u) est calculée selon le modèle de Chelton-Wentz (Witter and Chelton, 1991); ce modèle est obtenu par un ajustement par moindres carrés d'un polynôme d'ordre 4 du modèle tabulaire modifié de la vitesse du vent de Chelton-Wentz (1986), il est donné par :

$$u = \sum_{n=0}^4 a_n (\tau_{ob})^n \tag{7}$$

où :

σ_{ob} représente le coefficient de dispersion biaisé: $\tau_{ob} = \tau_0 + d\tau$ (en décibels) ;

σ_0 est le coefficient de rétrodiffusion.

Les coefficients polynomiaux a_i sont définis comme suit :

| u limits | σ_{ob} limits | a_0 | a_1 | a_2 | a_3 | a_4 |
|-------------------|----------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|
| $u > 7.30$ | $\sigma_{ob} < 10.8$ | 51.04530 | 10.98280 | 1.895708 | 0.174827 | 0.005438 |
| $7.30 > u > 0.01$ | $10.8 < \sigma_{ob} < 9.6$ | 317.4742 | 73.50789 | 6.411978 | 0.248668 | 0.003607 |
| $u = 0.0$ | $19.6 < \sigma_{ob}$ | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |

Tableau 1 : Les paramètres estimés pour le calcul de la vitesse du vent (User Handbook, 2008).

Barométrique inverse

La réponse en baromètre inverse est surtout observée au large. Elle se complique sur le plateau continental en raison de la topographie marine et littorale qui piège les perturbations barométriques du niveau de la mer et les contraint à se propager sous forme d'ondes de berge sur de longues distances. La réponse devient alors dynamique. Elle serait ainsi difficile à isoler de certains effets du vent qui sont associés au passage des systèmes dépressionnaires et qui se propagent en particulier le long du littoral.

La correction statique du baromètre inverse (inb) a été déterminée par le modèle suivant (User Handbook, 2008):

$$\text{inb} = \frac{\overline{P_a} - P_a}{\dots g} \quad (8)$$

où :

P_a est la pression introduite au niveau de la mer ;

$\overline{P_a} = 1013,25 \text{ hPa}$ représente la pression atmosphérique moyenne ;

$\dots \approx 1,025 \text{ g / cm}^3$ représente la densité moyenne de l'eau de la mer ;

$g = 981 \text{ cm / s}^2$ est l'accélération de la pesanteur.

Marée Océanique

Elle représente la réponse de l'océan aux mouvements de la lune, du soleil et des autres planètes. Elle se traduit par un transport des masses d'eau.

Le potentiel générateur des marées peut se décomposer en une somme de fonctions sinusoïdales élémentaires. L'expression des équations linéarisées de la marée océanique amène donc à chercher la dénivellation du niveau des océans créée par la force génératrice des marées, dont dérive le potentiel, sous la forme d'une somme de fonctions sinusoïdales élémentaires (Lefèvre, 2000) :

Concernant le satellite Jason-2, pour estimer l'effet de la marée océanique on utilise la formulation suivante (Lefèvre, 2000) :

$$\Delta h_{MO}(\{, \}, t) = \sum_i F_i [A_i \cos(\langle_i) + B_i \sin(\langle_i)] \quad (9)$$

où :

$$\langle_i = \dagger_i t + X_i + U_i, \quad A_i = Z_i \cos(\mathbb{E}_i) \quad \text{et} \quad B_i = Z_i \sin(\mathbb{E}_i)$$

F_i est le coefficient de la correction nodale de l'amplitude de l'onde i.

U_i est la correction nodale de la phase de l'onde i.

X_i est l'argument astronomique.

\dagger_i est la fréquence de l'onde i (extraite à partir du tableau du Doodson).

Notons ici que pour un lieu quelconque de coordonnées (λ, φ) , les deux quantités Z_i et ψ_i qui ne dépendent que de ce lieu, sont extraites à partir des modèles globaux. L'amplitude et la phase d'une onde "composante" peuvent être calculées par une interpolation bilinéaire à partir des fichiers sous forme matricielle. L'effet de marée océanique sur les données fournies par Aviso-altimetry est obtenu par les modèles *FES2004* (Le Provost, 2001 ; Wäunsch et al., 2008).

Marée terrestre

La Terre solide répond aux forces de gravitation externes de la même façon que les océans. La Terre répond assez vite et peut être considérée en équilibre avec la marée générée par les forces externes. Alors, la surface est parallèle avec la surface équipotentielle et la hauteur de marée est proportionnelle au potentiel. La marée terrestre est proportionnelle au potentiel terrestre, dont le facteur de proportionnalité est le nombre de Love H_n , alors elles sont données par le modèle de Cartwright and Edden (1973) :

$$\Delta h_{MT} = H_2 \frac{U_2}{g} + H_3 \frac{h_3}{g} \quad (10)$$

avec :

$$H_2 = 0,609; H_3 = 0,291 \text{ et } g = 9,81 \text{ m/s}^2.$$

Marée polaire

L'axe de rotation de la terre oscille autour de sa direction nominale avec une période apparente de 12 à 14 mois. Ceci crée une force centrifuge additionnelle qui déplace la surface. Cet effet est indiscernable des marées.

Si on connaît la position instantanée du pôle par rapport à sa position moyenne, cette information est obtenue grâce aux éphémérides du pôle, la marée polaire est calculée en utilisant l'expression simplifiée de Wahr (1985):

$$\Delta h_{MT}(\{\ , \}, t) = amp \sin(2\{ \}) [(X_{Pol} - X_{Polavr}) \cos(\{ \}) - (Y_{Pol} - Y_{Polavr}) \sin(\{ \})] \quad (11)$$

où :

$amp = 11 \times 10^{-6} \text{ as2rad } (1+k_2) = -69,435 \text{ (as2rad est une fonction de conversion du "arc sec" au radian) ;}$

$X_{Polavr} = 0,042 \text{ et } Y_{Polavr} = 0,293 \text{ en arc sec sont les coordonnées moyennes du pôle ;}$

X_{Pol} est l'abscisse du pôle suivant la direction du méridien de référence de l'IERS ;

Y_{Pol} est l'ordonnée du pôle dans la direction orthogonale ouest de l'axe des abscisses.

Correction des écarts aux points de croisement

Le point de croisement est l'intersection de deux arcs : un ascendant et l'autre descendant. A ces points de croisement coïncident donc deux mesures différentes du niveau de la mer. L'écart entre ces deux mesures doit être corrigé

et réparti sur l'ensemble des mesures des deux profils (Bonfond et Exertier, 1994).

Pour l'élimination de l'erreur d'orbite, on utilise les différences de hauteurs aux points de croisements ; pour ce faire, il est recommandé de sélectionner une région sous forme de diamant délimitée par deux passages ascendants et deux passages descendants, ce choix est motivé par les longueurs égales des passages (ascendants et descendants) (Rummel, 1993). Le modèle d'ajustement est (Rami, 2012 ; Lemoine et al., 2010) :

$$\Delta h_{ad} = \Delta r_a - \Delta r_d + v \quad (12)$$

avec :

$$v = \Delta \kappa + \epsilon \quad (13)$$

où :

Δh_{ad} représente la différence de hauteur observée entre passage ascendant et passage descendant;

Δr_a est l'erreur d'orbite du passage ascendant;

Δr_d est l'erreur d'orbite du passage descendant;

$\Delta \kappa$ représente la variabilité entre t_a et t_d (respectivement temps de passage du passage ascendant et du passage descendant) ;

v est l'erreur sur la mesure altimétrique.

La méthode utilisée pour l'ajustement des profils moyens entre eux consiste à appliquer des biais sur les hauteurs des profils au-dessus de l'ellipsoïde (un biais constant par profil). L'écart entre ces deux valeurs doit être corrigé et réparti sur l'ensemble des mesures des deux profils croisés en ce point, la méthode utilisée pour cela est la méthode d'interpolation polynomiale (Bonfond, 1994).

DONNEES UTILISEES

Pour cette application, les données utilisées représentent plus de six (05) années consécutives de données altimétriques du satellite Jason-2 (Aviso Altimetry 20012, NASA PODAC 2012). Pour plus de détails sur les données GDR se référer à OSTM/Jason-2 Products Handbook (2009).

La Méditerranée occidentale, notre zone d'intérêt, est défini par les coordonnées géographiques suivantes: 35°N-45°N, 3°W-11°E, ces passages sont sélectionnés en utilisant un localisateur de passage (2013) sur Google Earth (Figure 2).

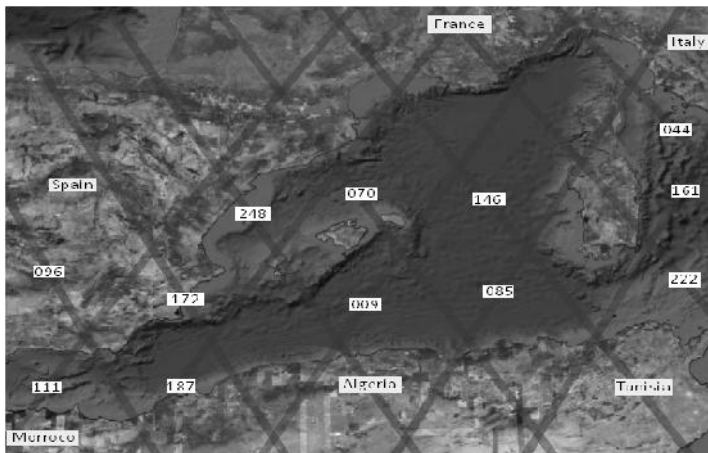


Figure 2 : Traces du satellite Jason-2 couvrant la zone de calcul

Les passages du satellite Jason-2 qui traversent la Méditerranée occidentale sont # 009, 044, 070, 085, 146, 161, 172, 187, 222 et 248, on prends tous les passages du cycle 005 au cycle 047 (du 29 août 2008 au 04 juillet 2012). Afin de ne prendre que les données fiables, les données altimétriques de Jason-2 sont filtrées en utilisant les critères suivants:

Table 2. Critères d'édition de données
[OSTM/Jason-2 Products Handbook 2009]

| |
|--|
| Number of valid points > 10 |
| 0 mm < RMS of 1/sec range < 200 mm |
| -130 000 mm < (altitude – range_ku) < 100 000 mm |
| -2500 mm < dry tropospheric correction < -1900 mm |
| -500 mm < wet tropospheric correction < -1 mm |
| -400 mm < ionospheric correction < 40 mm |
| -500 mm < sea state bias correction < 0 mm |
| -5000 mm < ocean tide correction < +5000 mm |
| -1000 mm < solid earth tide correction < +1000 mm |
| -150 mm < pole tide correction < +150 mm |
| 0 mm < significant wave height < 11 000 mm |
| 7 dB < sigma naught < 30 dB |
| 0 m/s < altimeter wind speed < 30 m/s |
| -0.2 deg ² < square of nadir angle < 0.5 deg ² . |

RESULTATS ET ANALYSE

Détermination du niveau moyen de la mer

Le nappage des profils moyens corrigés de l'erreur d'orbite par une grille régulière de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (en longitude et en latitude) permet d'avoir une surface moyenne.

La méthode utilisée est l'interpolation linéaire (triangulation de Delaunay) qui a été utilisée pour exclure les régions qui n'ont pas été observées par altimétrie.

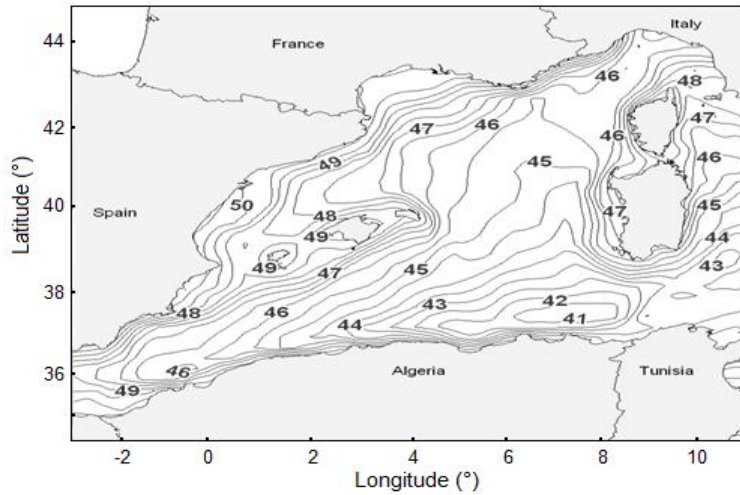


Figure 3 : Surface altimétrique déterminée par Jason-2

La figure 4, montre que la hauteur de la surface de la Méditerranée occidentale est de l'ordre des 45 mètres, par conséquent la connaissance de cette surface moyenne nous permet d'avoir sa topographie dynamique et de calculer la variabilité et la tendance.

Détermination de la topographie dynamique

La topographie dynamique de l'océan, qui est la distance entre le géoïde et la hauteur de la surface de la mer et qui reflète la dynamique de l'océan, est une inconnue océanographique primordiale.

L'utilisation du modèle gravitationnel de la terre (géoïde global) "EGM2008", obtenu à partir d'une combinaison des données (GRACE, des mesures gravimétrique terrestres et altimétriques,...), nous permet de calculer la topographie dynamique de la Méditerranée occidentale (Pavlis et al., 2008).

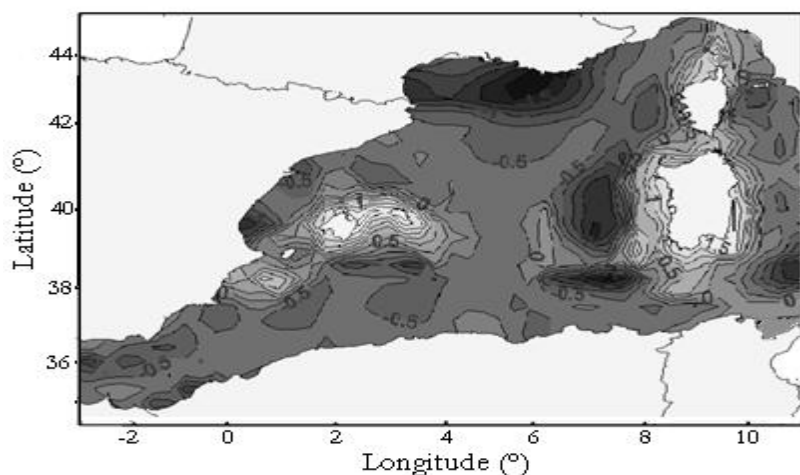


Figure 4 : Topographie dynamique de la Méditerranée occidentale

Notons d'abord que la topographie dynamique est beaucoup plus importante au large de la mer (entre -1,5 et 1 mètres) que sur la région côtière (entre -0,5 et 0,5 mètres), notons aussi que la topographie dynamique varie entre -1,95 m et 1,81 m, avec une moyenne de 0,25 m.

Variabilité du niveau de la Méditerranée

La surface moyenne obtenue avec la combinaison des données d'autres missions altimétriques (Topex/Poseidon, Jason-1) permettent, en calculant la moyenne des valeurs d'anomalies de hauteur de la mer, de déterminer une série temporelle d'anomalies moyennes de hauteur (SLA : Sea Level Anomaly) en Méditerranée pour la période 1993-2012 (Haddad et al. 2011).

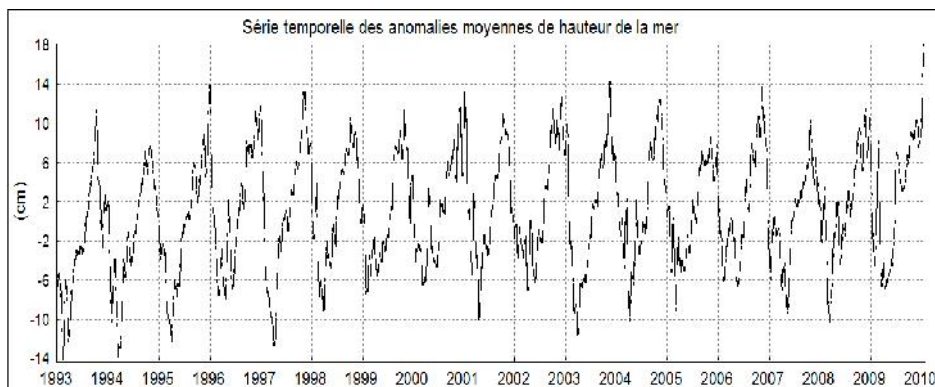


Figure 5 : Anomalies moyennes de hauteur de la mer en Méditerranée (SLA).

Un modèle de variabilité océanique est établi pour déterminer les composantes harmoniques. La tendance à long terme est évaluée par ajustement au sens des moindres carrés des résidus obtenus après élimination des composantes harmoniques modélisées (Figure 5) (Haddad et al. 2011).

L'analyse montre une élévation du niveau moyen de la Méditerranée de 1.72 mm/an durant la période 1993-2009. Si cette tendance continue, le niveau de la mer en Méditerranée pourrait se soulever de 15 cm d'ici la fin de ce siècle, ce qui impliquera des conséquences importantes notamment pour les zones côtières.

CONCLUSION

La mission Jason-2 a permis un progrès historique dans l'amélioration de la précision et de l'exactitude tant du point de vue de l'orbitographie que du point de vue de la détermination de la surface topographique de la mer. Dans le domaine de la géodésie spatiale et de ces applications, il s'agit d'un événement majeur.

L'utilisation des données altimétriques de Jason-2 nous a permis de déterminer une surface altimétrique moyenne sur la Méditerranée Occidentale, dont la résolution spatiale entre profils altimétriques est de l'ordre de 119 Km, elle nous a permis aussi la l'étude de la topographie dynamique et la variabilité de la méditerranée.

L'utilisation des données altimétriques d'autres missions spatiales (Envisat, saral,...) va sûrement nous apporter des résultats plus meilleurs et par la suite une bonne détermination d'autres paramètres océaniques.

En outre, les résultats obtenus et le niveau de compréhension atteint ont permis de fixer des perspectives intéressantes sur le processus du traitement de la donnée altimétrique et de passer à l'étape suivante qui est la recherche des différents domaines d'application de l'altimétrie spatiale ainsi que son apport scientifique sur ces domaines. Cette étape sera traitée avec priorité pour permettre une meilleure application de la surface moyenne obtenue, considérée comme un « géoïde marin » et de l'intégrer dans les opérations géodésiques.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier le CLS/CNES – France, pour leurs avoir fournis les CD de données : « *jason-2, Jason-1 et TOPEX/POSEIDON GDR products* ».

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AVISO Altimetry (2012). IGDR Data, <http://www.aviso.oceanobs.com>. Accessed 20 October 2012.
- AVISO USER HANDBOOK (2008). Products. SMM-MU-M5-OP-13184-CN, Edition 2 (2008).
- BORN G.H., Richards M.A., Rosborough G.W. (1992). "An empirical determination of the effects of sea state bias on SEASAT altimetry". *J. Geophys. Res.*, 87, 3221-3226.
- BONNEFOND P., EXERTIER P. (1994). "Cross nalysis of Topex/Poseidon and ERS-1 Data in the Mediterranean Sea". Proceedings of the 4th Workshop on Astrodynamics and Flight Mechanics held at Tokyo Japan, 148-153.
- CARTWRIGHT D.E., EDDEN A.C. (1973). Corrected tables of tidal harmonics, *J. Geophys. Res.*, 33, 253-264.
- CHELTON, D.B. (1994). "The sea state bias in altimeter estimates of sea level from collinear analysis of TOPEX data", *J. Geophys. Res.*, 99, 24995-25008.
- CHRISTENSEN, E.J., HAINES B.J., KEIHM S.J., MORRIS C.S., NORMAN R.A., PURCELL G.H., WILLIAMS B.G., WILSON B.C., BORN G.H., PARKE M.E., GILL S.K., SHUM S.K., TAPLEY B.D., KOLENKIEWICZ R., R.S. NEREM R.S. (1994). "Calibration of Topex/Poseidon at Platform Harvest". *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, n°12, 24465-24485.
- ELFOUHAILY T. (2000). "Improved electromagnetic bias theory", *J. Geophys. Res.*, 105, 1299-1310.
- ELFOUHAILY, T., THOMPSON D.R., VANDEMARK D., CHAPRON B. (1999). "Weakly nonlinear theory and sea state bias estimations", *J. Geophys. Res.*, 104, 7641-7647.
- GASPAR, P., FLORENS J. (1998). "Estimation of the sea state bias in radar altimeter measurements of sea level: Results from a new nonparametric method", *J. Geophys. Res.*, 103, 15803-15814.
- GASPAR, P., OGOR F., LE TRAON P.Y., ZANIFE O. (1994). "Estimating the sea state bias of the Topex/Poseidon altimeters from crossover differences", *J. Geophys. Res.*, 99, 24981-24994.
- GASPAR P., LABROUE S., OGOR F., LAFITTE G., MARCHAL L., RFANEL M. (2002). "Improving nonparametric estimates of the sea state bias in radar altimeter measurements of sea level", *J. Atmospheric Oceanic Technol.*, 19, 1690-1707.
- HADDAD M., KAHLOUCHE S., RAMI A. (2011). "Investigation of Mediterranean sea level variability by singular spectral analysis", *Journal of Mathematics and Technology - JMT*, Vol. 2, n°1, 45-53 – ISSN-2075-4124.
- LEFEVRE F. (2000). "Modélisation des marées océaniques à l'échelle globale : assimilation de données in situ et altimétrique". Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique et de Mécanique de Grenoble.

- LE PROVOST C. (2001). "Ocean tides. Satellite Altimetry and Earth Sciences. ed. L.L. Fu and A. Cazenave, 267-303. OSTM/Jason-2 Products Handbook, 2009. Products, SMM-MU-M5-OP-13184-CN. Edition 4.1.
- PASCUAL A., MARCOS M., GOMIS D. (2008). "Comparing the sea level response to pressure and wind forcing of two barotropic models: validation with tide gauge and altimetry data", *J. Geophys. Res.*, 113 (C7).
- PASS LOCATOR. <http://www.aviso.oceanobs.com/fr/donnees/boite-a-ouils/localiser-une-demi-orbite.html>. Accessed 12 October 2012.
- PAVLIS N.K., HOLMES S.A., KENYON S.C., JOHN K. (2008). "The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008)", Factor3 DOI: 10.1029/2011JB008916.
- RAMI A. (2012). Thèse de Doctorat, <http://dspace.univ-tlemcen.dz/handle/112/2990>.
- RAMI A., KAHLOUCHE S., HADDAD M. (2011). "Estimation of the geophysical parameters and the orbital error effect on the altimetric measurements for sea surface height determination", *Int. J. Phys. Sc.*, Vol.6, n°15, 3777-3783.
- RODRIGUEZ, E., KIM Y., MARTIN J.M. (1992). "The effect of small-wave modulation on the electromagnetic bias", *J. Geophys. Res.*, 97, 2379-2389.
- RUMMEL R. (1993). "Satellite altimetry in geodesy and oceanography". Springer Verlag, 50, 453-466.
- TRAN N., LABROUE S., PHILIPPS S., BRONNER E., PICOT N. (2010). "Overview and update of the sea state bias corrections for the jason-2, jason-1 and TOPEX missions", *Mar. Geod.* 33(1,1),348.
- WITTER, D.L., CHELTON B.B. (1991). "A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development", *J. Geophys. Res.*, 96, 8853-8860.
- WAHR J.W. (1985). "Deformation of the Earth induced by polar motion". *J. Geophys. Res.*, 90, 9363-9368.
- WÄUNSCH J., SCHWINTZER P., PETROVIC S. (2008). "Comparison of two different ocean tide models especially with respect to the GRACE satellite mission". Geo Forschungs Zentrum Potsdam. Scientific Technical Report.
- ZLOTNICKI V. (1994). "Correlated environmental corrections in Topex/Poseidon with a note on ionospheric accuracy", *J. Geophys. Res.* 99, 24907-24914.