

Conférence présentée à l'IPG de Strasbourg sur :

Altimétrie spatiale en Méditerranée Occidentale

Salem KAHLOUCHE

Directeur de la Division de Géodésie
Centre National des Techniques Spatiales
CNTS BP 13 Arzew 31200 - ALGERIE

Emails : Kahlouches@cnts.dz ; s_kahlouche@yahoo.fr

Tél : 213.41.47.25.80 - 213.41.71.15.52.18

Équipe : **RAMI Ali, BENAHMED Daho,**

KARICHE Idir, KHELIF Med, DENOUKRI Toufik,..

Institut de Physique du Globe de Strasbourg – IPGS / EOST – le 18 Mai 2006

Altimétrie spatiale en Méditerranée Occidentale

Introduction

I : Fondements de l'altimétrie spatiale

II : Les missions spatiales

III : Modélisation (bilan des principales erreurs)

IV : Application - Altimétrie spatiale en Méditerranée :

IV-1 : Détermination du niveau de la mer

IV-2 : Étude du biais de l'état de la mer (SSB)

Conclusion

Introduction

La géodésie spatiale s'intéresse à la forme et à la dimension de la Terre (**ainsi que son champ de pesanteur**) par principalement l'utilisation des techniques spatiales.

L'altimétrie par satellite est un moyen puissant qui sert à accéder à cette finalité par l'étude de la topographie dynamique des océans, la détermination du niveau moyen, la circulation océanique,...

- Hormis les diverses applications de l'Altimétrie, le niveau moyen (**MSL**) est considéré comme une surface **géopotentielle** proche du **Géoïde**, qui est la surface de référence des altitudes.
- Le géoïde permet aussi l'**exploitation** des résultats issus des techniques spatiales de positionnement comme le GPS (WGS), dans les cartographies locales (Nord Sahara en Algérie, ou NTF en France).

I- Fondements de l'altimétrie spatiale

Définition :

L'altimétrie spatiale est une technique qui permet de mesurer la hauteur d'un satellite au-dessus de la surface des mers.

Historique :

L'altimétrie spatiale est apparue dès la fin des années **70** avec le lancement des missions spatiales notamment :

**GEOS-3 (1975), SEASAT (1978), GEOSAT(1985), ERS-1 (1991),
Topex/Poséidon (1992), ERS-2 (1995), Jason-1 (2001),
ENVISAT (2002), OSTM (2008),...**

Principe de l'altimétrie spatiale

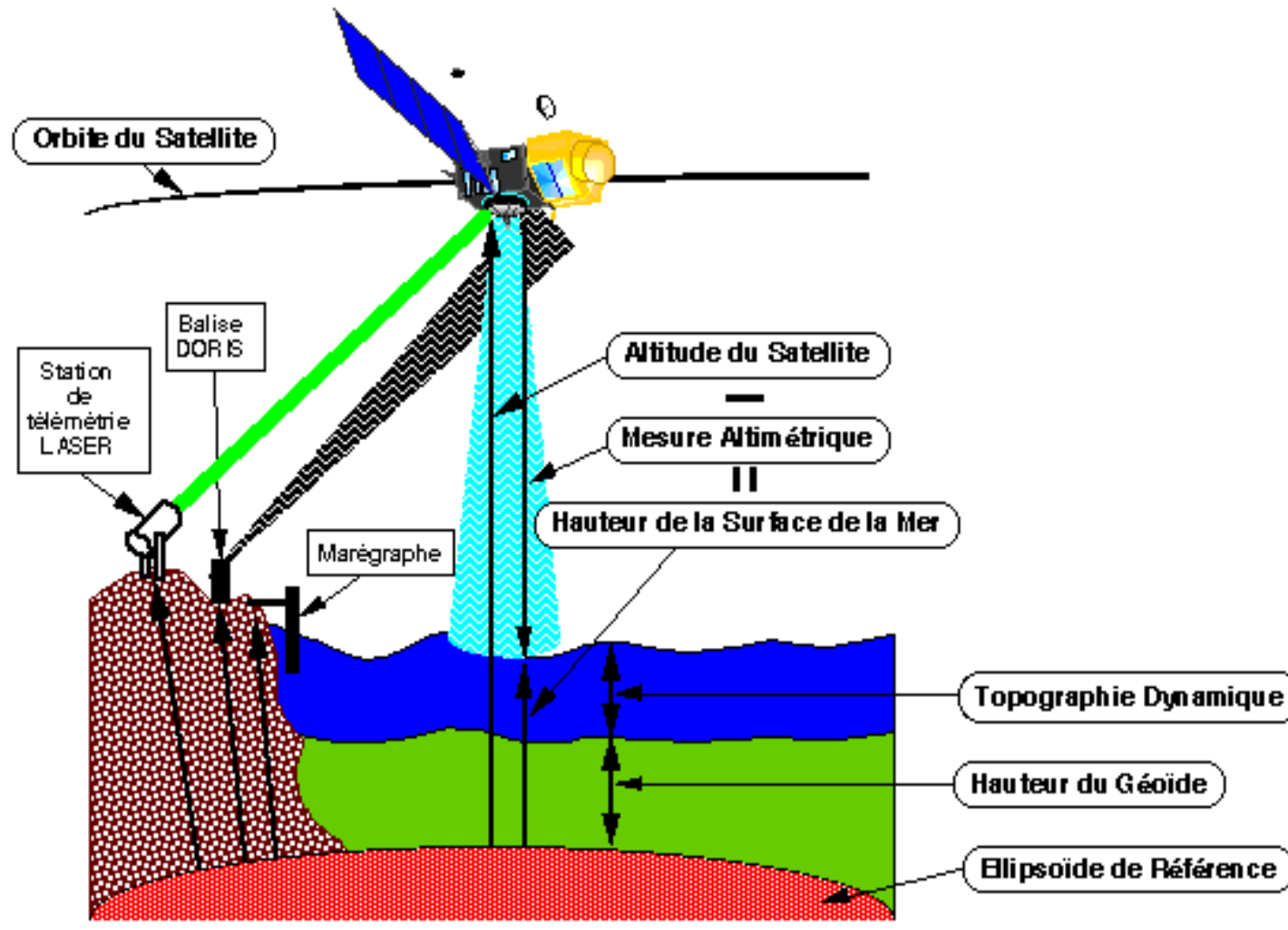
L'altimétrie satellitaire est basée sur deux principes :

1- Physico-optique : *Concerne le traitement du signal rétrodiffusé par la surface de la mer, la modélisation de l'écho, la vitesse du vent ainsi que la mesure altimétrique (modèle de Barrick).*

2- Géométrique : *Consiste à déduire la hauteur de la surface de la mer par rapport à un ellipsoïde de référence, à partir de la connaissance de l'orbite, de la position du satellite et de la mesure altimétrique.*

Le principe cardinal des missions altimétriques : précision centimétrique (~ 2 cm) sur l'orbite du satellite (GPS, Doris, SLR,...) et sur la mesure.

Principe géométrique



Procédé de mesure

➤ Emission de l'onde électromagnétique

L'altimètre radar, embarqué sur le satellite, émet suivant le nadir des ondes radioélectriques à très haute fréquence (2000 impulsions / s à 5.3 & 13.6 Ghz pour Jason), et génère un flux d'erreurs, dites erreurs instrumentales.

➤ Propagation de l'onde électromagnétique

Les ondes émises par le radar traversent le milieu atmosphérique qui joue le rôle d'un obstacle pour ces ondes. Il est donc considéré comme étant une source d'erreurs dites erreurs liées à la propagation.

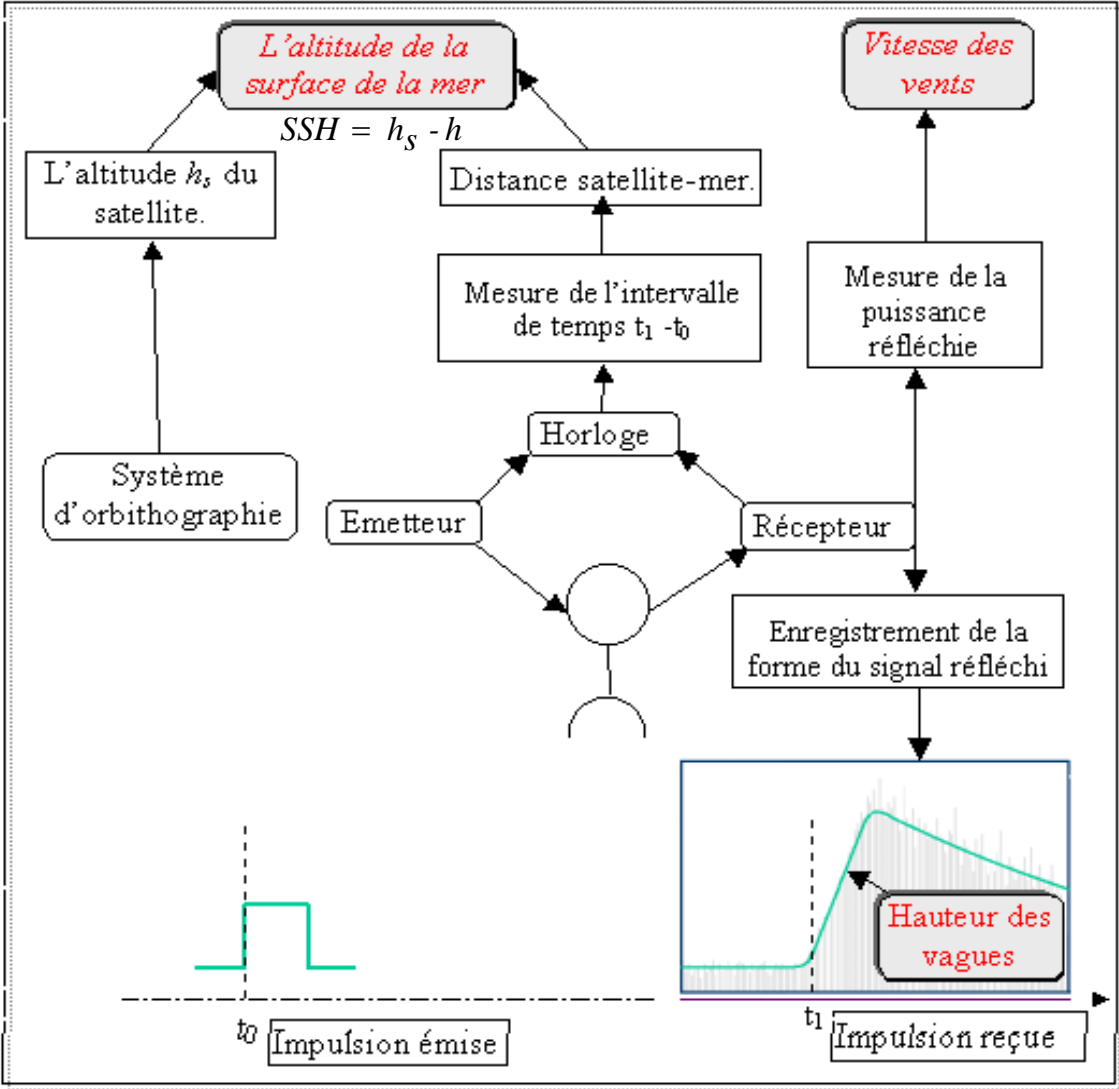
➤ **Interaction de l'onde avec la surface de la mer**

L'onde va s'intersecter avec la surface de la mer, qui est une surface rugueuse considérée comme aléatoire, et sera réfléchi vers le satellite (points spéculaires).

➤ **Réception de l'écho**

L'altimètre radar reçoit l'écho réfléchi par la surface de la mer, ce qui déclenche le processus de traitement pour déterminer les différentes quantités de la mesure altimétrique.

Quantités mesurées par l'altimètre radar



Applications de l'altimétrie spatiale

➤ Océanographie et prévisions océaniques

- ✓ *La circulation océanique, mise en évidence des tourbillons, marées, hauteur des vagues, vitesses du vent, ...*
- ✓ *la mesure très précise de l'évolution temporelle du **niveau moyen global de la mer**, ainsi que du niveau des lacs continentaux, des mers fermées et des grands fleuves.*
- ✓ *Les applications aux études de la structure de la lithosphère océanique et du manteau supérieur.*

➤ Géophysique

- ✓ *La détermination du géoïde marin*

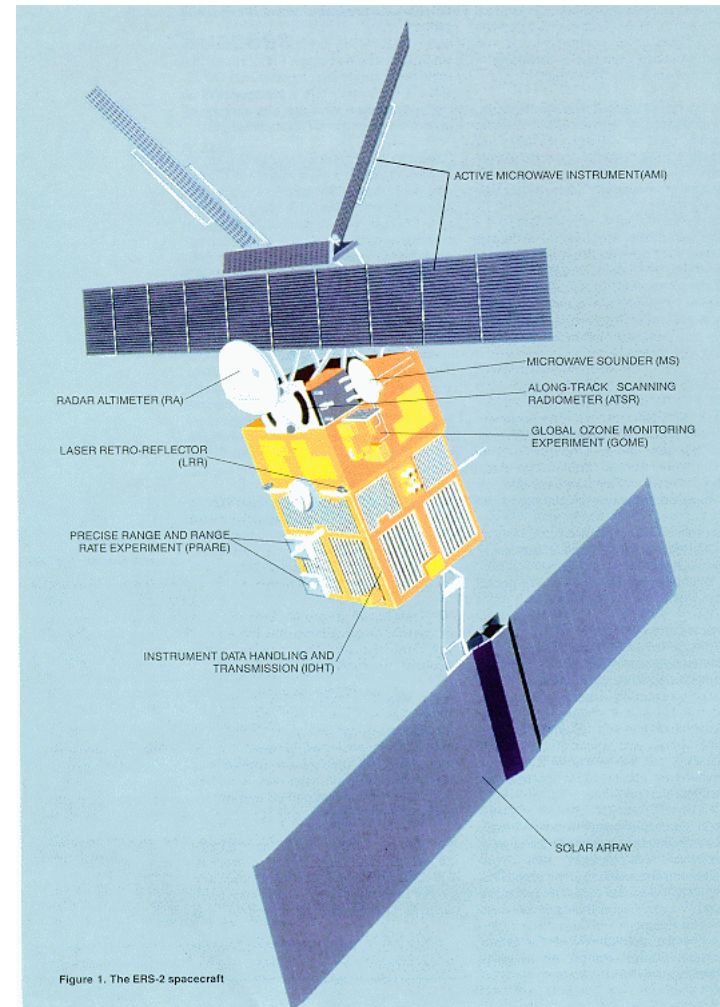
➤ Climatologie et prévisions climatiques

➤ Météorologie marine

II- Les missions altimétriques

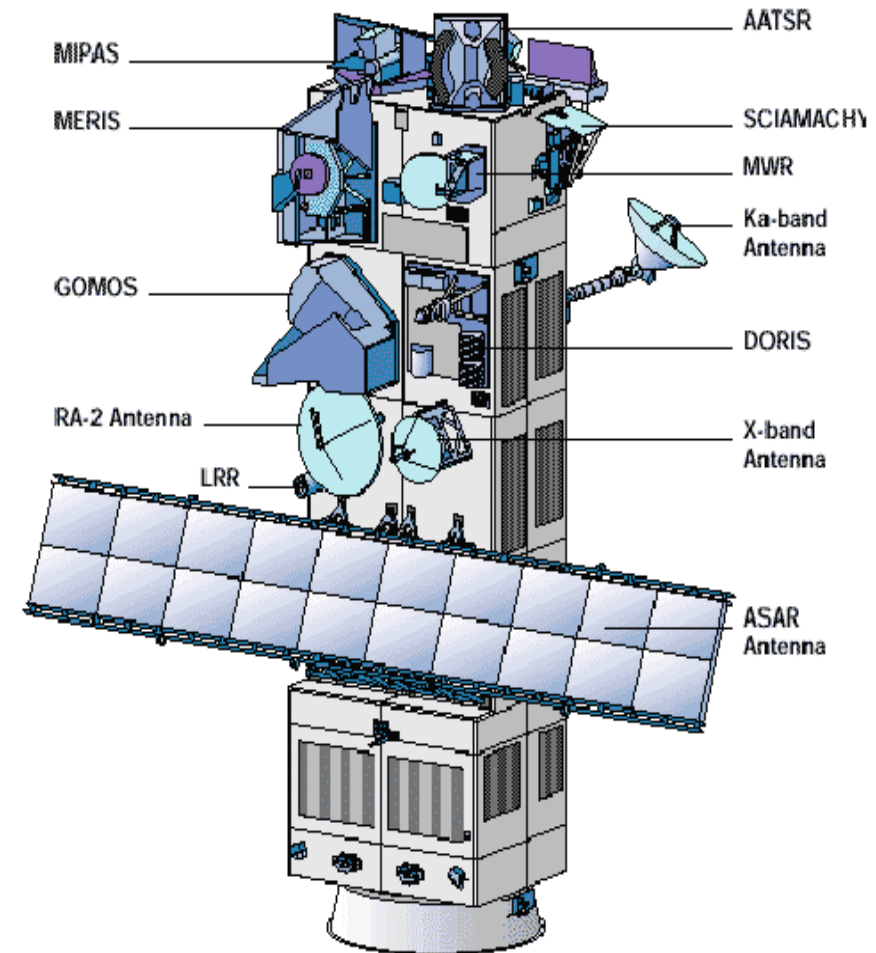
❖ La mission ERS-2

- ✓ Lancé le 21 avril 1995
- ✓ Altitude 780 km
- ✓ Poids 2500 kg
- ✓ Orbite circulaire inclinée à **98.543°**
- ✓ Une période de 100 mn
- ✓ Cycle orbital de 35 jours



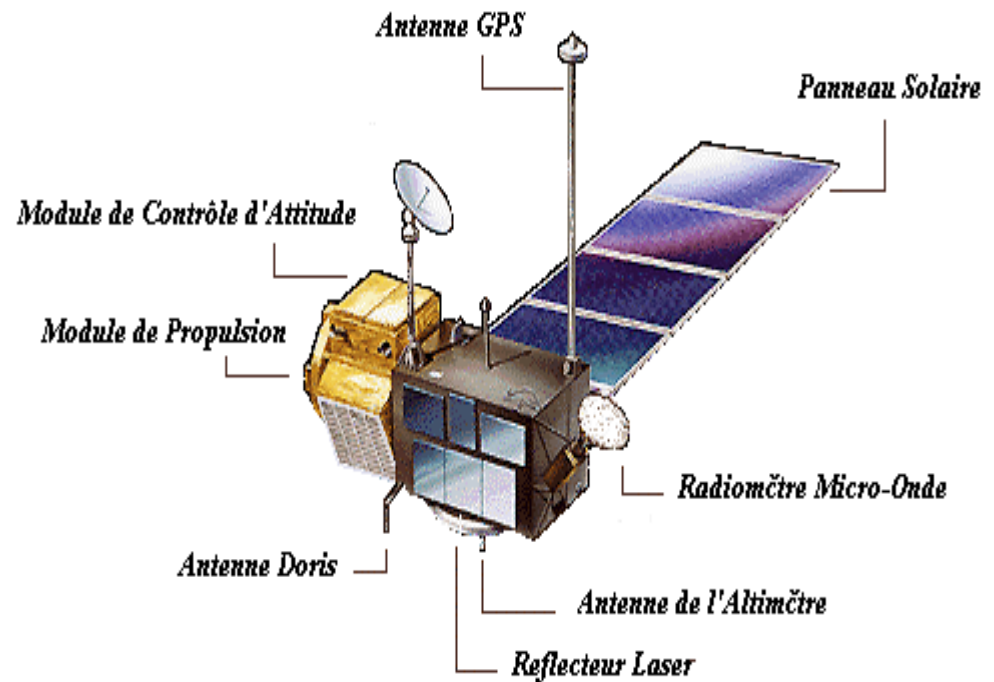
❖ La mission ENVISAT

- ✓ *Lancement le 01 mars 2002*
- ✓ *Poids : 8 T*
- ✓ *Altitude 800 Km*
- ✓ *Orbite circulaire inclinée à 98°*
- ✓ *Une période de 101 minutes*
- ✓ *Cycle orbital de 35 jours*



❖ La mission Topex/Poséidon

- ✓ *Lancement le 10 août 1992 (désactivé en janvier 2006)*
- ✓ *Poids : 2,4 tonnes*
- ✓ *Altitude 1336 km*
- ✓ *Orbite circulaire inclinée à 66°*
- ✓ *Une période de 112 minutes*
- ✓ *Cycle orbital de 10 jours*
- ✓ *Couvre 90% des océans*
- ✓ *50 000 mesures par jour*

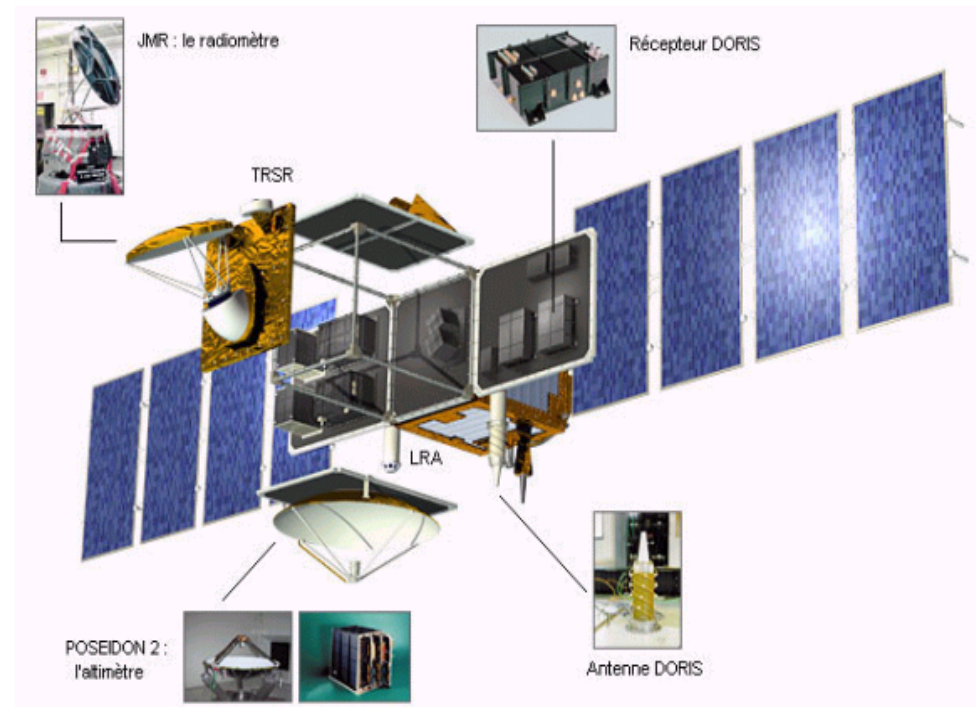


❖ La mission Jason-1

Jason-1 est le premier de la série du programme **Jason**. C'est un satellite Franco-Américain (CNES/NASA).

Jason-1, successeur de Topex/Poséidon, a été lancé le 7 décembre 2001 depuis la base de Vandenberg en Californie.

- Poids de **500 Kg**
- Altitude **1336 km**
- Équateur : équidistance **315 Km**
- Orbite circulaire inclinée à **66°**
- Cycle orbital de **10 jours**
- **254 passages par cycles**
- Couvre **90% des océans**
- Une période de **112 minutes (5.8 km/s au sol)**



III- Modélisation :

Modèle théorique de calcul du niveau de la mer :

$$SSH = Hp_Sat - (H_Alt + \Sigma)$$

SSH : Hauteur de la surface de la mer

***Hp_Sat* : Altitude du satellite**

***H_Alt* : Altitude mesurée**

Σ : Différentes corrections

Avec :

$$\Sigma = \left(\begin{array}{l} Sea_state_bias_ku + Model_dry_tropo_corr + \\ Rad_wet_tropo_corr + Iono_corr_alt_ku + \\ Inv_bar_corr + Ocean_tide_sol2 + Solid_earth_tide + \\ Pole_tide \end{array} \right)$$

Modélisation : bilan d'erreurs

$$H_{\text{mer}} = H_{\text{sat}} - H_{\text{obs}} + \Sigma_{\text{Corr.}}$$

Centre Multimissions Altimétriques :

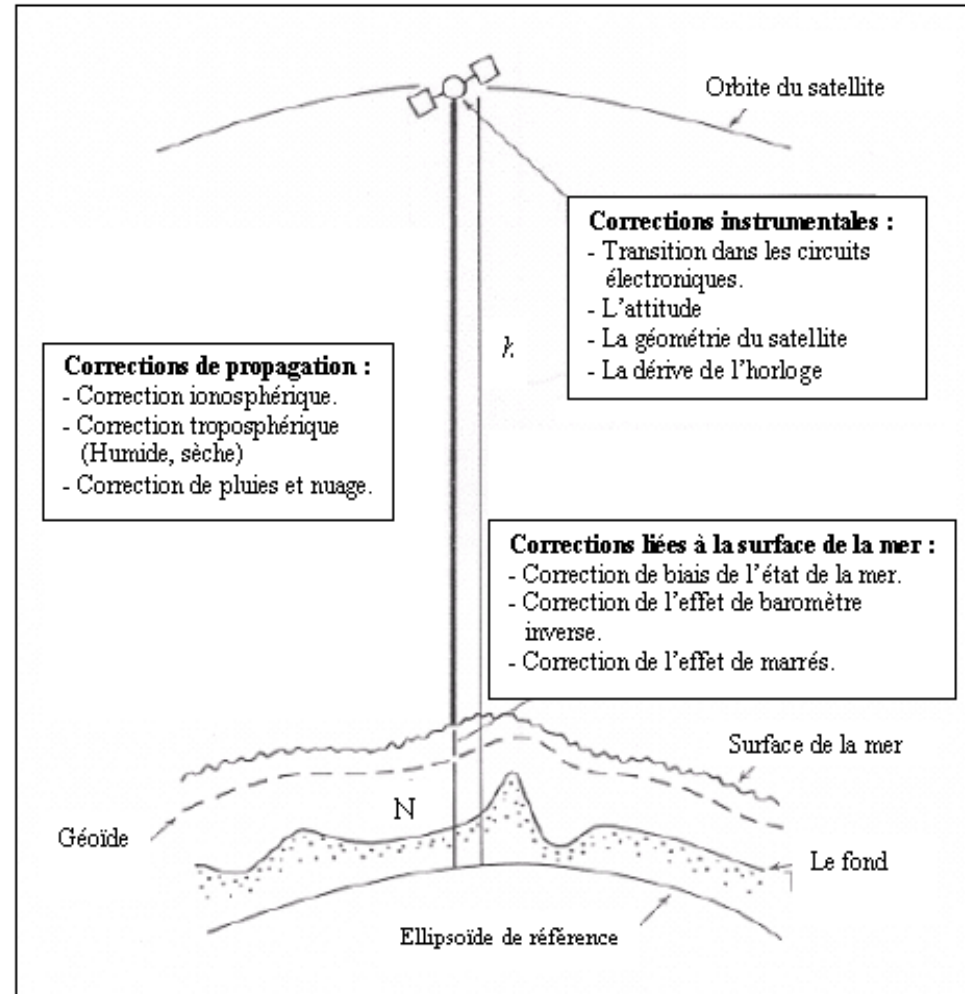
Marées (terrestres, océaniques, polaires,...) : 1 m en plein océan ; 15-20 m près des côtes

Effet de charge : 30 cm

Ionosphère : 0 à 50 cm

Troposphère humide : 0 à 50 cm

Troposphère sèche : 2.3 m



Corrections à apporter à la mesure altimétrique

Corrections instrumentales :

- Correction du délai de transition dans les circuits électroniques des instruments.
- Correction liée à la géométrie du satellite (distance entre le centre de phase du radar et le centre de gravité du satellite).
- La dérive de l'horloge embarquée sur le satellite.

Correction Ionosphérique :

$$\Delta h = \frac{40.2 E}{f^2}$$

f : fréquence de l'onde

E : contenu total en électrons libres (TEC)

Correction Troposphérique

La composante sèche : $\Delta h_d = 2.227 \cdot 10^{-5} (1 + 0.0026 \cos(2\varphi)) p_s$

La composante humide : $\Delta h_w = 2.227 \cdot 10^{-5} \left(\frac{1255}{T_s} + 0.05 \right) e_s$

φ : latitude géographique

p_s : pression au niveau de la mer

T_s : température

e_s : pression partielle de la vapeur d'eau

Pluies et nuages

$$\Delta h = 10.15 \cdot 10^{-6} d h_n$$

d : densité du nuage

h_n : épaisseur du nuage

Pour $h_n = 1 \text{ Km}$; $\Delta h = 0.15 \text{ cm}$ ce qui est négligeable.

Effets de marées

Marée Polaire : *C'est le mouvement irrégulier de l'axe de rotation de la terre qui, induisant une accélération différentielle, est responsable de la déformation observée à la surface de la terre*

Marée Océanique : *La marée océanique est un phénomène périodique de montée et de baisse du niveau de la mer. Il est gouverné par l'action gravitationnelle des autres corps du système solaire, essentiellement la lune et le soleil.*

Marée Terrestre : *Les marées terrestres sont les déformations élastiques de l'écorce terrestre due à l'action des forces gravitationnelles de la lune et du soleil. Cet effet est calculé en utilisant les tables de Cartwright et Taylor.*

Effet de baromètre inverse $\Delta h = -\frac{(p_a - \bar{p}_a)}{\rho g}$

$\bar{p}_a \approx 1013.25 \text{ mb}$: pression moyenne

$\rho \approx 1.025 \text{ g/cm}^3$: densité moyenne de l'eau de mer

$g \approx 981 \text{ cm/s}^2$: accélération de la pesanteur

Causé par les variations de pression de l'atmosphère (effet de charge atmosphérique). Cette correction est calculée à partir de modèles météorologiques.

Biais électromagnétique $BEM = SWH [a_1 + a_2 * U + a_3 * U^2 + a_4 * SWH]$

BEM : biais électromagnétique

U : vitesse du vent

SWH : hauteur significative des vagues

$$a_1 = -0.0203 \quad a_2 = -0.00369 \quad a_3 = 0.000149 \quad a_4 = 0.0026$$

Correction du biais introduit dans les mesures par la différence de réflectivité entre les crêtes et les creux des vagues.

L'incertitude sur ce biais est actuellement le poste le **plus important** dans le bilan d'erreur des altimètres.

IV- APPLICATION DE L'ALTIMÉTRIE SATELLITAIRE EN MEDITERRANEE OCCIDENTALE

- 1- Détermination du niveau moyen en Méditerranée occidentale
- 2- Etude du biais de l'état de la mer

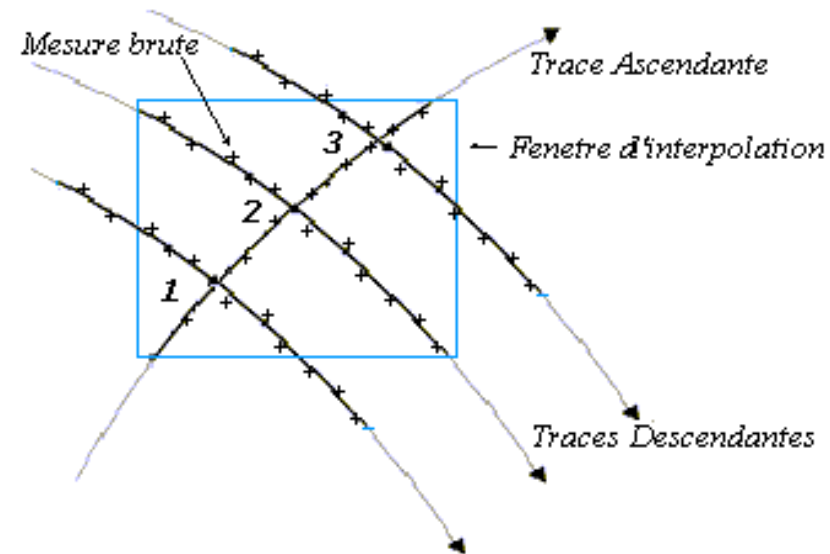
Données utilisées :

- Les données utilisées sont celles fournies par Aviso sur CD : « *Jason-1 and TOPEX/POSEIDON GDR products* » du 04 avril 2002 au 28 mars 2004, ce qui correspond à 72 cycles
- Ces données contiennent neuf passages des satellites Topex/Poseidon et de Jason-1, dont quatre ascendants et cinq descendants.

IV-1 - DETERMINATION DU NIVEAU MOYEN

Correction de l'erreur orbitale

La réduction de l'erreur d'orbite s'effectue généralement par traitement aux **points de croisement**



Point 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.

Correction d'orbite

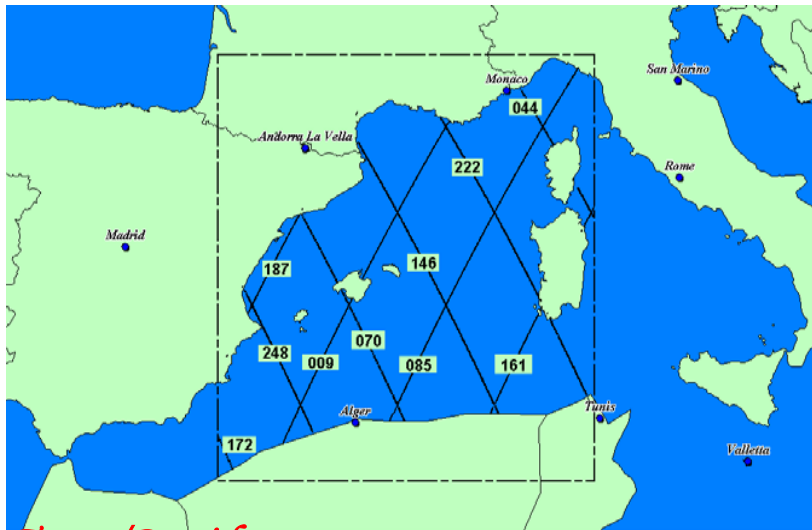
Soient **N** points de croisement d'un même profil altimétrique $y_1 = f(x_1)$, $y_2 = f(x_2)$, ..., $y_N = f(x_N)$ où les y_i représentent les corrections à apporter aux points de croisement et les x_i les longitudes des points de croisement. La correction orbitale pour un point du profil de longitude x sera alors exprimée par la formule classique de **Lagrange** comme suit :

$$y = \frac{(x-x_2)(x-x_3)\dots(x-x_N)}{(x_1-x_2)(x_1-x_3)\dots(x_1-x_N)} y_1 + \frac{(x-x_1)(x-x_3)\dots(x-x_N)}{(x_2-x_1)(x_2-x_3)\dots(x_2-x_N)} y_2 \\ + \dots + \frac{(x-x_1)(x-x_2)\dots(x-x_{N-1})}{(x_N-x_1)(x_N-x_2)\dots(x_N-x_{N-1})} y_N$$

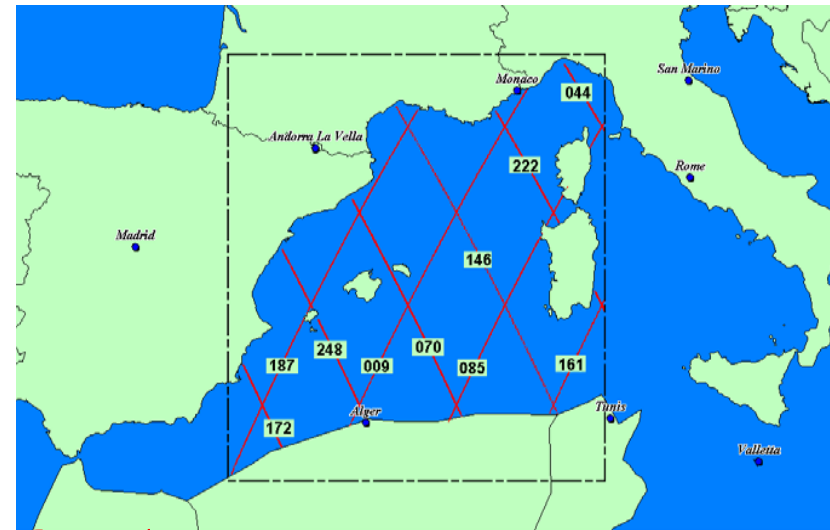
*Traces des satellites Topex/Poseidon et Jason-1
couvrant la zone d'expérimentation*



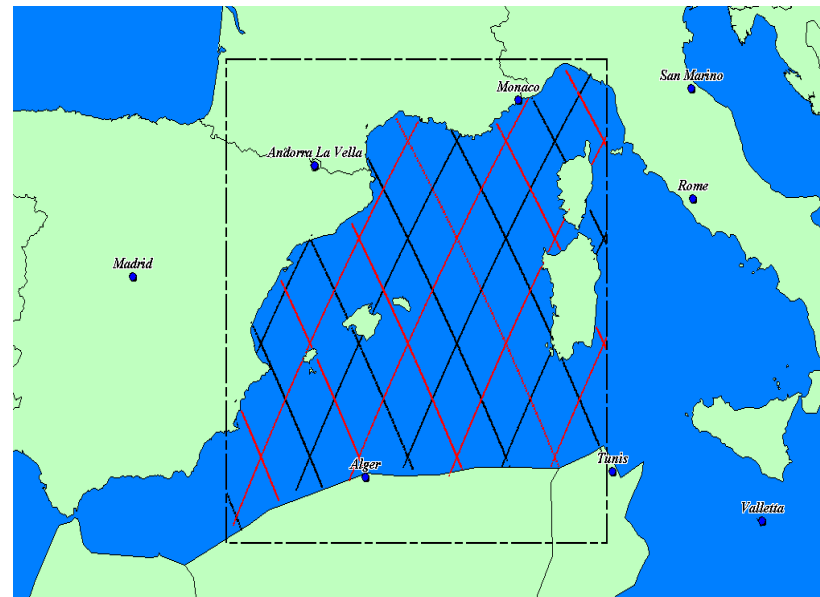
Traces des satellites Topex/Poseidon et Jason-1 couvrant la zone d'expérimentation



Topex/Poseidon

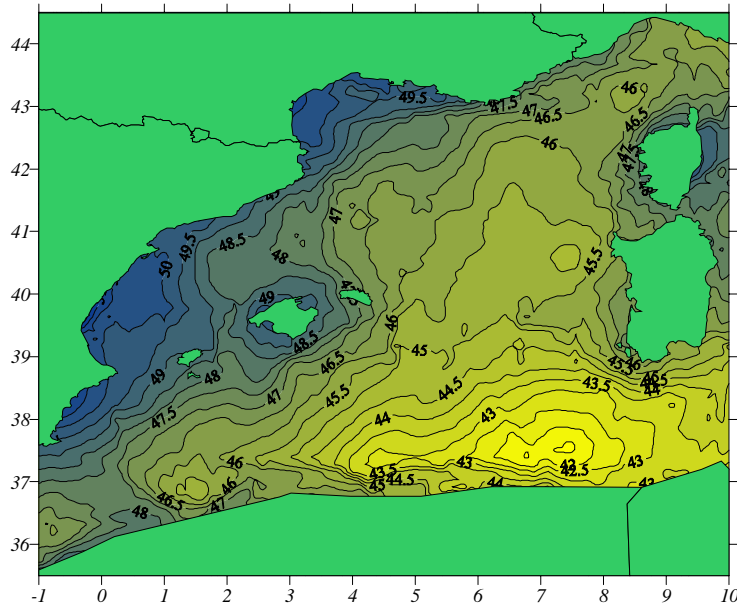


Jason-1

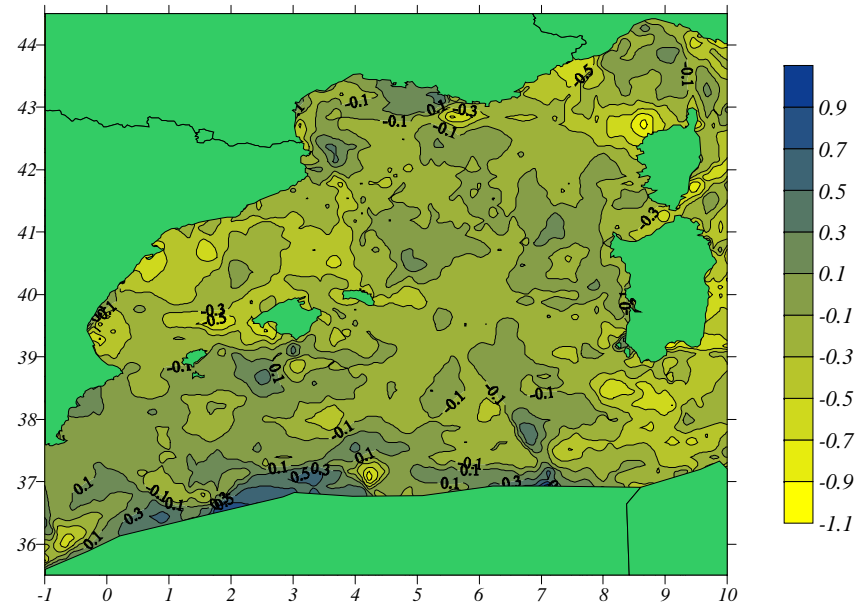


Superposition des arcs de Topex/Poseidon et Jason-1

Résultats du Traitement des données Topex/Poseidon et comparaison par rapport à l'EGM96 (géoïde global)



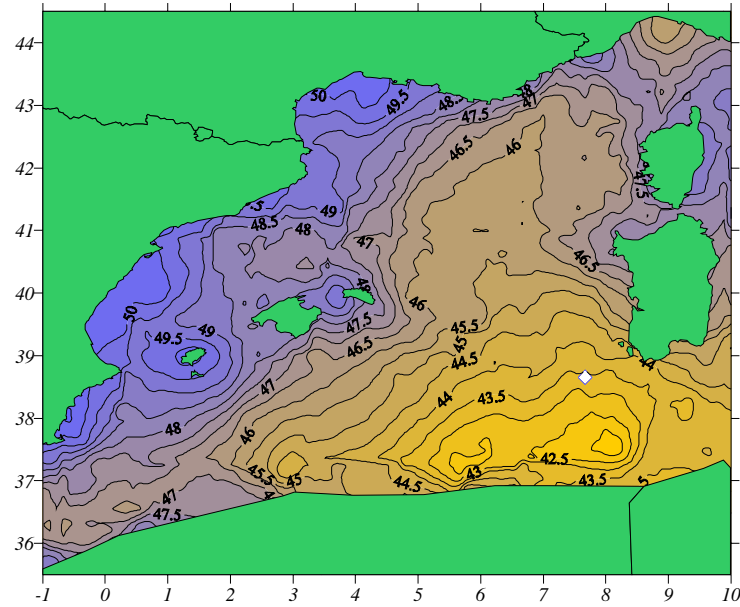
Géοide Altimétrique



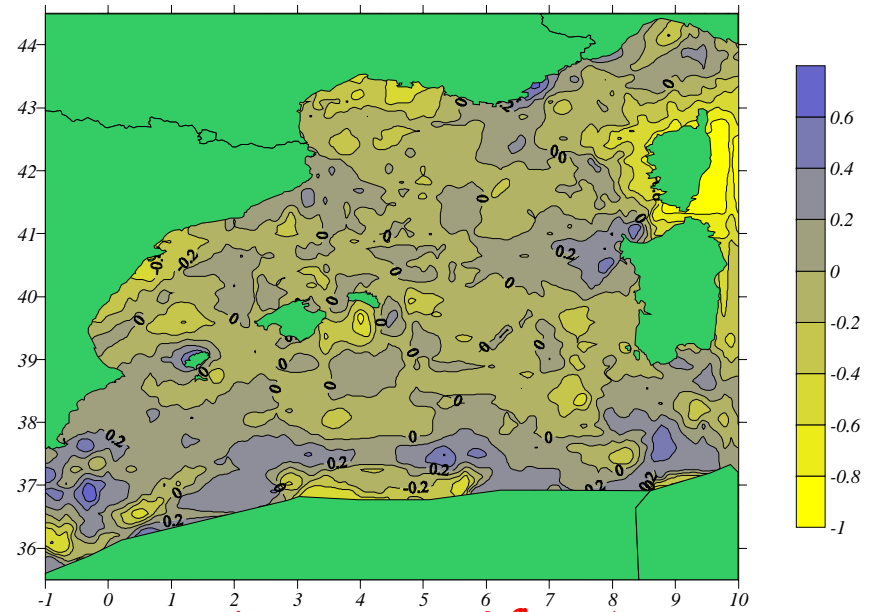
Comparaison par rapport à l'EGM96

<i>Cycle</i>	<i>Diff. Max (m)</i>	<i>Diff. Min (m)</i>	<i>Moyenne (m)</i>	<i>STD (m)</i>
398	0.94	-0.98	-0.17	0.25
399	0.98	-0.99	-0.18	0.25
400	0.99	-0.98	-0.21	0.26
401	0.99	-0.99	-0.16	0.29
402	1.00	-1.00	-0.14	0.25
403	0.98	-0.91	-0.13	0.25

Résultats du Traitement des données Jason-1 et comparaison par rapport à l'EGM96



Géοide Altimétrique



Comparaison par rapport à l'EGM96

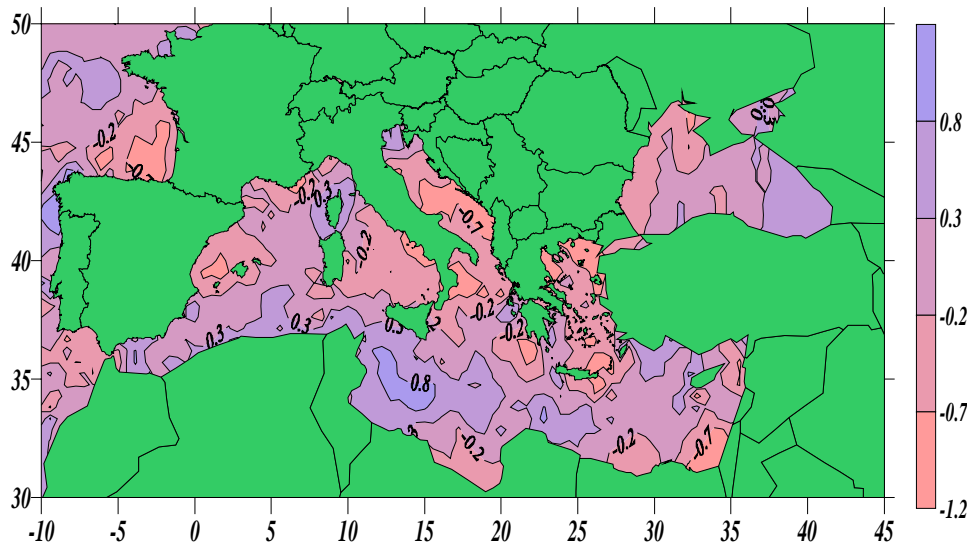
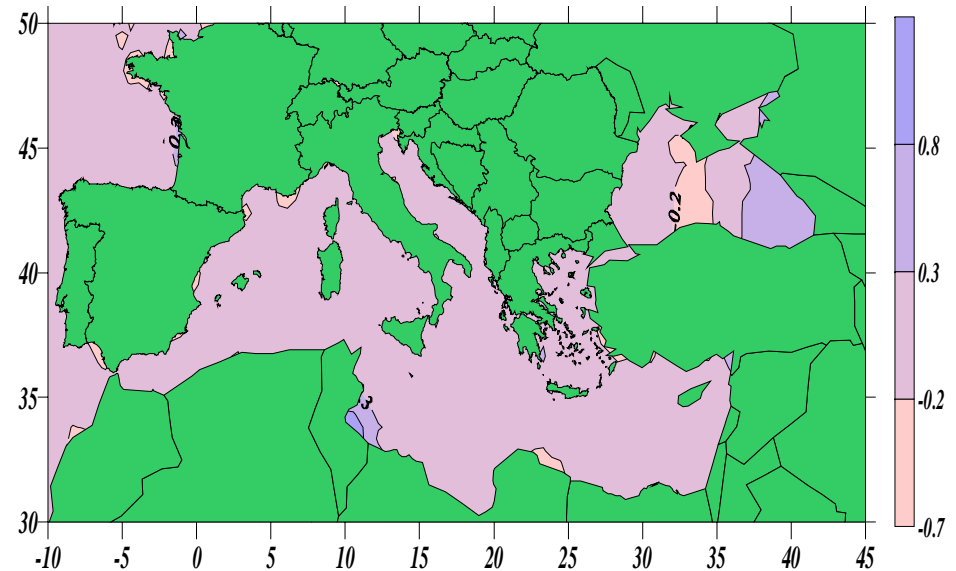


<i>Cycle</i>	<i>Diff. Max (m)</i>	<i>Diff. Min (m)</i>	<i>Moyenne (m)</i>	<i>STD (m)</i>
055	0.59	-0.93	-0.05	0.26
056	0.69	-0.99	-0.03	0.25
057	0.66	-0.90	-0.04	0.25
058	0.79	-0.99	0.00	0.25
059	0.61	-0.99	-0.01	0.26
060	0.59	-0.96	0.00	0.25

Comparaison des Résultats : modèles globaux (mixtes)

OSUMSS95: Une année Topex
une année ERS2 , une année
Geosat et le premier cycle de ERS1
168-day

- Dif. Min. = -1.02 m
- Dif. Max. = 1.16 m
- RMS = 0.11 m



JGM3/OSU91A: Combinaison
entre JGM3 au degré 70 et
l'OSU91A du degré 71 au
degré 360



- Dif. Min. = -1.15 m
- Dif. Max. = 1.08 m
- RMS = 0.45 m

Analyse des Résultats / modèles globaux

- ✓ Les résultats obtenus sont satisfaisants car la comparaison du géoïde altimétrique par rapport à OSUMSS95 et à JGM3/OSU91A montre des dérives assez faibles en moyenne de 11 cm et 45 cm (erreur quadratique moyenne) respectivement avec des résultats assez proches de la réalité.
- ✓ Cette comparaison permet de valider (seulement) l'approche méthodologique développée

⇒ **Nécessité de disposer de la référence la plus précise possible sur la surface équipotentielle du niveau de la mer : Géoïde gravimétrique déterminé par la méthode de collocation.**

Comparaison par rapport au géoïde gravimétrique

☞ Anomalies de gravité

- Précision des mesures: 5mGals
- Densité : 5 points /1000 km²
- Distribution non uniforme

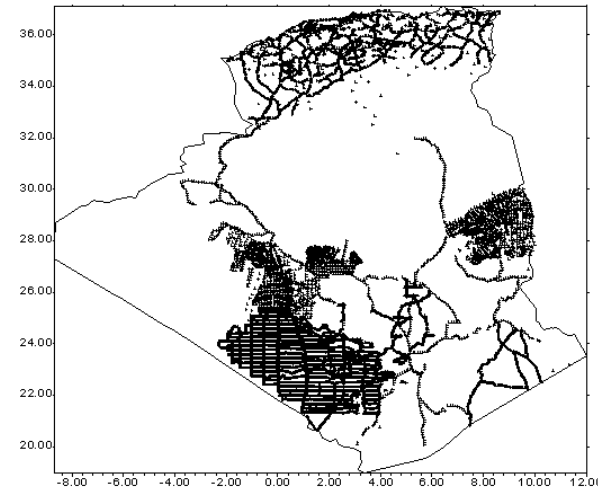
☞ Modèle géopotentiel : OSU91A

☞ Données topographiques (MNT)

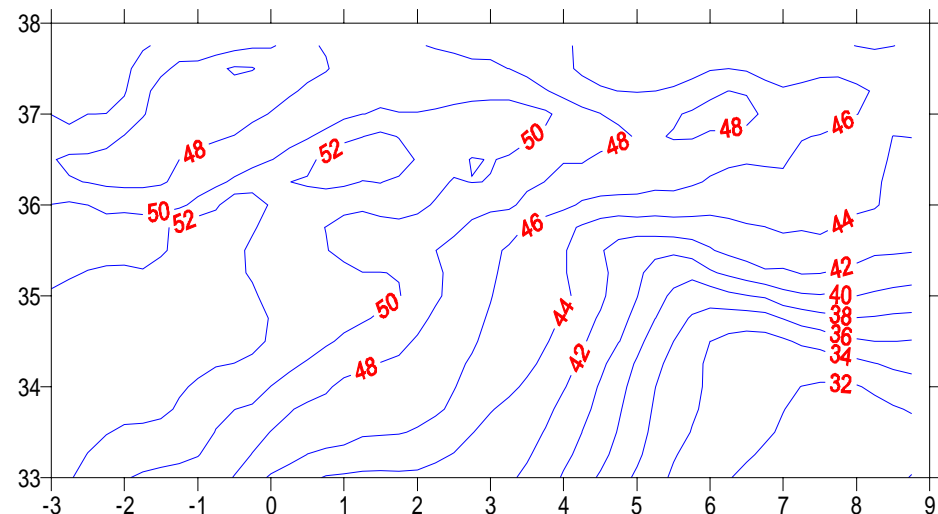
- ETOPO5 (10 km x 10 km)
- GLOBE (1km x 1km)



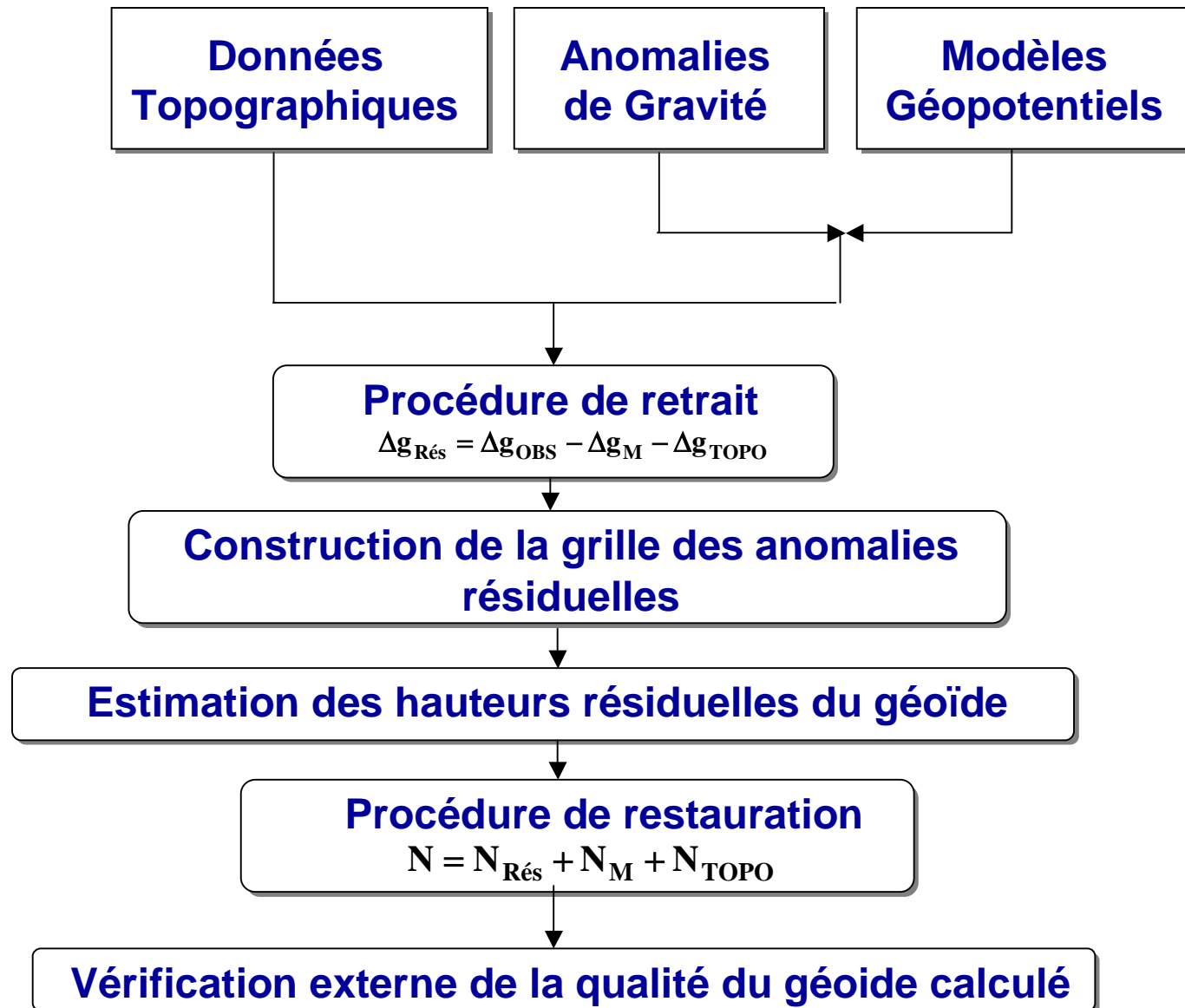
Géoïde gravimétrique



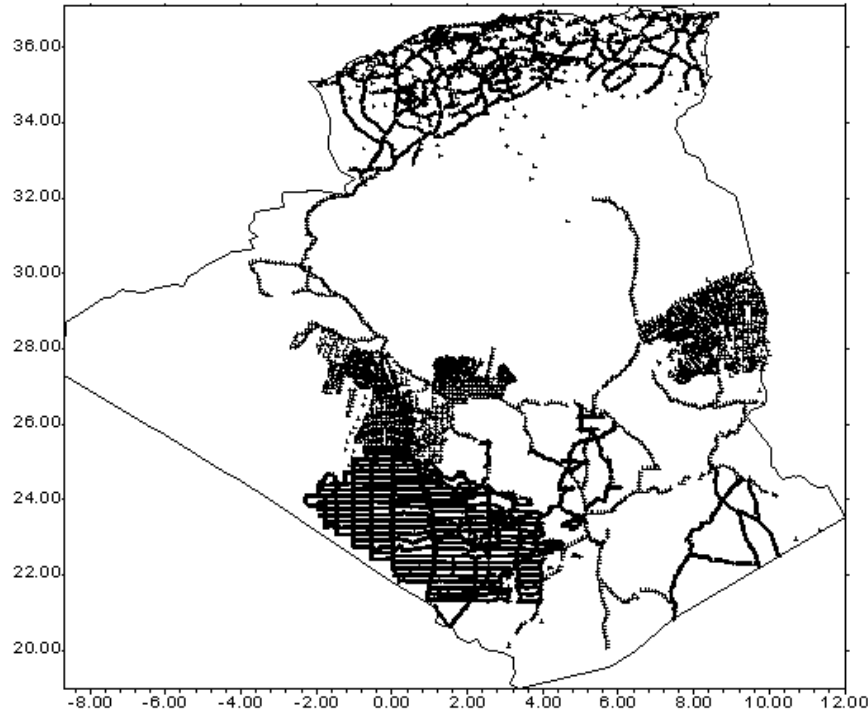
Répartition géographique des 12472 mesures de gravité fournies par le B.G.I.



Méthodologie de calcul du Géoïde gravimétrique

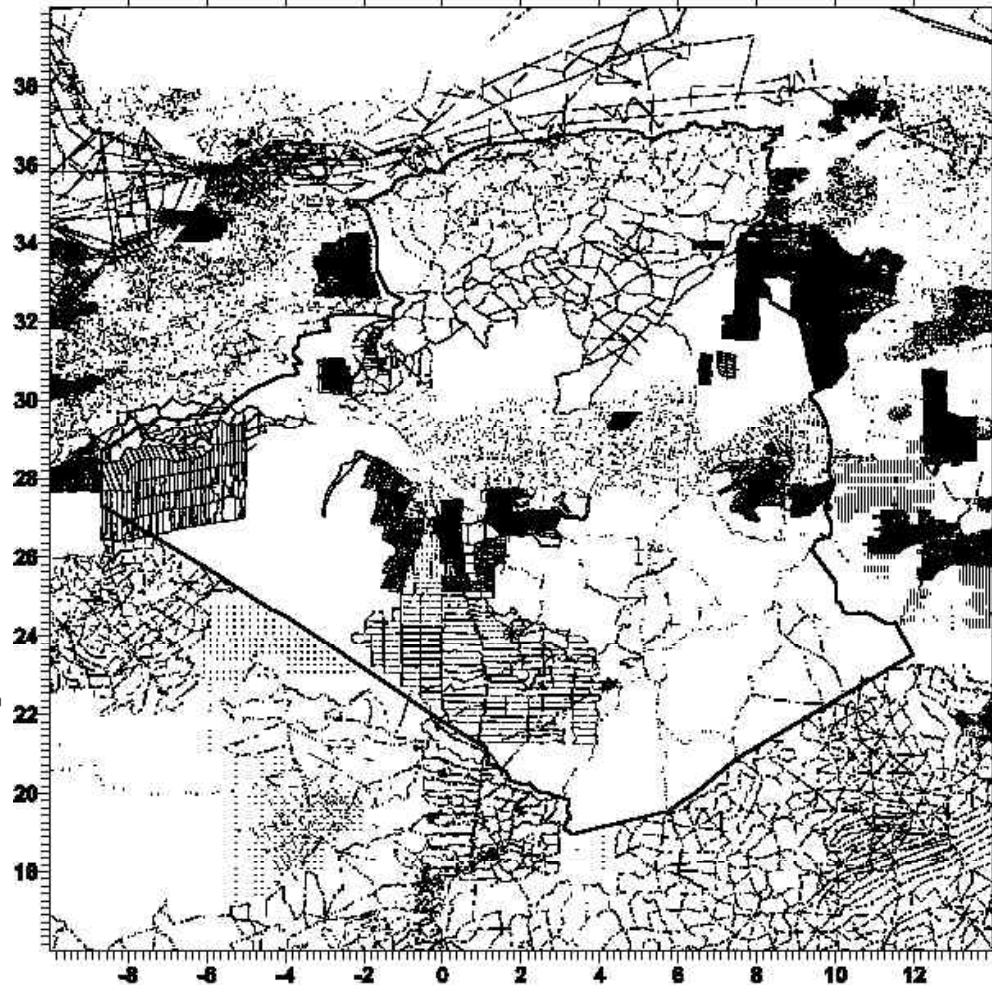


Anomalies de gravité



Données B.G.I. : 12 472 mesures :

- Précision des mesures: **5mGals**
- Densité : **5 points /1000 km²**
- Distribution non uniforme



Données fournies par GETECH

- Aucune information sur la précision des données

Modèles Géopotentiels

Modèles globaux disponibles au niveau de la Division de Géodésie du CNTS sont :

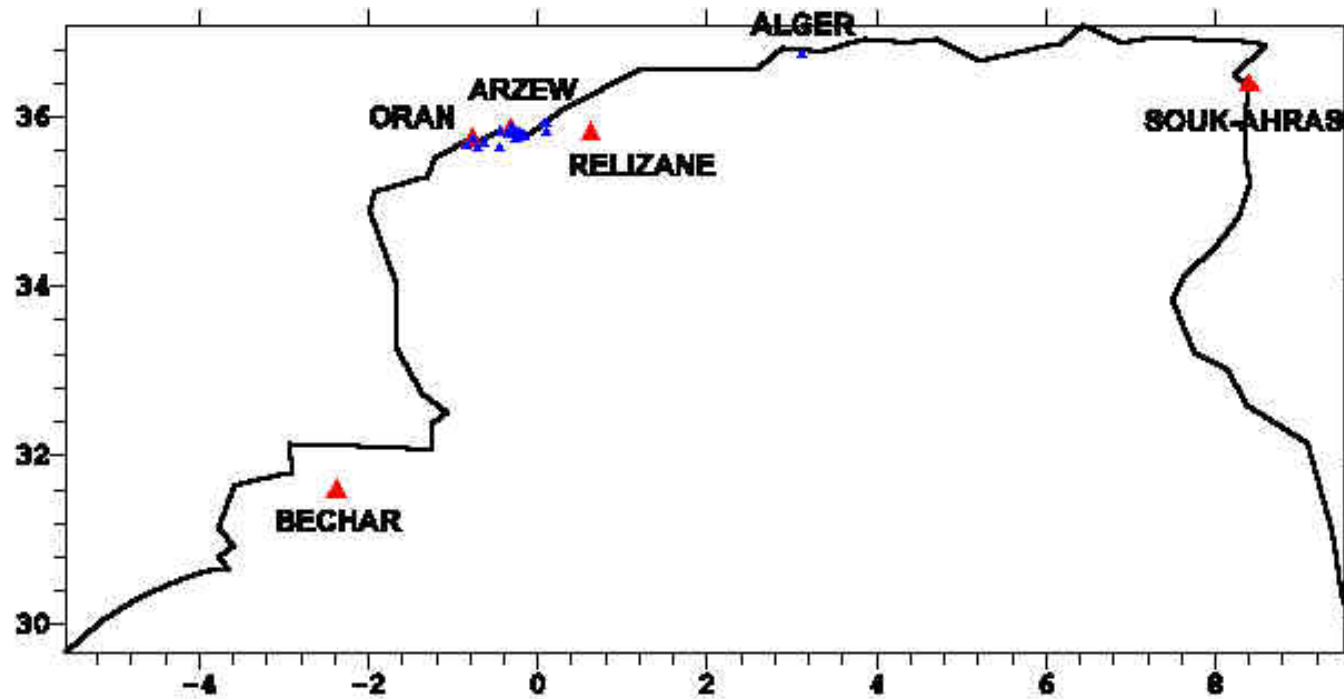
GPM2, OSU81, OSU91A, EGM96 et GPM98(A,B,C)

Données Topographiques

Deux Modèles Numériques de Terrain de résolutions différentes ont été utilisés :

- Un MNT de **10km x 10km** issu de **ETOPO5** , couvant le région **$15^{\circ} \leq \varphi \leq 40^{\circ}$** et - **$10^{\circ} \leq \lambda \leq 15^{\circ}$** .
- Un MNT de **1km x 1km** issu de **GLOBE** , couvant le région **$33^{\circ} \leq \varphi \leq 38^{\circ}$** et - **$3^{\circ} \leq \lambda \leq 9^{\circ}$** .

Adaptation du Géoïde aux points GPS-nivelés



Répartition géographique des points GPS-Nivelés

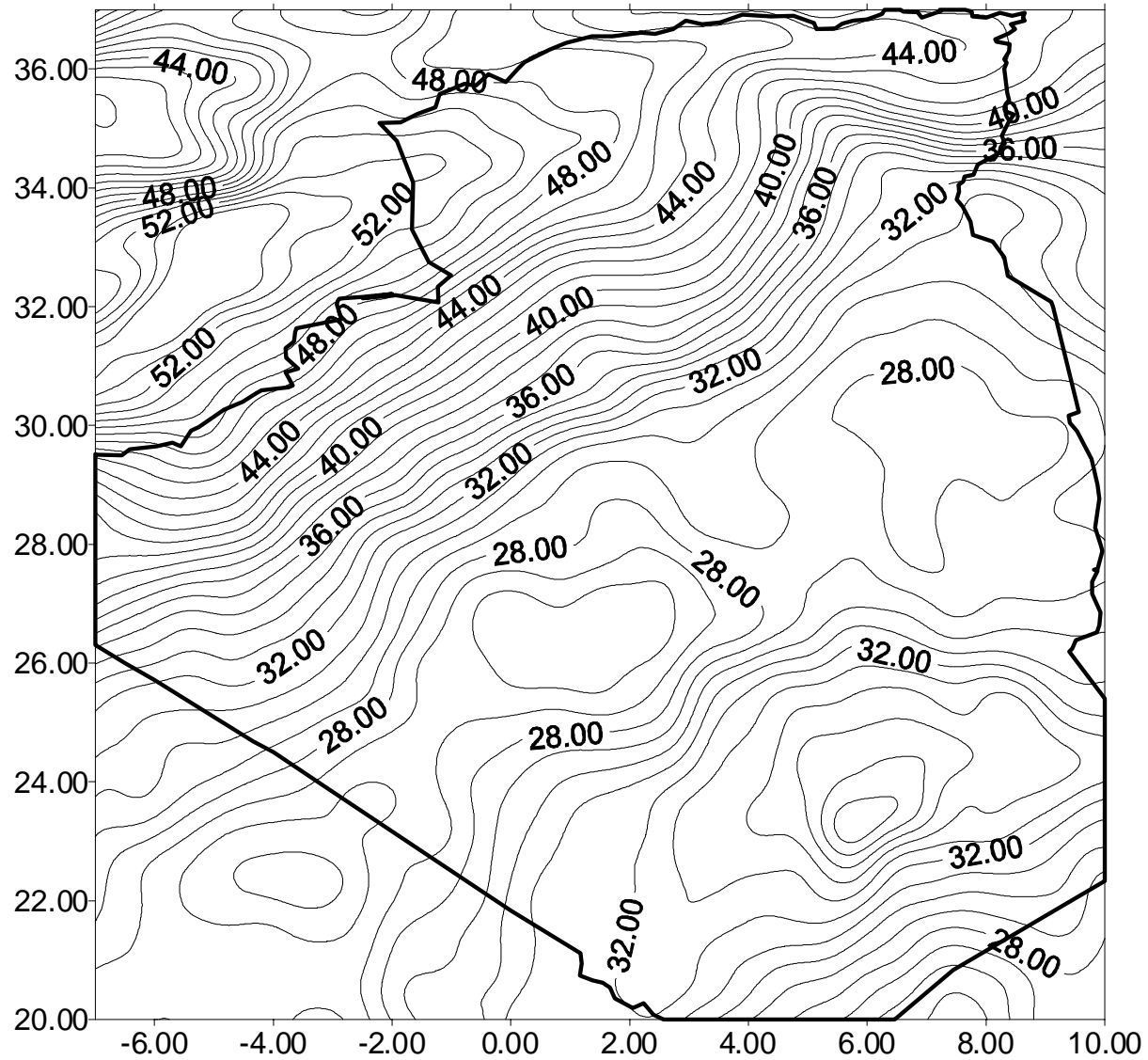
(\blacktriangle : point d'appui, \blacktriangle : point de contrôle)

Adaptation du Géoïde aux données GPS

	Mean	Min.	Max.	Std
Avant adaptation	-1.388	-1.732	0.306	0.683
Après adaptation	0.000	-0.032	0.049	0.022

Résultats de comparaison entre les hauteurs de géoïde gravimétrique et les hauteurs déterminées par GPS/Nivellement sur les points d'appuis (en mètres).

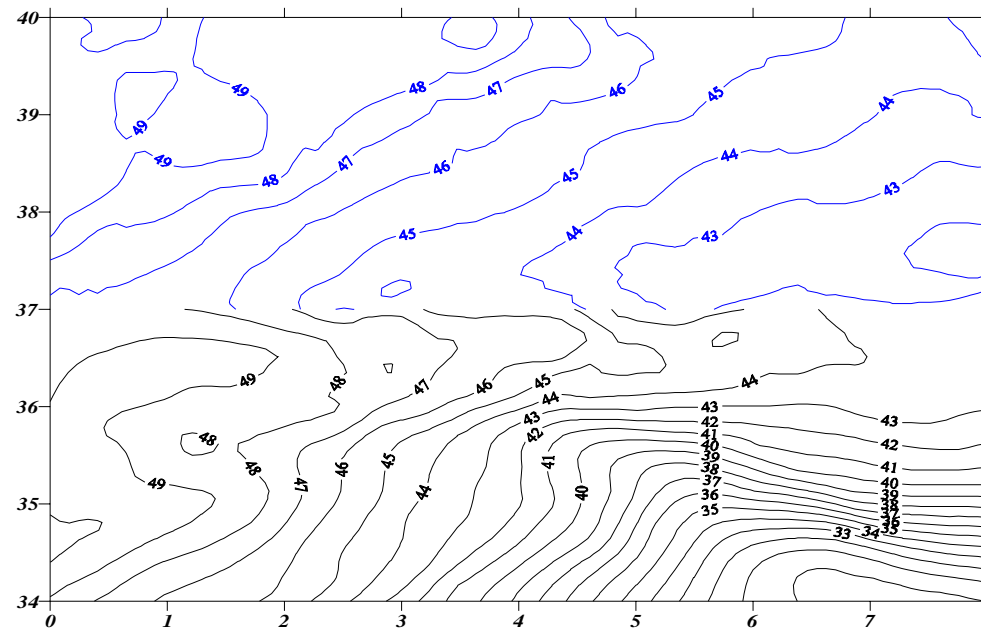
Géoïde gravimétrique en Algérie



Comparaison Altimétrie - Gravimétrie

La comparaison s'effectue le long du parallèle de latitude $\varphi = 37^\circ$: zone limite entre les deux géoïdes déterminés précédemment.

Les écarts entre les ondulations du géoïde gravimétrique (après adaptation) et les ondulations du géoïde altimétrique sont présentés dans le graphe suivant :



Comparaison avec le Géoïde Gravimétrique

Analyse des Résultats

- ✓ On constate bien que les ondulations du géoïde gravimétrique après adaptation se rapprochent mieux des ondulations du géoïde altimétrique pour des longitudes inférieures à 4° ($0.223\text{ m} \leq \text{écart} \leq 1.191\text{ m}$).
- ✓ Toutefois les écarts pour les longitudes supérieures à 4° deviennent incontrôlables ($1.191\text{ m} \leq \text{écart} \leq 6.308\text{ m}$) : ceci est dû essentiellement au fait que les paramètres de transformation qui ont servi à l'adaptation du géoïde gravimétrique ont été calculés avec un manque total de points GPS nivelés dans la zone considérée.

Valorisation :

Benahmed Dahou S.A. Kahlouche S. (2003) - *Validation des mesures gravimétriques par la méthode de collocation* - Revue Internationale des 'Technologies Avancées' – [pp 29-34]– ISSN 1111- 0902 - N° 15 janvier 2003

Benahmed Dahou S.A., Kahlouche S. (2000) - *The new gravimetric geoid in Algeria* - Bulletin N°10 de l'International Geoid Service IGeS – ISSN 1128-3955 – [pp 78-84] - May 2000

Benahmed Dahou S.A. Kahlouche S. (1999)- *Gravimetry data validation in Algeria*-International Journal of Earth Sciences - Bolletino Di Geofisica Teorica Ed Applicata – Volume 40 N° 3-4 –Sept Dec 1999 – ISSN 0006-6729 – [pp 205-210] .

Kahlouche S., Kariche, M.I. Benahmed Dahou S.A. (1998) -*Comparison between altimetric and gravimetric geoid in the South - West Mediterranean basin* – in 'Geodesy on the move' – IAG Symposia Vol 119 [pp 281-287] – ISBN 3-540-64605- Springer Verlag Editor, 1998.

Kahlouche, S. Rami, A. Benahmed Dahou S.A. (2004) -*Topex Altimetric Mean Sea Level and Gravimetric Geoid in the North of Algeria* - International Association of Geodesy Symposia – Volume 126 [pp73-82] – ISSN 0939-9585- Springer Verlag Editor, 2004.

Rami A, Kahlouche S., Khelif M (2005) - *Détermination du niveau moyen altimétrique en Méditerranée occidentale à partir de données Jason-1* – Algerian Journal of Technology – 449-458 – ISSN 1111 – 357 X – An international publication of engineering science - 2005

IV-2 Etude du biais de l'état de la mer

Origine du biais de l'état de la mer :

Le biais de l'état de la mer est causé par :

- le fait que les creux des vagues renvoient les impulsions mieux que les crêtes**
- les vagues ne sont pas symétriques,**
- et aussi par l'instrument qui fait le calcul par un algorithme symétrique de la densité de probabilité des hauteurs.**

Théorie de radio dispersion par la surface de la mer

Section efficace de rétrodiffusion

$$\sigma = \frac{(4\pi)^3 h^4 P}{G^2 \lambda^2 P_T}$$

h Distance satellite-mer

λ Longueur d'onde

G Gain d'antenne

P_T Puissance transmise

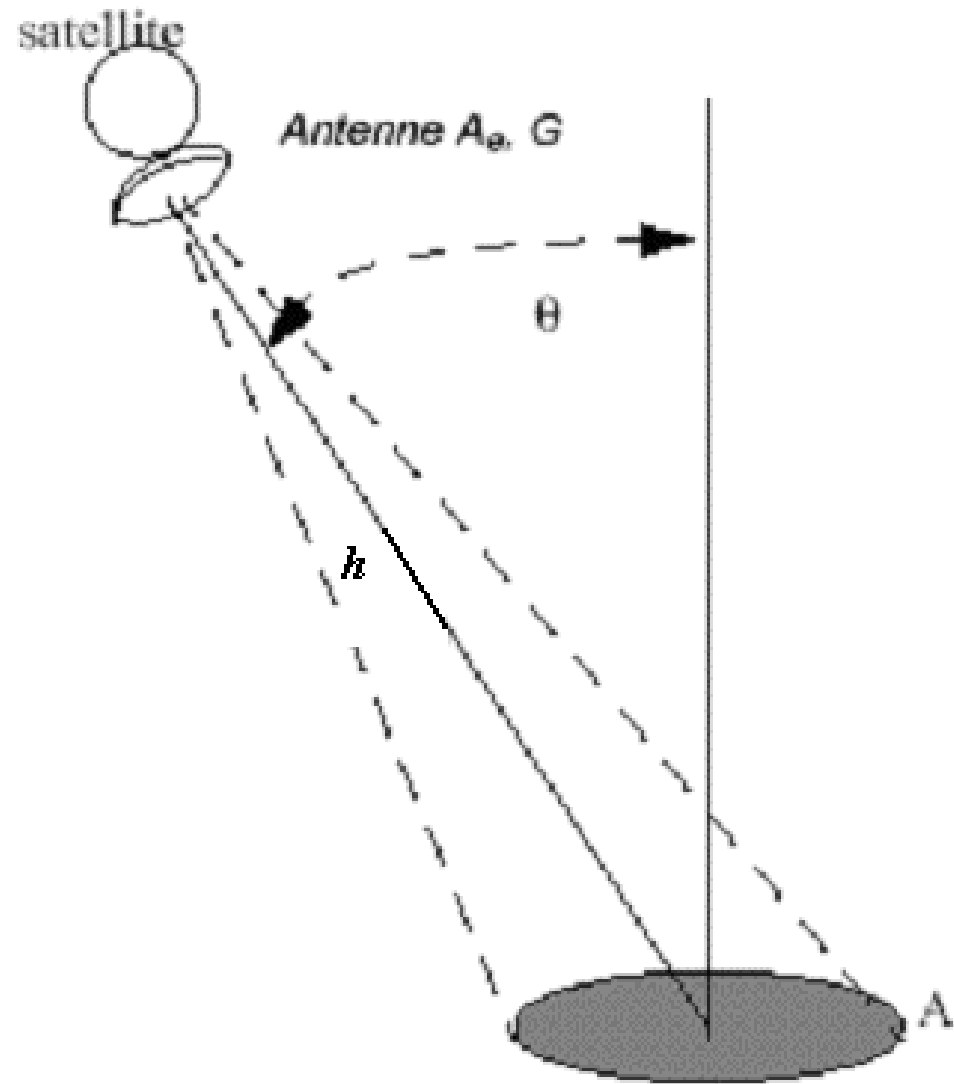
P Puissance reçue

σ Coefficient de rétrodiffusion

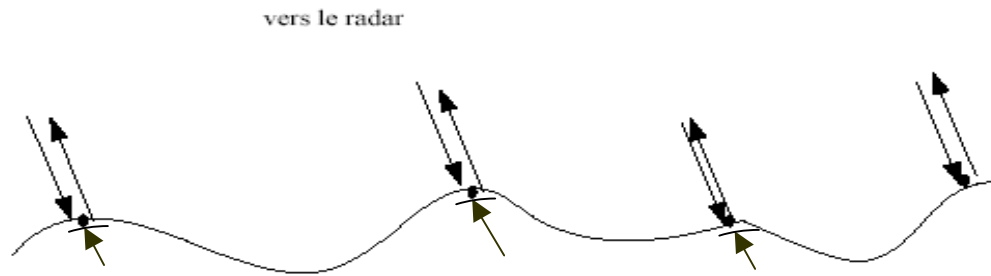
Cette relation est valable pour une cible ponctuelle.

Si les cibles sont réparties sur une surface A

$$\sigma = \int_A \sigma_0 dA$$



Théorie des points spéculaires



Réflexion des points spéculaires

$$\sigma_0(\theta) = \frac{|\rho(0)|^2}{2S^2} \sec^4(\theta) \exp\left(\frac{-\tan^2 \theta}{2S^2}\right)$$

θ Angle d'incidence

$S^2 = \overline{\zeta^2}$ Pente quadratique moyenne de la surface

Cette relation est obtenue lorsqu'on suppose que la distribution des pentes peut être considérée comme Gaussienne et isotrope dans la direction du vent

Modèles de calcul du biais de l'état de la mer (Sea State Bias : SSB)

- modèles physiques : conçus en utilisant la théorie électromagnétique
- modèles empiriques : calibrés par analyse des données de l'altimètre

Les modèles empiriques supposent que le **SSB** peut être assigné par une forme paramétrique :

$$SSB = f(x, \Psi)$$

f est une fonction indiquée à priori

x est un vecteur des variables relatives à l'état de la mer

Ψ est un vecteur des paramètres

Modèle paramétrique

Le modèle actuel de calcul du **SSB** pour Topex/Poséidon est le modèle **BM4** donné par P.Gaspar :

$$SSB = SWH (a_1 + a_2 U + a_3 U^2 + a_4 SWH)$$

SWH : hauteur significative des vagues

U : vitesse du vent

	a_1	a_2	a_3	a_4
Topex	-0.0203	-0.00369	0.000149	0.00265
Poséidon-1	-0.0539	-0.00225	0.000097	0.00183

Modèle non paramétrique

$$f(x) = \sum_{i=1}^n y_i \alpha_n(x, x_{2i}) + \sum_{i=1}^n f(x_{1i}) \alpha_n(x, x_{2i})$$

$$y_i = SSH_{1i} - SSH_{2i}$$

$$\alpha_n(x_{1i}, x_{2i}) \quad \text{poids}$$

$f(x_{1i})$ sont calculés par :

$$\hat{F} = (B_1^T B_1)^{-1} B_1^T (AY - f_0 B_0)$$

$$F^T = [f(x_{12}), \dots, f(x_{1n})]$$

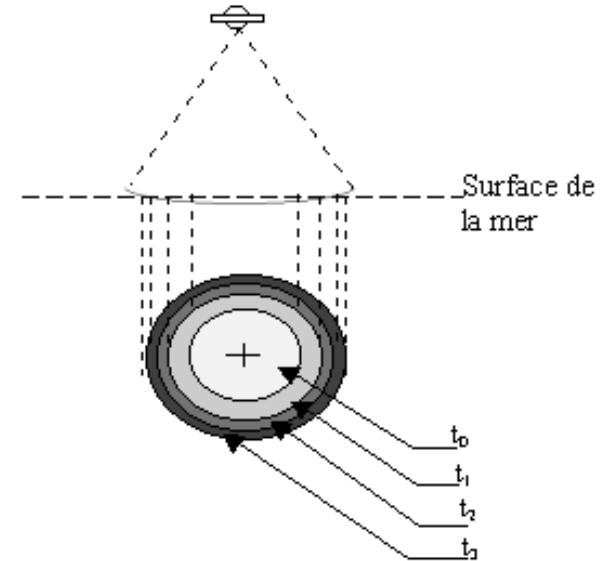
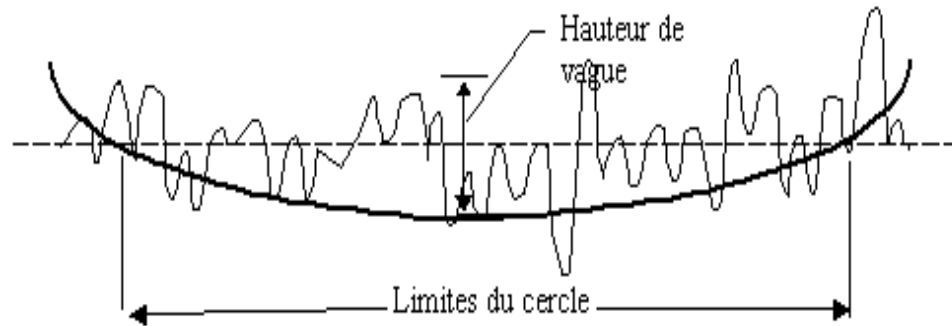
$$A = [\alpha_{ii}] = [\alpha_n(x_{1i}, x_{2i})]$$

B_0 et B_1 sont des partitions de **(I-A)**

L'état de la mer est caractérisé par :

La hauteur significative des vagues et la vitesse du vent

*** Hauteur significative des vagues**



$$SWH = \frac{c * (\tau_p - \tau_c)}{2}$$

c Célérité de la lumière.

τ_p Durée de l'écho exprimé en secondes.

τ_c Retard du à la tache en mer exprimé en secondes.

* Vitesse du vent

Le modèle le mieux adapté est celui qui est défini par Witter et Chelton en 1991

$$U = c_0 + c_1\sigma_0' + c_2\sigma_0'^2 + c_3\sigma_0'^3 + c_4\sigma_0'^4$$

σ_0' limites	c_0	c_1	c_2	c_3	c_4
$\sigma_0' < 10.8$	51.045307042	-10.982804379	1.895708416	-0.174827728	0.005438225
$10.8 \leq \sigma_0' \leq 19.6$	317.474299469	-73.507895088	6.411978035	-0.248668296	0.003607894
$\sigma_0' > 19.6$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Où le coefficient de rétrodiffusion est égal à σ_0 pour l'altimètre Geosat et ERS-1 et à ($\sigma_0 - 0,63$ dB) pour les altimètres Topex et Poséidon-1.

Traitement et analyse

Données utilisées :

- Les données utilisées sont celles fournies par Aviso *sur CD* : « *Jason-1 and TOPEX/POSEIDON GDR products* » (5 juin - 3 Juillet 2003)

Modèles utilisés :

- Pour les données du satellite Topex/Poseidon le Modèle paramétrique BM4 a été utilisé.
- Pour les données Jason-1, le modèle utilisé est le modèle non paramétrique.

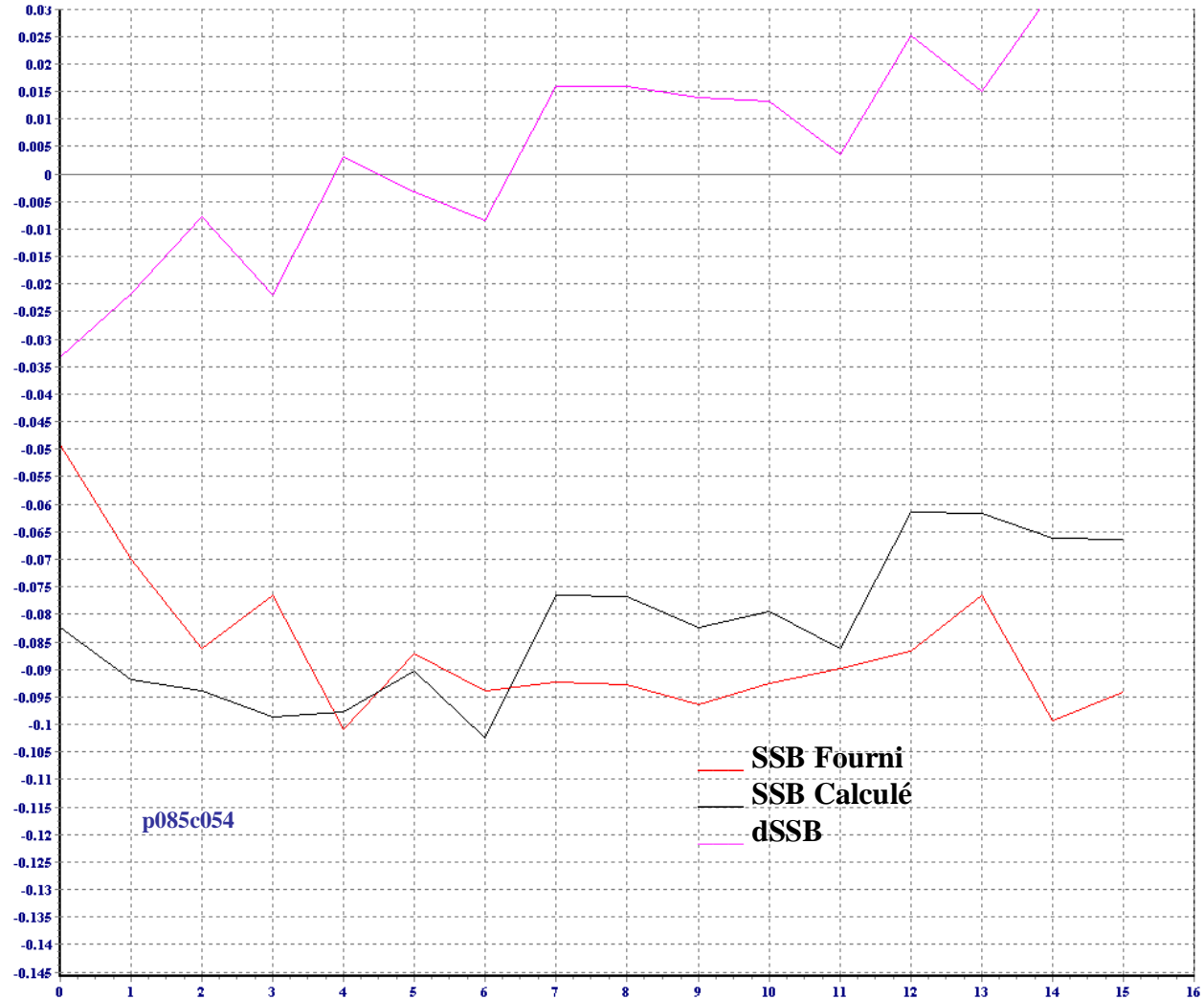
Résultats obtenus

Topex/Poséidon



Résultats obtenus

Jason-1



Biais de l'état de la mer

Comparaison (Modèle – valeurs fournies dans le message satellite)

Satellite	Cycles	<i>SSB</i> Donné (mm)		<i>SSB</i> Calculé (mm)	
		Moyenne	Ecart type	Moyenne	Ecart type
T/P	Cycle 393	-21.48	0.297	-21.496	0.297
	Cycle 394	-11.71	2.3143E-05	-11.678	2.3571E-05
	Cycle 395	-22.40	6.3714E-05	-22.398	6.3429E-05
Jason-1	Cycle 052	-73.40	0.148	-82.31	0.360
	Cycle 053	-76.52	0.164	-89.38	0.297
	Cycle 054	-86.39	0.163	-96.89	0.350

Conclusion

Modélisation du SSB :

Pour Topex/Poséidon :

La convergence est due à la simplicité du modèle de calcul utilisé (BM4).

La différence des écarts types et des moyennes est due aux approximations de calcul faites pour les données AVISO.

Pour Jason-1 :

Les résultats sont moins bons que ceux de Topex/Poséidon, à cause des algorithmes de calcul qui ne sont pas forcément les mêmes, et au problème des valeurs par défaut .

Conclusions et Perspectives

Altimétrie :

Pour Topex/Poséidon : aucune (désactivé janv. 2006), sauf pour le retraitement des données pour les études temporelles.

Pour Jason-1 : intégrer des modèles plus exhaustifs pour améliorer la détermination

Calcul précis du Géoïde : Intégrer

- Des données **gravimétriques** plus précises, mais surtout plus homogènes avec une **meilleure couverture** géographique,
- Des **MNT plus précis** que ceux issus des techniques spatiales classiques (en dehors de l'InSAR), fournis par les levés photographiques.
- Les résultats issus des **nouvelles missions** spatiales (CHAMP, GRACE, GOCE, OSTM,...) .

Applications : étude et modélisation de **tsunamis**, étude de la **variation** du niveau de la mer en liaison avec les événements géophysiques (séismes marins, ..), participation aux systèmes d'alerte précoce (**ISDR**) contre les catastrophes,....