



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université Amar Thelidji- Laghouat

MEMOIRE DE MASTER

Présenté par :

DILMI AHMED

DOMAINE : SIENCE ET TECHNOLOGIE

FILIERE : GENIE CIVIL

OPTION : SCIENCES ET TECHNIQUES TOPOGRAPHIQUES

Thème

Détermination de la Topographie dynamique de la Méditerranée occidentale à partir des données Altimétrique et les données EGM08

Jury de soutenance :

Nom et Prénom	Grade	Qualité
BENCHEHIDA Abdelkader	MAA	Président
DJABALLAH Ahmed	MAA	Examineur
RAMI Ali	MRB	Encadreur
KADRI Chadli	MAA	Co-Encadreur

Date 01 Juin 2016
Année universitaire 2015/2016

Table des matières

Table des matières.....	i
Remerciements.....	iii
Dédicace	iv
Résumé.....	v
Lexique.....	vii
Liste des figures	ix
Liste des tableaux	x
Liste des abréviations	xi
Introduction générale.....	1

Chapitre 1 : Topographie Dynamique

1.1 Introduction	4
1.2 Topographie Dynamique.....	4
1.2.1 Définition.....	4
1.2.2 Origine.....	4
1.2.3 Effet du vent sur la circulation océanique.....	4
1.2.4 Effet de température et de salinité.....	6
1.3 Modèle de calcul de la topographie dynamique.....	7

Chapitre 2 : Altimétrie Spatiale

2.1 Introduction.....	10
2.2 Définition.....	10
2.3 Principe de la mesure altimétrique.....	10
2.4 Quantités mesurées	11
2.4.1 Distance satellite - mer.....	11
2.4.2 Hauteur instantanée	11
2.4.3 Hauteur des vagues	11
2.4.4 Vitesse du vent	12
2.5 Corrections du signal altimétrique.....	12
2.5.1 Corrections instrumenta.....	13
2.5.2 Corrections liées à la propagation du signal.....	14
2.5.3 Corrections liées à l'état de la mer.....	15
2.5.4 Corrections liées au phénomène de marée.....	16

2.5.5 Réduction de l'erreur d'orbite.....	18
2.6 Principales missions altimétriques.....	18

Chapitre 3 : Notion sur le Géoïde

3.1 Introduction.....	21
3.2 Calcul de géoïde par modèle de Stokes.....	21
3.3 Ondulation du géoïde et réductions de terrain.....	23
3.3.1 Correction de terrain.....	24
3.3.2 Effet indirect sur l'ondulation du géoïde.....	24
3.4 Evaluation de l'intégrale de Stokes.....	25
3.5 Modèle Géopotential Globale.....	26

Chapitre 4 : Traitement et Analyse

4.1 Introduction.....	30
4.2 Données utilisées.....	30
4.3 Traitement des données altimétriques.....	31
4.3.1 Correction de la mesure altimétrique.....	32
4.3.2 Réduction de l'erreur d'orbite.....	34
4.3.3 Surface moyenne de la mer.....	34
4.4 Topographie dynamique.....	36
4.4.1 Comparaison.....	38
Conclusion générale.....	39

Annexe A

Annexe B

Annexe C

Remerciements

Tout d'abord, Je remercie Dieu, notre créateur de m'avoir donné les forces, la volonté et le courage pour accomplir ce modeste travail.

Je voudrais exprimer ma profonde gratitude à mon encadreur Dr. RAMI Ali, Maître de recherche au Centre des Techniques spatiales, qui a proposé le thème de ce mémoire, pour ses conseils et sa disponibilité du début à la fin de ce travail, ainsi que mon co-encadreur Mr KADRI Chadli Maître assistant à l'université de LAGHOUATI pour l'intérêt qu'il a donné à ce travail.

Je tiens également à remercier messieurs les membres de jury, Mr BENCHEHIDA Abdelkader Maître assistant à l'université de Laghouat et Mr DJABALLAH Ahmed Maître assistant à l'université de Laghouat, pour l'honneur qu'ils m'ont fait d'accepter d'examiner ce mémoire.

J'exprime aussi ma gratitude à Mr BERRICHI Fouzi ingénieur au Centre des Techniques Spatiales pour son aide et pour ces précieux conseils et remarques.

Je tiens aussi à remercier ma femme pour son soutien et ses encouragements. Merci à mes parents pour leur amour et leur confiance.

Dédicace

A ma chère mère et mon cher père ;
A ma femme, pour sa patience et ses encouragements ;
A ma fille Yasmine ;
A mes enfants Abderahmane, Mohamed et Younes ;
A mes sœurs et frères ;
A tous les miens et proches ;
Et surtout
A mes amis sincères.

Résumé

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.

Cette quantité n'est pas immédiatement déduite de l'altimétrie, qui permet de connaître plutôt la surface moyenne de la mer. Il est donc nécessaire de combiner les données altimétriques avec d'autres sources (in-situ, satellites gravimétriques,...) pour déterminer précisément le géoïde, et en déduire la circulation moyenne par soustraction. La cartographie de la topographie dynamique permet d'identifier la circulation océanique générale.

La topographie dynamique moyenne calculée dans ce mémoire et basée d'une part, sur 20 ans d'observation altimétriques issues de différents satellites (Topex, Jason-1, Jason-2, Envisat ,...) depuis 1992 jusqu'à 2012 pour la détermination d'une surface moyenne de la Méditerranée après la correction de ces mesures des effets environnementales, géophysiques et l'erreur d'orbite ; et d'autre part sur l'utilisation d'un modèle gravitationnel de la terre "EGM2008", obtenu à partir d'une combinaison des données (GRACE, des mesures gravimétrique terrestres et altimétriques,) et fourni par le Centre International des Modèles Globaux de la Terre (ICGEM).

La topographie dynamique moyenne obtenue au-dessus de la Méditerranée occidentale varie entre -74 cm et 77 cm, avec une moyenne de -5,8 cm, ce résultat est en accord avec celui fourni par Avison-Altimetry (Red RioMed 2005).

Mots clés : Topographie dynamique ; Altimétrie spatiale ; Surface de la mer ; Modèle gravitationnel ; Géoïde.

ملخص

الطبوغرافيا الديناميكية للمحيط، هي المسافة بين الجيويد وارتفاع سطح البحر ويعكس ديناميكية المحيط، هو الهدف المجهول الأساسي لعلوم المحيطات.

لا تستخلص مباشرة قيمة هذه المسافة من قياس الارتفاعات، والتي تسمح بمعرفة المساحة المتوسطة لسطح البحر. ولذلك فمن الضروري الجمع بين بيانات الارتفاع مع مصادر أخرى (in-situ , الأقمار الصناعية و الجاذبية، ...) لتحديد بدقة الجيويد ، واستنتاج الحركة المتوسطة عن طريق الطرح. علم الخرائط للطبوغرافية الديناميكية يمكننا من تحديد الحركة العامة للمحيطات.

الطبوغرافيا الديناميكية المتوسطة المنجزة في هذه الاطروحة، مركزة على معطيات ل 20 عاما من قياسات الارتفاع لمختلف الأقمار الصناعية (توبكس، جيسون-1، جيسون-2، انفيسات، ...) من عام 1992 حتى عام 2012 لتحديد المساحة المتوسطة للبحر الأبيض المتوسط بعد تصحيح هذه القياسات من الآثار البيئية والحيوفيزيائية و الاخطاء المتعلقة بالمدار. و من جهة أخرى استخدام نموذج الجاذبية الأرضية "EGM2008" الذي تم الحصول عليه من مجموعة البيانات (GRACE، قياسات الارتفاع وجاذبية الارض،) والتي يقدمها المركز الدولية للنماذج الشاملة للارض (ICGEM).

الطبوغرافيا الديناميكية المتوسطة المحصول عليها فوق البحر الأبيض المتوسط ما بين 74-سم و 77 سم، بمعدل قدره 5.8-سم، وهذه النتيجة تتفق مع تلك التي يوفرها Avison- Altimetry (RedRioMed2005).

كلمات مفتاحية : الطبوغرافيا الديناميكية، قياس الفضائي لارتفاعات، مساحة سطح البحر، نموذج الجاذبية و الجيويد.

Lexique

Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques(Aviso). Distribue les données des missions spatiales d'altimétrie (Topex/Poséidon, Jason-1, ERS-1 et ERS 2, Envisat...) ainsi que les produits Doris d'orbitographie et de localisation précises.

Cycle. Période au bout de laquelle le satellite repasse au-dessus du même point.

Duacs (Data Unification and Altimeter Combination System). Le système produit des données homogènes obtenues à partir de plusieurs missions altimétriques (Jason-1, T/P, Envisat, GFO, ERS-1 & 2 et Geosat) pour des applications opérationnelles (NRT, temps quasi-réel) ou de recherche.

Ellipsoïde de référence. Surface de référence arbitraire, correspondant en première approximation à la forme élémentaire de la Terre, une "sphère" aplatie aux deux pôles. Par exemple, l'ellipsoïde utilisé par la mission Topex/Poseidon a un rayon de 6378.1363 km et un coefficient d'aplatissement de 1/298.257.

Géoïde. Surface équipotentielle du champ de gravité c'est à dire la forme qu'adopterait la surface de la mer en l'absence de toute perturbation (marées, vent, courant, etc..).

Géodésie. Science de la mesure de la Terre, de sa forme et de son champ de gravité.

Inverted Barometer (Baromètre inverse). Correction due à la charge provoquée par l'atmosphère sur la surface de l'océan. Le niveau sera bas lorsque la pression atmosphérique sera forte et inversement, il sera haut pour des pressions atmosphériques faibles.

Marée. Variation du niveau de la mer due à l'attraction gravitationnelle du Soleil et de la Lune sur les eaux. Cette variation peut dépasser les 7 m dans certains ports. On parle également de "marées terrestres" pour désigner les variations provoquées sur la terre solide par ces forces gravitationnelles.

Mean Sea Level. Moyenne de la hauteur des mers sur tous les océans. L'augmentation de ce niveau peut être l'indice d'un réchauffement de la planète.

Mean Sea Surface (Surface Moyenne Océanique). Composante permanente de la hauteur de la surface océanique qui comprend la contribution du géoïde et la contribution de la circulation océanique permanente.

Orbite héliosynchrone. Se dit de la trajectoire d'un satellite qui se déplace sur un plan orbital quasi polaire et à une altitude telle que chaque passage quotidien du

satellite au-dessus d'une latitude donnée s'effectue environ à la même heure (solaire) locale.

Sea Surface Height (Hauteur de la mer). Hauteur mesurée par l'altimétrie, par rapport à l'ellipsoïde de référence. Elle ne correspond pas à la distance entre la surface et le fond.

Significant Wave Height. Hauteur significative de vague. Cette hauteur est obtenue par analyse de la forme et de l'intensité de l'onde radar de l'altimètre après réflexion sur la surface de la mer (écho en retour). Plus le signal retour est étendu dans le temps, plus les vagues sont hautes, et, au contraire, plus il est limité dans le temps, plus la mer est plate.

Topographie Dynamique. Hauteur d'eau associée aux processus thermodynamiques de l'océan : courants, turbulence, dilatation thermique,... La hauteur de mer mesurée par les satellites altimétriques comprend cette topographie dynamique ainsi que les hauteurs associées au champ de gravité terrestre (géoïde).

Liste des figures

Figure (1.1) : Effet du vent sur la circulation océanique.....	5
Figure (1.2) : Effet des vents sur l'océan.....	6
Figure (1.3) : La topographie dynamique sur l'océan vue par le satellite Topex/Poseidon	7
Figure (1.4) : Direction de l'écoulement de l'eau des océans.....	7
Figure (1.5) : Principe de calcul de la topographie dynamique.....	8
Figure (2.1) : Principe général de l'altimétrie spatiale.....	10
Figure (2.2) : Hauteur des vagues.....	12
Figure (2.3) : Différentes corrections à apporter à la mesure altimétrique.....	13
Figure (2.4) : Le satellite Jason-1 et les équipements embarqués.....	19
Figure (3.1) : Géométrie associée à l'approche de Stokes.....	22
Figure (3.2) : Surface topographique réelle et condensée, en approximation plane.....	23
Figure (3.3) : Effet indirect sur l'ondulation du géoïde(δN)	25
Figure (4.1) EGM08 sur la Méditerranée occidentale.....	31
Figure (4.2): Organigramme général du calcul du niveau moyen de la mer	32
Figure (4.3): Passages du satellite Jason-1 sur la Méditerranée occidentale.....	33
Figure (4.4): Points de croisement.....	34
Figure (4.5): Niveau moyen de la Méditerranée Occidentale.....	35
Figure (4.6): Surface moyenne de la mer (Bleu) et hauteur de géoïde EGM08 (Rouge) au-dessus de la Méditerranée occidentale.....	37
Figure (4.7): Topographie Dynamique Moyenne (m).....	37
Figure (4.8): Histogramme de la fréquence de la topographie dynamique.....	38

Liste des tableaux

Tableau (4.1) : Principales corrections de la mesure altimétriques du cycle 309 (m).....	33
Tableau (4.2) : Données statistique du <i>MSS</i>	35
Tableau (4.3) : Extrait du fichier des valeurs de la topographie dynamique moyenne sur la Méditerranée occidentale.....	36

Liste des abréviations

Aviso. Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques.

CLS. Collecte et Localisation par Satellite.

CNES. Centre National des Etudes Spatiales – France.

DORIS. Doppler Orbitography Radiopositionning Integrated by Satellite.

ESA. Agence Spatiale Européenne

FES. Finite Elements Solution.

JMR. Jason-1 Microwave Radiometer.

GDR. Geophysical Data Records.

GPS. Global Positioning System.

LRA. Laser Retroreflector Array.

NASA. National Aeronautics and Space Administration – USA.

NOAA. Administration Océanique et Atmosphérique Nationale – USA.

MSL. Mean Sea Level

MWR. Microwave Radiometer.

SLA. Sea Level Anomalies.

SSB. Sea State Bias.

SSH. Sea Surface Height.

SWH. Significant Wave Height.

Topex. Ocean TOPography Experiment.

TRSR. Turbo Rogue Space Receiver.

EGM2008. Earth Gravitational Model 2008

Introduction générale

L'océan couvre 71% de la surface de la Terre. Sa profondeur moyenne est de 3800 m, soit 1/1700^{ième} du rayon terrestre. Il représente donc une très mince pellicule d'eau salée aux dimensions verticales mille fois inférieures aux dimensions horizontales.

L'océan est une composante essentielle d'un système global (atmosphère, glace, océan) qui régit les évolutions du climat sur des périodes allant de la saison à quelques centaines d'années.

Au même titre que l'atmosphère, l'océan est une énorme machine thermique. Le soleil le réchauffe dans les zones tropicales, et la chaleur ainsi stockée dans l'eau est restituée vers l'atmosphère aux plus hautes latitudes, ce qui le refroidit. C'est ainsi que sont engendrés les courants océaniques de surface et profonds qui transportent cette chaleur de l'équateur vers les pôles [\[Kuster,.\]](#).

L'émergence de l'altimétrie par satellite nous permet une grande contribution pour la plupart des applications et des activités océanographiques. Parmi les objectifs des satellites altimétriques, la détermination de la topographie dynamique moyenne des océans, qui représente un soulagement superposé sur le niveau moyen des océans créé par les courants océaniques [\[Rio et al., 2005\]](#).

La topographie dynamique de l'océan représente la distance entre le géoïde et la hauteur de la surface de la mer [\[Aviso User Handbook, 2008\]](#).

Des travaux antérieurs basés sur la combinaison de mesures altimétriques et des données gravimétriques a permis une estimation globale de la topographie dynamique moyenne [\[Rio 2004\]](#) et [\[Maximenko et al. 2009\]](#).

Sur la mer Méditerranée, les résultats obtenus par Rio donnent une meilleure détermination de la topographie dynamique moyenne (RioMed) [\[Rio, 2005\]](#).

Le but de ce mémoire est de déterminer la topographie dynamique moyenne sur la Méditerranée occidentale en se basant sur la surface moyenne de la Méditerranée occidentale d'une part, et d'autre part sur le modèle gravitationnel de la Terre (EGM2008).

La correction de 20 ans d'observation d'altimétrie spatiale de tous les satellites altimétriques depuis 1992 (Topex/Poseidon, ERS1, ERS2, Geosat, Jason-1, Jason-2, Envisat,..) des effets de la propagation de l'onde électromagnétique dans l'atmosphère, des effets de l'interaction de cette onde avec la surface de la mer, les effets géophysiques et l'erreur de l'orbite nous a permis de déterminer la surface moyenne de la mer au-dessus de la Méditerranée occidentale.

En outre, le modèle gravitationnel "EGM08" utilisé dans ce mémoire est obtenu à partir d'une combinaison des données GRACE, des mesures gravimétriques terrestres et altimétriques, , il est fourni par le Centre International des Modèles Globaux de la Terre (ICGEM).

Dans ce travail nous avons présentés au premier chapitre les fondements théoriques de la topographie dynamique (définition, origine et modèle de calcul,...), Le deuxième chapitre est basé sur la présentation de l'altimétrie spatiale (principe, erreur de la mesure, modèle de correction,). Le troisième chapitre est basé sur la présentation du modèle de Stokes pour le calcul du géoïde et la définition des modèles géopotentiels globaux.

Dans le dernier chapitre, seront présentés les données altimétriques et le modèle gravitationnel utilisés dans ce mémoire ainsi que les différents résultats relative à la surface moyenne et la topographie dynamique.

Chapitre 1

Topographie Dynamique

1.1 Introduction

La circulation globale permanente de la mer est affaire de creux et de bosses. Les courants océaniques de surface en suivent les courbes de niveau avec une vitesse proportionnelle à la pente. Dans l'hémisphère Nord, les courants tournent dans le sens des aiguilles d'une montre autour des bosses et en sens inverse autour des creux, à l'opposé de ce qui se passe dans l'hémisphère sud [\[Minster et al., 2006\]](#)

L'altimétrie, qui mesure les différences de hauteur de mer, permet donc d'observer les courants.

1.2 Topographie Dynamique

1.2.1 Définition

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.

Cette quantité n'est pas immédiatement déduite de l'altimétrie, qui permet de connaître plutôt la surface moyenne océanique. Il est donc nécessaire de combiner les données altimétriques avec d'autres sources (in-situ, satellites gravimétriques,...) pour déterminer précisément le géoïde, et en déduire la circulation moyenne par soustraction. La topographie dynamique cartographiée permet d'identifier la circulation océanique générale.

1.2.2 Origine

La théorie d'*Ekman* permet d'expliquer la circulation locale due au vent dans la couche de surface. *Sverdrup* a étudié l'extension de cette théorie à l'échelle d'un bassin océanique [\[Kuster, 2004\]](#).

Sous l'effet du vent et de la déviation de Coriolis, le transport des eaux de surface provoque des phénomènes de divergences et de convergences. Ainsi, sous un vent d'origine anticyclonique (tournant dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord), l'eau s'accumule (convergence) au centre. Pour compenser cette élévation du niveau marin des mouvements verticaux apparaissent entraînant les eaux de surface en profondeur. Le phénomène inverse, sous l'effet de vents cycloniques (dépressions) provoque un mouvement ascendant de l'eau de mer : c'est le pompage d'Ekman [\[Kuster, 2004\]](#).

1.2.3 Effet du vent sur la circulation océanique

Ces mouvements verticaux de l'eau se compensent donc entre zones de convergence et zones de divergence. Notons également l'existence fréquente de remontées d'eaux près des côtes (upwelling) permettant de renouveler l'eau de surface chassée au large par les vents (exemples des côtes du Portugal, de la Mauritanie, du Pérou).

Ainsi, à l'échelle d'un bassin océanique, l'eau a tendance à s'empiler au centre (effet anticyclonique tropical), ce qui induit une bosse (convergence subtropicale) qui peut dépasser un mètre.

Cet empilement affecte surtout les couches de surface de l'océan (les mille premiers mètres d'eau environ), que l'on peut imaginer comme reposant sur les couches d'eaux froides profondes.

Plus au nord et plus au sud, on assiste plutôt à des phénomènes de divergences (divergence subpolaire et divergence équatoriale), l'eau formant alors un creux à la surface de la mer.

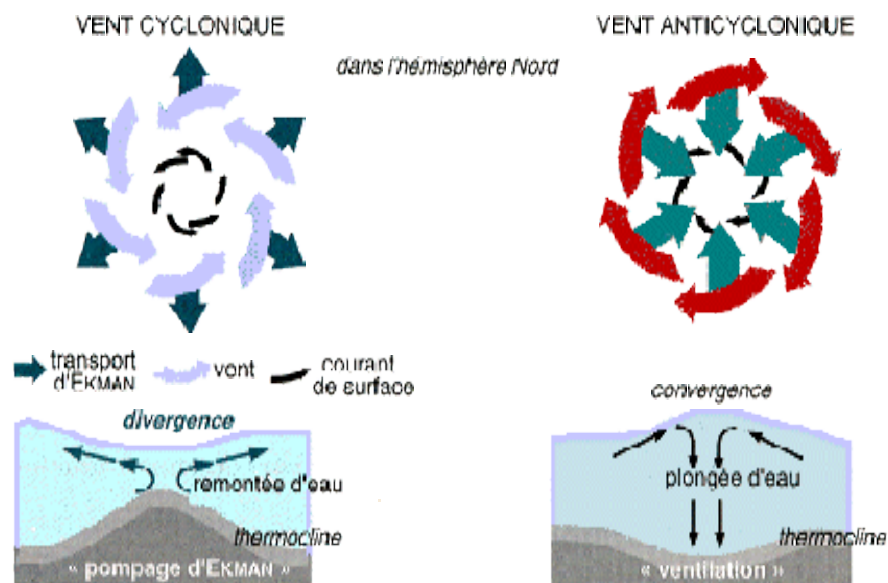


Figure (1.1) : Effet du vent sur la circulation océanique [\[Kuster, 2004\]](#)

Tous ces phénomènes se retrouvent de manière analogue dans l'hémisphère sud, à cela après que les eaux sont poussées vers la gauche de la direction du vent.

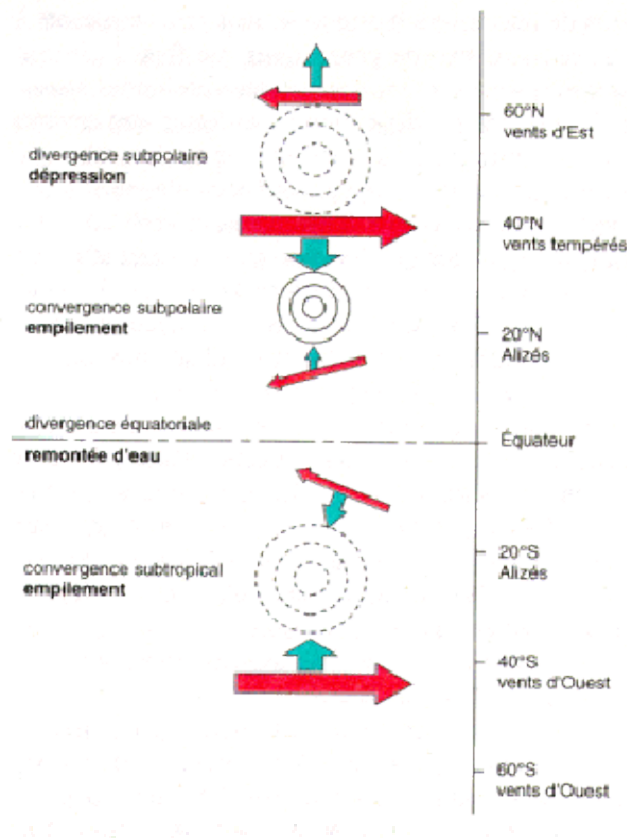


Figure (1.2) : Effet des vents sur l'océan [Kuster, 2004]

1.2.4 Effet de température et de salinité

L'amplitude de ces bosses et de ces creux appelée la topographie dynamique des océans dépend aussi des variations de densité de l'eau. En volume, une eau chaude et peu salée sera moins dense et plus dilatée (donc plus élevée en surface) qu'une eau froide et salée. Ainsi, le niveau de l'eau est plus élevé dans la mer des Sargasses qu'au nord du Gulf Stream, où l'eau est moins chaude. De même, l'élévation de l'eau est plus importante dans le Pacifique Nord que dans l'Atlantique Nord, où l'eau est plus salée. Le niveau de l'eau, très salée et donc plus dense, en Méditerranée, est inférieur d'environ un mètre au niveau de l'eau dans l'Atlantique [Kuster, 2004]

Enfin, cette topographie dynamique de l'océan dont nous parlons s'ajoute aux anomalies liées au géoïde terrestre (l'attraction de la pesanteur n'est pas la même partout).

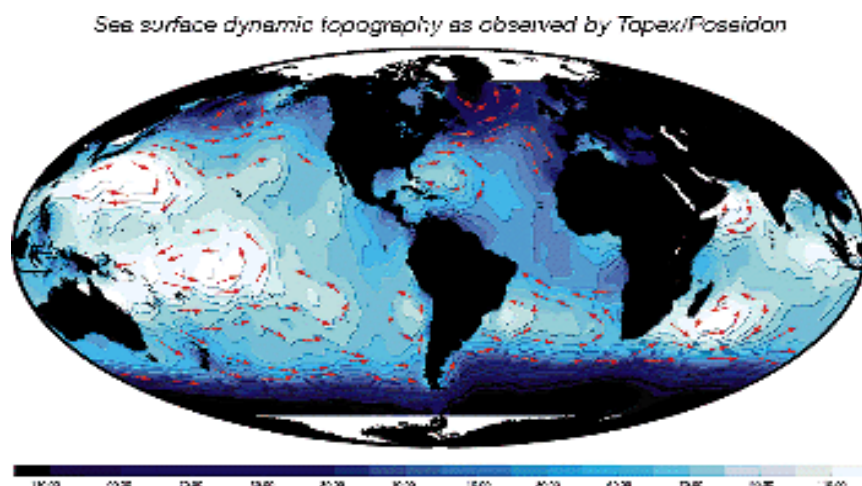


Figure (1.3) : La topographie dynamique sur l'océan vue par le satellite Topex/Poseidon (Aviso-Altimetry)

Ces empilements d'eau créent un gradient horizontal naturel de pression de l'eau ou pente de l'eau. L'eau cherche alors à s'écouler des bosses vers les creux. Cependant, la force de Coriolis détourne là encore cet écoulement vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. L'eau ne s'écoule donc pas le long des pentes de la topographie dynamique mais autour des empilements (à l'image de ce qui se passe pour les vents). On dit que les courants, comme les vents sont en équilibre géostrophique.

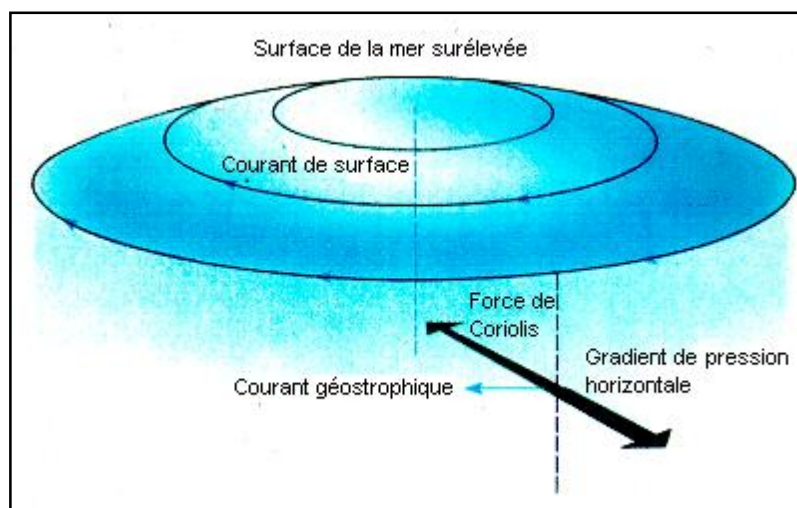


Figure (1.4) : Direction de l'écoulement de l'eau des océans [\[Kuster, 2004\]](#)

1.3 Modèle de calcul de la topographie dynamique.

Le satellite altimétrique mesure par radar sa distance (R) à la surface de la mer, la connaissance de son orbite permet un positionnement par rapport à un référentiel lié au centre de la Terre, donc de connaître son altitude (S) par rapport à un ellipsoïde. On en déduit (de R et S) la hauteur de la surface océanique (SSH). En fait, cette surface dépend des courants marins dont la topographie dynamique,

dictée par les vents, les différences de température et de salinité, est fonction de la forme du géoïde, c'est-à-dire de la quantité N . Connaître le géoïde indépendamment, grâce aux nouvelles missions (CHAMP, GRACE, GOCE) permet donc la détermination absolue de la topographie dynamique (DT) (figure 1.5).

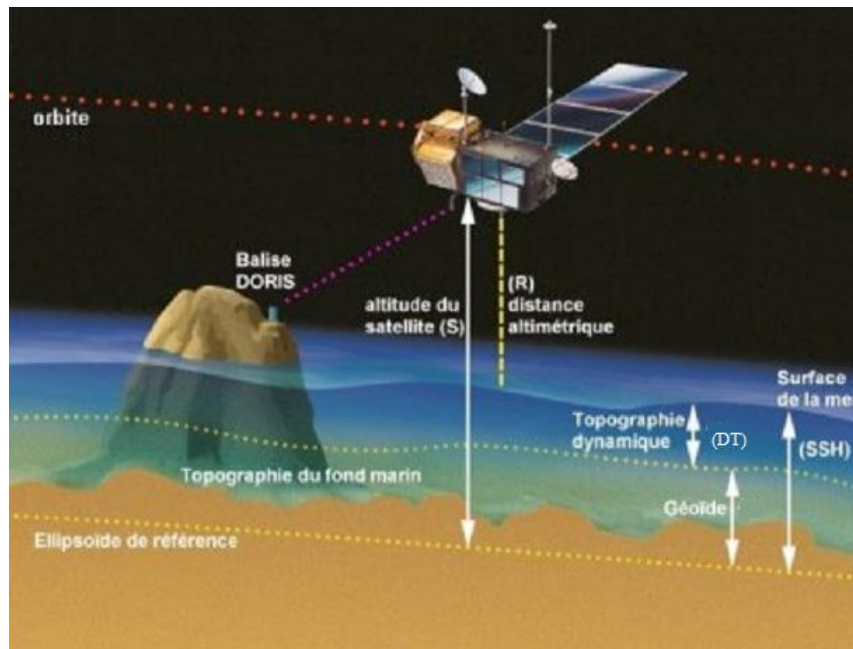


Figure (1.5) : Principe de calcul de la topographie dynamique

La Topographie Dynamique est donc calculée par soustraction de la hauteur du géoïde à la surface moyenne de la mer [User Handbook, 1996] :

$$DT = SSH - N \quad (1.1)$$

Avec :

DT : La Topographie y Dynamique;

SSH : La Surface Moyenne de la Mer;

N : L'ondulation du Géoïde.

La formule du modèle de traitement pour la détermination de SSH est donnée par [User Handbook, 1996] :

$$SSH = S - (R + \Sigma) \quad (1.2)$$

où :

S : L'Altitude du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence;

R : L'Altitude mesurée par l'altimètre;

Σ : Les différentes corrections à apportées à la mesure altimétrique.

Chapitre 2

Altimétrie Spatiale

2.1 Introduction

La composante essentielle à la connaissance de la phénoménologie de notre planète réside dans l'étude de l'océan et de son interaction avec l'ensemble des autres composantes du « Système Terre ». Etudier l'océan signifie, entre autres observer pour en comprendre les mécanismes et ainsi mettre en perspective les interactions complexes qui gouvernent sa dynamique

L'apparition de l'altimétrie spatiale à la fin des années 70 vient pour accomplir cette mission ; Elle permet d'étudier les phénomènes géophysiques tels que la variation séculaire du niveau de la mer, la topographie dynamique (la circulation océanique), les anomalies climatiques, le géoïde marin, les marées et la topographie des calottes polaires.

2.2 Définition

L'altimétrie spatiale est une technique permettant d'obtenir la distance entre un satellite et la surface des océans. Elle est basée sur la mesure du temps de propagation d'un faisceau radar parcourant le chemin aller-retour entre le satellite et la surface. La précision des résultats dépend essentiellement de la précision des éphémérides du satellite.

2.3 Principe de la mesure altimétrique

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 S [User Handbook, 2008].

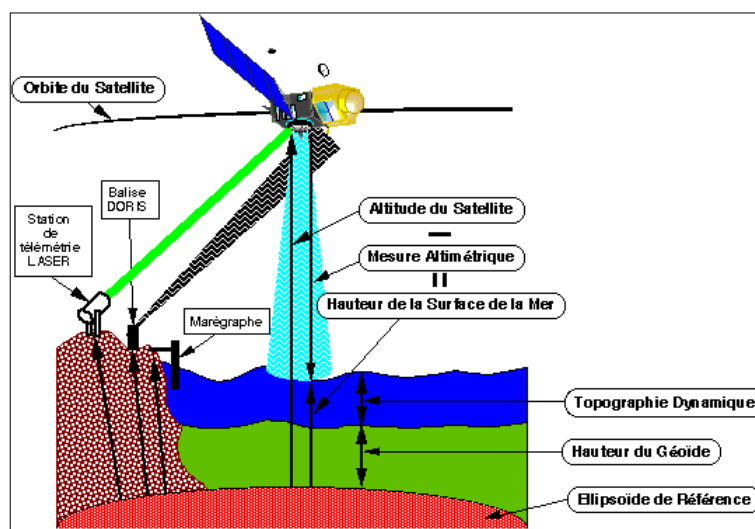


Figure (2.1) : Principe général de l'altimétrie spatiale

Le processus se déroule en quatre phases:

- Emission de l'onde électromagnétique ;
- Propagation de l'onde dans le milieu atmosphérique ;
- Interaction avec la surface de la mer ;
- Réception de l'écho au niveau du satellite.

2.4 Quantités mesurées

2.4.1 Distance satellite-mer

La distance satellite-océan est une distance instantanée, et comme première approximation, elle est considérée comme étant une distance linéaire non corrigée qui est donnée par :

$$R = \frac{1}{2} C \Delta t \quad (2.1)$$

Où :

C Représente la célérité (vitesse de la lumière) ;

Δt Est le temps de propagation.

2.4.2 Hauteur instantanée de la mer

La hauteur instantanée de la mer est obtenue par l'équation (1.2) en fonction de la mesure altimétrique et la position du satellite (cf. Chapitre 1, § 1.3).

2.4.3 Hauteur des vagues

Il est clair que l'onde radar est renvoyée en totalité lorsque la mer est calme. Dans le cas d'une mer agitée, une partie de l'onde radar est envoyée par les crêtes des vagues et le reste est envoyé par les creux des vagues. Le satellite recevra les deux parties à deux instants différents, et par conséquent le traitement de l'écho reçu nous permet d'avoir la hauteur de ces vagues, grâce à un modèle empirique.

A partir de la forme d'onde, il suffit de calculer la pente pour obtenir la hauteur significative des vagues (sw_h). On notera simplement que, plus cette pente est forte, moins la hauteur de la vague est grande et inversement [\[User Handbook, 1996\]](#).

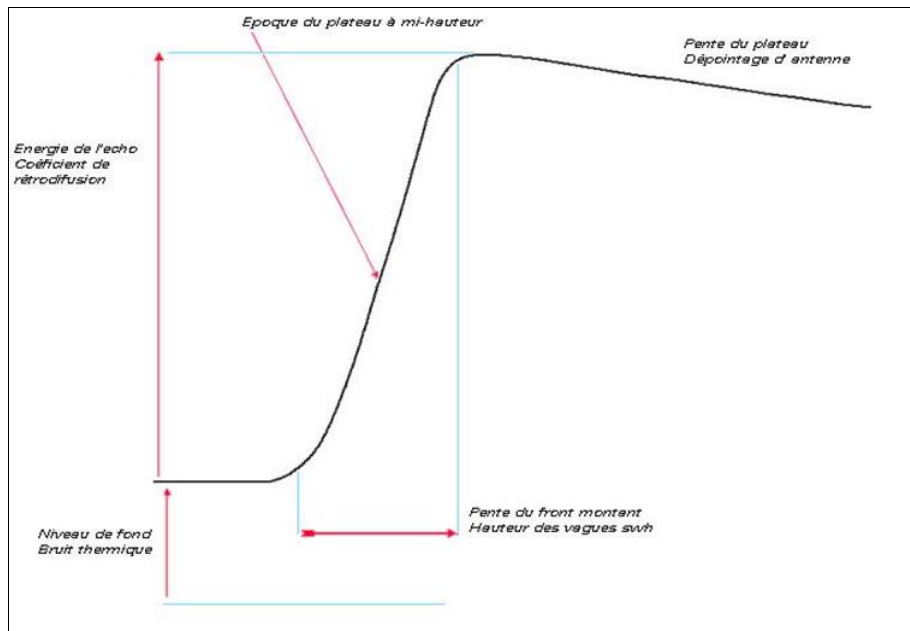


Figure (2.2) : Hauteur des vagues

2.4.4 Vitesse du vent

La détermination de la vitesse du vent (u) est basée sur la modification de la structure fine de la rugosité de la surface. En absence du vent, la réflexion de la surface de la mer est spéculaire, ce qui n'est le cas en présence du vent. Son effet sur la surface superficielle entraîne une diminution du nombre de points spéculaires et donc une atténuation du signal réfléchi. La mesure de l'énergie de cet écho sera un moyen pour déterminer la vitesse du vent (mais pas sa direction).

Le modèle utilisé est le modèle tabulaire modifié de la vitesse du vent de [Caires \(2003\)](#).

2.5 Corrections du signal altimétrique

Comme décrit précédemment, on a : Hauteur de la surface de la mer = Altitude du satellite – Mesure altimétrique corrigée

La précision des mesures requise est de l'ordre du centimètre. A cet effet, il est nécessaire d'apporter aux mesures altimétriques effectuées les différentes corrections avant leurs exploitations [\[User Handbook, 2008\]](#).

Il existe principalement cinq types d'erreurs affectant la mesure altimétrique:

- les bruits instrumentaux ;
- les erreurs dues à la propagation du signal dans l'atmosphère ;
- les erreurs dues à l'état de la mer ;
- Les erreurs dues aux phénomènes de marée;
- les erreurs sur la détermination de l'orbite.

Les différentes corrections apportées à la mesure altimétrique sont illustrées dans la Figure suivante :

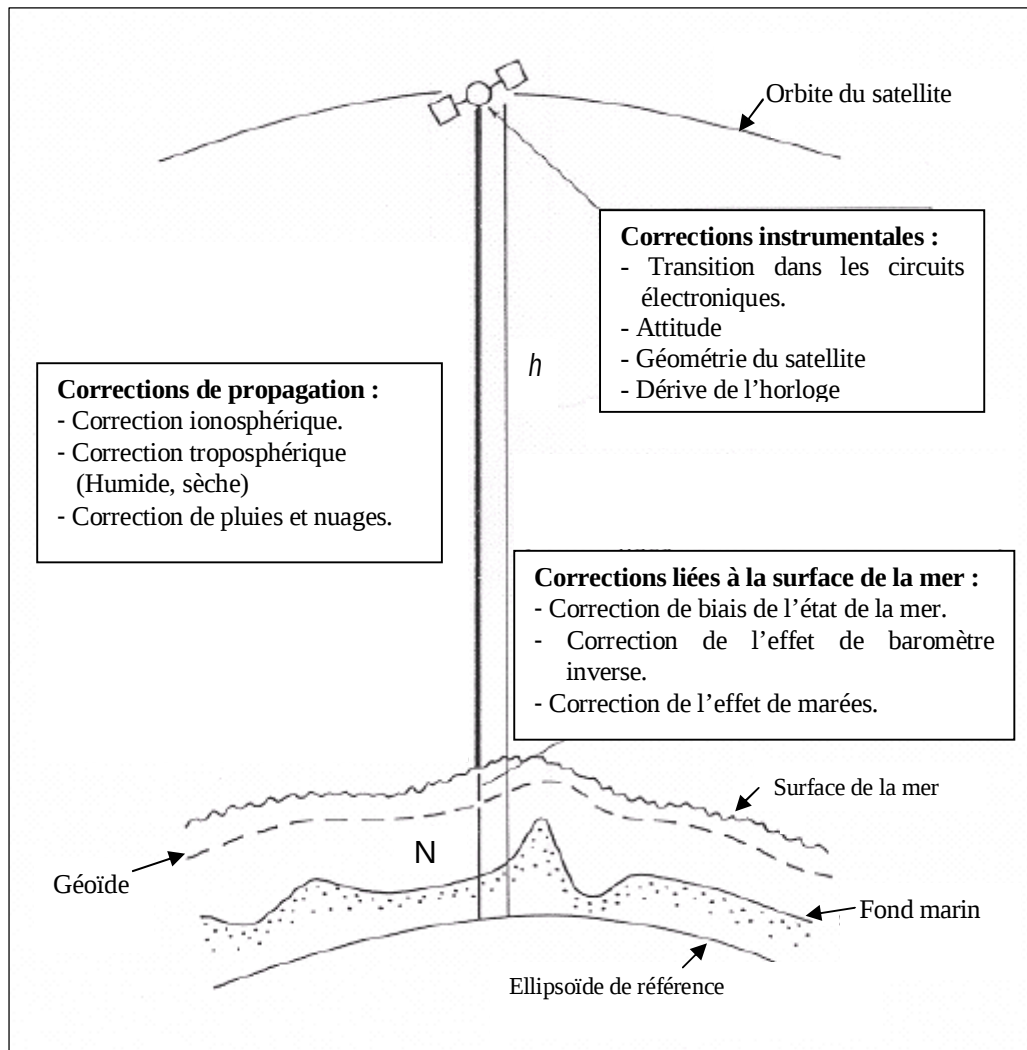


Figure (2.3): Différentes corrections à apporter à la mesure altimétrique

2.5.1 Corrections instrumentales

Il y a quatre types d'erreurs d'origine instrumentales à corriger [Christensen et al., 1994; Ménard et al., 1994] :

- une correction qui tient compte du délai de transition dans les circuits électroniques des instruments.
- une correction liée à la géométrie du satellite qui prend en compte la distance entre le centre de phase du radar et le centre de gravité du satellite.
- une correction dite d'attitude du radar lorsque le satellite n'est pas orienté suivant la verticale.
- la dérive de l'horloge embarquée sur le satellite.

Notons ici que les données fournies par Aviso-Altimetry sont corrigées des bruits instrumentaux.

2.5.2 Corrections liées à la propagation du signal

L'atmosphère terrestre n'est pas homogène. 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 vitesse 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 [Rummel, 1993].

Correction Ionosphérique : 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 suit: [Leick, 1995].

$$h = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} h_1 - \frac{f_2^2}{f_2^2 - f_1^2} h_2 \quad (2.2)$$

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 .

Correction Troposphérique : 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 [Rummel, 1993] :

$$\Delta h_d = 2.227 \cdot 10^{-5} (1 + 0.0026 \cos(2\varphi)) P_a \quad (2.3)$$

où :

φ 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 [Rummel, 1993] :

$$\Delta h_w = 2.227 \cdot 10^{-5} \left(\frac{1255}{T_s} + 0.05 \right) P_s \quad (2.4)$$

où :

T_s représente la température en degrés Kelvin ;

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

2.5.3 Corrections liées à l'état de la mer

a- Biais de l'état de la mer (Sea State Bias) :

Plus la mer est agitée, plus sa rugosité est élevée, et plus la puissance du signal envoyé par l'altimètre est reçue faiblement au niveau du satellite. Les creux des vagues réfléchissent plus le signal radar que les crêtes, ce qui entraîne une sous-estimation de la mesure de la hauteur de la surface instantanée, d'où la nécessité de tenir compte de l'état de la mer dans la mesure. Il peut être modélisé en termes de hauteur significative des vagues et de la vitesse de vent qui exerce une friction à la surface de la mer (Gaspar et al., 1994).

Le SSB est supposé être exprimé par la forme [\[Rami, 2012\]](#) :

$$SSB = f(swh, \sigma_0) \approx f(swh, u) \quad (2.5)$$

où :

swh est la hauteur significative des vagues ;

σ_0 est le coefficient de rétrodiffusion ;

u est la vitesse du vent.

b- Effet de baromètre inverse (Inverse Barometer) :

La réponse du niveau de la mer aux variations de la pression atmosphérique est désigner sous le nom de l'effet du "baromètre inverse"; Elle provient du changement de la force de pression de la masse d'air surplombant la surface marine.

La correction de l'effet du baromètre inverse est donnée par la formule suivante [\[User Handbook, 2008\]](#) :

$$Inv_{Bar} = \frac{\bar{p}_a - p_a}{\rho g} = -9.948 (P_a - 1013.25) \quad (2.6)$$

où :

P_a : Pression introduite au niveau de la mer fournie par le marégraphe.

$\bar{p}_a \approx 1013.25mb$: Pression atmosphérique moyenne.

$\rho \approx 1.025g/cm^3$: Densité moyenne de l'eau de la mer.

$g \approx 981cm/s^2$: Accélération de la pesanteur.

2.5.4 Corrections liées au phénomène de marée

a- Marée océanique :

Nous avons 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 [\[Lefèvre, 2000\]](#) :

$$\Delta h_{OT}(\varphi, \lambda, t) = \sum_i F_i (A_i \cos(\xi_i) + B_i \sin(\xi_i)) \quad (2.7)$$

où :

$$\xi_i = \sigma_i t + X_i + U_i, \quad A_i = Z_i \cos(\psi_i) \quad \text{et} \quad B_i = Z_i \sin(\psi_i)$$

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 (extraite à partir du tableau de Doodson) (Annexe C).

σ_i est la fréquence de l'onde i (extraite à partir du tableau de 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 FES2004 et GOT04.7. L'amplitude et la phase d'une onde "composante" peuvent être calculées par une interpolation bilinéaire à partir des fichiers de ces modèles [\[Lefèvre, 2000\]](#).

b- Marée terrestre :

Le potentiel gravitationnel U induit par un corps astronomique peut être décomposé en composantes harmoniques s (cf. Chapitre 3, § 3.5), et chacun de ses composants est caractérisé par une amplitude, une phase et une fréquence. Alors le potentiel de marée peut être exprimé comme [\[Love, 1911\]](#) :

$$U = \sum_1^\infty \sum_i U_i(s) \quad (2.8)$$

Dont le potentiel de la marée du composante harmoniques, $U_i(s)$ est donné par :

$$U_i(s) = g c_n(s) \sum_{m=0}^n P_n^m \cos(\omega(s) t + \varphi(s) + m\lambda) \quad \leftarrow (m+n) \text{ pair}$$

$$U_i(s) = g c_n(s) \sum_{m=0}^n P_n^m \sin(\omega(s) t + \varphi(s) + m\lambda) \quad \leftarrow (m+n) \text{ impair}$$

Dont la phase $\omega(s)t + \varphi(s)$ du composant s à l'instant t du temps de l'altimètre (relativement à l'époque de référence), est donnée par une combinaison linéaire des phases correspondantes de 6 variables astronomiques $\omega_i t + \varphi_i$ [Love, 1911] :

$$\omega(s)t + \varphi(s) = \sum_1^6 k_i(s)(\omega_i t + \varphi_i) \quad (2.9)$$

où :

λ est la longitude de l'altimètre ;

P_n^m est la fonction de Legendre associée (en harmoniques sphériques) du degré n et d'ordre m ;

g est la gravité.

Les tables de Cartwright offrent le degré $n = 2$ et l'ordre $m = 0, 1, 2$, de plus le degré $n = 3$ et l'ordre $n = 0, 1, 2, 3$, les coefficients de $k_i(s)$ et les amplitudes $c_n(s)$ pour chaque composant s .

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 [Love, 1911] :

$$\Delta h_{ST} = H_2 \frac{U_2}{g} + H_3 \frac{h_3}{g} \quad (2.10)$$

avec :

$H_2 = 0.609$; $H_3 = 0.2919$ et $g = 9.80$.

c- Marée polaire

La forme ellipsoïdale de la Terre est due à sa rotation propre à une période d'une journée, l'axe de l'ellipsoïde se confondant avec l'axe de rotation, or celui-ci n'est pas fixe dans le temps et son orientation spatiale bouge. Ceci se traduit par un déplacement vertical de la surface de la Terre par rapport à l'ellipsoïde de référence utilisé en altimétrie qui, lui, possède une orientation fixe dans le temps (correspondant à un axe de rotation moyen), ce déplacement est appelé marée polaire [Wahr, 1985].

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):

$$\Delta h_{PT}(\varphi, \lambda, t) = \text{amp} \sin(2\varphi)((X_{Pol} - X_{Pol_avr}) \cos(\lambda) - (Y_{Pol} - Y_{Pol_avr}) \sin(\lambda)) \quad (2.11)$$

où :

$\text{amp} = 11.10^{-6} \text{as}^2 \text{rad}(1 + k_2) = -69.435$ (as²rad est une fonction de conversion du "arc sec" au radian) ;

$X_{Pol_avr} = 0.042$ et $Y_{Pol_avr} = 0.293$ 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.

2.5.5 Réduction de l'erreur d'orbite

Le calcul d'orbite est effectué à partir d'un modèle dynamique du mouvement du satellite qui tient compte du champ de forces le plus complet possible, c'est-à-dire incluant un champ de potentiel de la terre le plus précis possible, les effets de la lune et du soleil, les effets de marées, les forces entraînant des dérives séculaires du satellite comme les effets de traînée et de pression de radiation [\[Bonnefond, 1994\]](#).

L'erreur d'orbite plus particulièrement la réduction de la composante radiale est difficile à estimer. Elle est évaluée, dans ce travail, par traitement aux points de croisements.

Un point de croisement est le point d'intersection entre un arc ascendant et un arc descendant. On calcule la position des points de croisement et la différence d'altitude entre les arcs. La position du point de croisement est calculée en faisant une interpolation linéaire entre deux couples de deux points successifs (les quatre points voisins).

Une fois que le point de croisement est déterminé, on calcule la hauteur enregistrée par le passage ascendant et celle enregistrée par le passage descendant et on calcule la différence. Les différences de hauteurs de mer aux points de croisement peuvent être minimisées dans un processus d'ajustement afin d'augmenter le niveau de cohérence global des profils moyens entre eux [\[Rami, 2012\]](#).

2.6 Principales missions altimétriques

L'altimétrie spatiale s'est développée dès la fin des années 70 avec les missions Geos 3 (1975), Seasat (1978) puis Geosat (1985). L'essentiel des études basées sur ces missions a concerné la mesure du géoïde marin et ses applications à la structure de la lithosphère océanique et du manteau supérieur. Au début de la décennie 1990, se sont développées les premières applications océanographiques de l'altimétrie grâce aux missions franco-américaine Topex/Poseidon (1992) , Jason-1 (2002) et Jason-2 (2008) et européennes ERS-1 (1991), ERS-2 (1995), Envisat (2002) et Saral-AltiKa (2013).

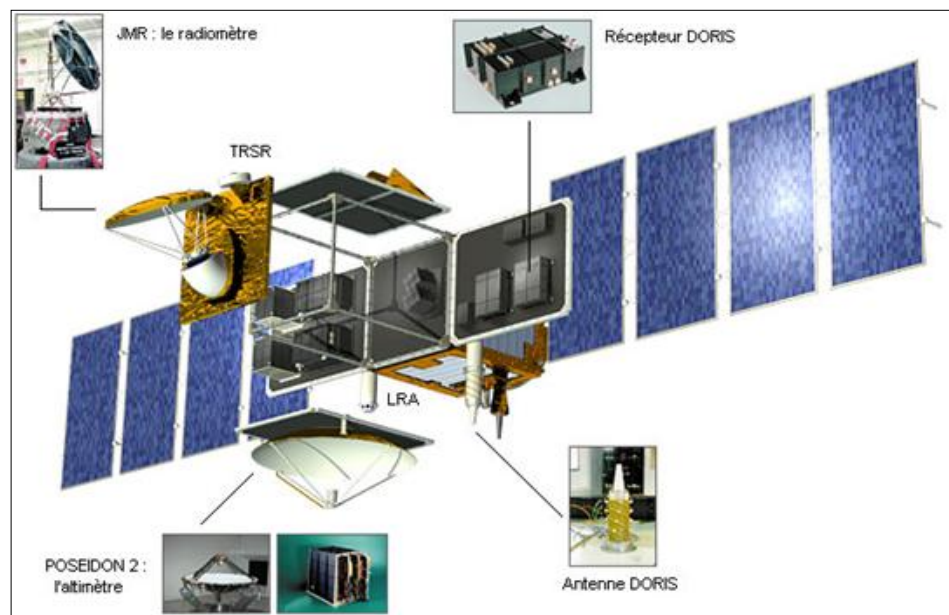


Figure (2.4) : Le satellite Jason-1 et les équipements embarqués

Chapitre 3

Notion sur le Géoïde

3.1 Introduction

Le problème fondamental de la géodésie physique est de déterminer la surface équipotentielle du champ de pesanteur terrestre coïncidant avec le niveau moyen des mers et servant de référence pour la définition des différents systèmes verticaux utilisés lors de levés géodésiques. Cette surface est connue sous le nom de géoïde. Son comportement dépend des caractéristiques du champ de pesanteur dont les déformations sont causées par l'existence de masses internes de différentes densités.

3.2 Calcul de géoïde par modèle de Stokes

Le processus le plus adéquat quant à la définition de la forme réelle de la terre se base sur la méthode gravimétrique du dit "troisième problème de valeur limite".

La technique la plus utilisée met en relation les caractéristiques régionales (amplitudes d'ondes longues) du champ gravitationnel exprimées par un modèle géopotentiel global et ses particularités locales (amplitudes d'ondes courtes) obtenues par l'intermédiaire du modèle physico-mathématique de Stokes. Cette technique est connue sous le nom de "Remove-Restore" [[Haddad, 2004](#)].

Le troisième problème des valeurs aux limites dans la théorie du potentiel gravitationnel cherche à déterminer une fonction harmonique (potentiel perturbateur) sur une superficie limite (le géoïde) par l'intermédiaire d'une combinaison linéaire de cette fonction ainsi que de ses dérivées dans la direction normale à cette superficie (anomalies gravimétriques); celle-ci est représentée par l'équation fondamentale de la géodésie [[Moritz, 1967](#)] :

$$\frac{\partial T}{\partial r} + \frac{2}{r}T + \Delta g = 0 \quad (3.1)$$

où T est le potentiel perturbateur et Δg est l'anomalie de pesanteur et r est le rayon géocentrique.

Le potentiel perturbateur est quantifié par la différence entre le potentiel gravitationnel réel (W) et le potentiel gravitationnel normal (U) , généré par l'ellipsoïde de référence :

$$T(r, \theta, \lambda) = W(r, \theta, \lambda) - U(r, \theta, \lambda) \quad (3.2)$$

où r est le rayon géocentrique, θ est la colatitute géocentrique et λ est la longitude.

Dans la pratique, ce dernier s'obtient à partir des observations gravimétriques (anomalies de pesanteur) grâce à la solution de l'équation fondamentale de la géodésie physique qui, en coordonnées sphériques est donnée par l'intégrale de Stokes [[Moritz, 1967](#)] :

$$T = \frac{R}{4\pi} \int_{\sigma} \Delta g \ S(\psi) \ d\sigma \quad (3.3)$$

avec R est le rayon moyen terrestre, Δg l'anomalie de pesanteur observée, σ surface d'intégration, $d\sigma$ l'élément différentiel de surface et $S(\psi)$ la fonction de Stokes définie comme suit :

$$S(\psi) = \frac{1}{\sin \frac{\psi}{2}} - 6 \sin \frac{\psi}{2} + 1 - 5 \cos \psi - 3 \cos \psi \ln \left(\sin \frac{\psi}{2} + \sin^2 \frac{\psi}{2} \right). \quad (3.4)$$

où ψ est la distance sphérique entre le point d'intégration et le point de calcul.

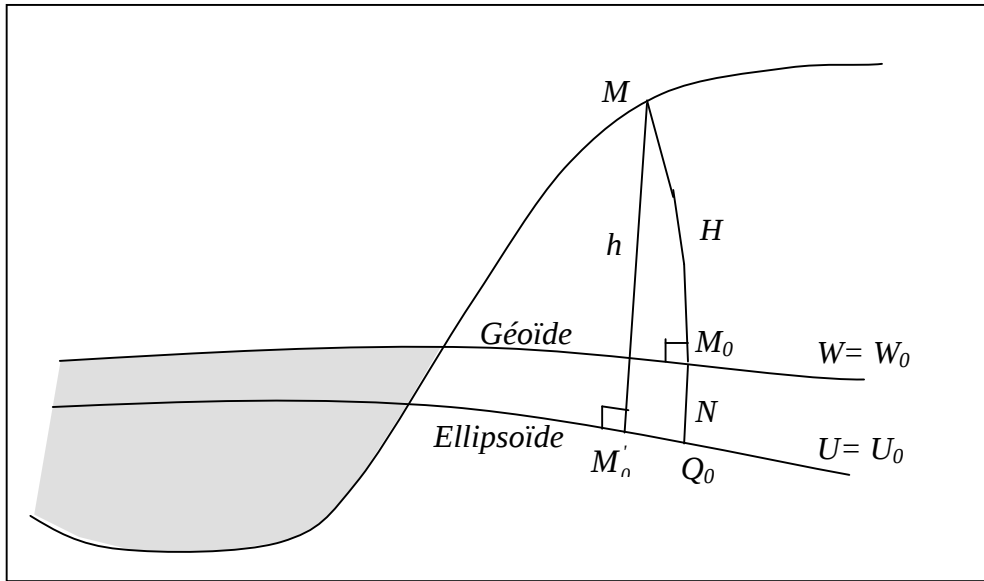


Figure (3.1) : Géométrie associée à l'approche de Stokes

N : Ondulation du géoïde,

H : Altitude orthométrique,

h : Altitude ellipsoïdale

Anomalie de pesanteur (Δg) Pesanteur sur le géoïde (g_{M_0}) – Pesanteur normale (γ_{Q_0})

Potentiel perturbateur (T_M) = Potentiel réel (W_M) – Potentiel normal (U_M)

Les ondulations du géoïde s'obtiennent en mettant en relation le potentiel perturbateur et la pesanteur théorique (générée par l'ellipsoïde de référence) selon le théorème de Bruns [\[Moritz, 1967\]](#) :

$$N = \frac{T(r, \theta, \lambda)}{\gamma} \quad (3.5)$$

Les conditions d'applicabilité de la formule de Stokes sont :

- ✓ les anomalies de pesanteur doivent être réduites au géoïde ;

- ✓ pas de masse à l'extérieur du géoïde ;
- ✓ les anomalies devraient être connues sur la Terre entière ;
- ✓ En particulier, la réduction des anomalies au géoïde ne peut être exactement calculée que si on dispose d'un bon modèle de répartition des masses dans la croûte terrestre.

3.3 Ondulation du géoïde et réductions de terrain

La modélisation du potentiel gravitationnel terrestre par la formule de Stokes présuppose la non-existence de masses à l'extérieur au géoïde. De telles masses peuvent être "éliminées" par la méthode de condensation de Helmert :

- ✓ Retrait de toutes les masses au-dessus du géoïde ;
- ✓ Transfert de la station de P à P_0 par l'utilisation de la réduction à l'air libre F ;
- ✓ Restauration des masses condensées sous forme d'une couche sur le géoïde avec une densité $\sigma = \rho h$, où h est l'altitude orthométrique.

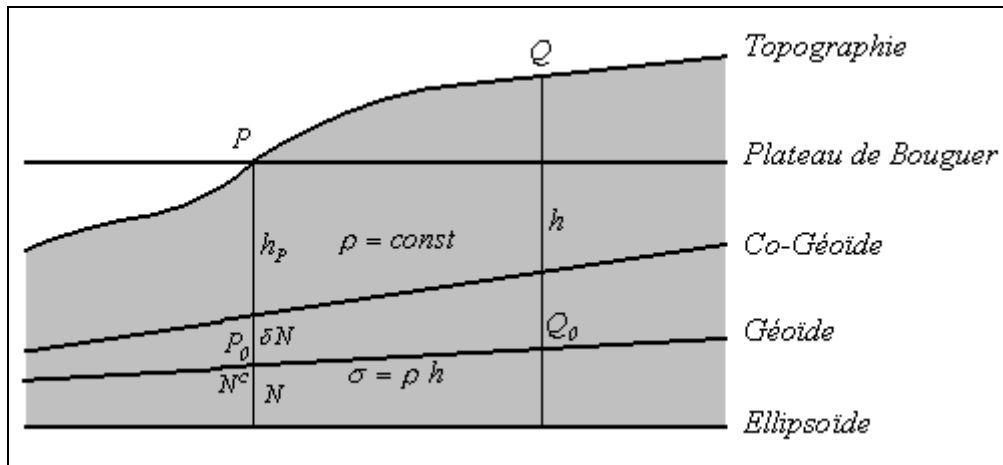


Figure (3.2) : Surface topographique réelle et condensée, en approximation plane

Cette procédure de condensation donne une anomalie de pesanteur Δg réduite sur le géoïde [Sideris, 1996]:

$$\Delta g = \Delta g_P - A_P + F + A_{P_0}^c \quad \Delta g_P + F + \delta A \quad (3.6)$$

où :

$(\Delta g_P + F)$ est l'anomalie de pesanteur à l'air libre au point P ;

A_P est l'attraction des masses topographiques au-dessus du géoïde au point P ;

$A_{P_0}^c$ est l'attraction des masses topographiques condensées sur le géoïde au point P_0 ;

$\delta A = c$ Est la correction de terrain classique.

Vu le changement de la distribution des masses, l'application de la formule de Stokes conduit à une autre surface que le géoïde appelée co-géoïde. Pour ramener l'anomalie de pesanteur du géoïde au co-géoïde, on applique une correction sur les anomalies :

$$\delta \Delta g = -\frac{\partial \gamma}{\partial h} \frac{\delta T}{\gamma} - \frac{\partial \gamma}{\partial h} \frac{(T_{P_0} - T_{P_0}^c)}{\gamma} \quad (3.7)$$

où : T_{P_0} est le potentiel des masses topographiques au point P_0 et $T_{P_0}^c$ est le potentiel des masses topographiques condensées au point P_0 .

$\delta \Delta g$ Est appelé effet indirect de la pesanteur, qui étant petit est généralement négligé.

L'expression donnant N sera alors :

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} (\Delta g + \delta A + \delta \Delta g) S(\psi) d\sigma + \frac{1}{\gamma} \delta \mathcal{F} \quad N^c + \delta N \quad (3.8)$$

Où : N^c est l'altitude du co-géoïde et δN l'effet indirect de l'ondulation du géoïde.

3.3.1 Correction de terrain

La correction de terrain classique en coordonnées planes est donnée par l'expression suivante [Forsberg, 1984, 1994] :

$$\delta A_p = c_p = G\rho \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{h_p}^h \frac{z - h_p}{\left[(x - x_p)^2 + (y - y_p)^2 + (z - h_p)^2 \right]^{3/2}} dx dy dz \quad (3.9)$$

où :

ρ Est la constante de la densité des masses topographiques ;

G Est la constante de gravitation universelle ;

(x_p, y_p, h_p) Sont les coordonnées du point de calcul ;

(x, y, z) Sont les coordonnées du point d'intégration.

L'évaluation de la correction de terrain repose sur la méthode dite de « prismes » [M.J. Sevilla, 1996], qui peut se faire en utilisant la technique de la FFT.

3.3.2 Effet indirect sur l'ondulation du géoïde

L'expression de l'effet indirect sur l'ondulation du géoïde (δN) est donnée comme suit [Sideris, 1996]:

$$\delta N_p = N_h - \frac{\pi G \rho}{\gamma} h^2(x_p, y_p) - \frac{G \rho}{6\gamma} \iint_E \frac{h^3(x, y) - h^3(x_p, y_p)}{s^3} dx dy \quad (3.10)$$

Tel que s est la distance plane entre le point de calcul (x_p, y_p) et le point d'intégration (x, y) .

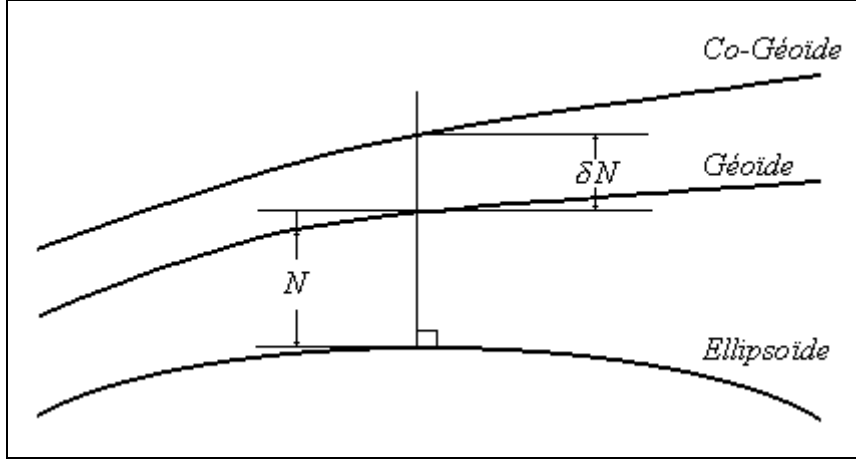


Figure (3.3) : Effet indirect sur l'ondulation du géoïde (δN).

En considérant un MNT de dimension $M \times N$, la discrétisation de l'intégrale s'écrit sous la forme suivante :

$$N_h = -\frac{\pi G \rho}{\gamma} h^2(x_p, y_p) + \frac{G \rho \Delta x \Delta y}{6\gamma} h^3(x_p, y_p) \sum_{x=x_l}^{x_M} \sum_{y=y_l}^{y_M} \frac{1}{s^3} - \frac{G \rho \Delta x \Delta y}{6\gamma} \sum_{x=x_l}^{x_M} \sum_{y=y_l}^{y_M} \frac{1}{s^3} h^3(x, y) \quad (3.11)$$

L'évaluation de l'effet indirect par 1D FFT s'effectuera colonne par colonne ou ligne par ligne. Le long de la direction des x , on aura [\[Sideris and She, 1995\]](#):

$$N_h = -\frac{\pi G \rho}{\gamma} h^2(x_p, y_p) + \frac{G \rho \Delta x \Delta y}{6\gamma} h^3(x_p, y_p) F_1^{-1} \left\{ \sum_{x=x_l}^{x_M} F_1 \left\{ \frac{1}{s^3} \right\} F_1 \{1\} \right\} - \frac{G \rho \Delta x \Delta y}{6\gamma} F_1^{-1} \left\{ \sum_{x=x_l}^{x_M} F_1 \left\{ \frac{1}{s^3} \right\} F_1 \{h^3\} \right\} \quad (3.12)$$

où F_1 et F_1^{-1} sont les transformées de Fourier 1D directe et inverse.

L'évaluation pour la direction y est similaire.

3.4 Evaluation de l'intégrale de Stokes

La contribution des données de pesanteur locale dans la détermination du géoïde se calcule par l'intégrale de Stokes. Rappelons que cette intégrale est donnée sous la forme explicite suivante :

$$N_{\Delta g}(\varphi_p, \lambda_p) = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_E \Delta g(\varphi, \lambda) S(\varphi_p, \lambda_p, \varphi, \lambda) \cos \varphi \, d\varphi \, d\lambda \quad (3.13)$$

où : R est le rayon de la Terre ; γ est la pesanteur normale ; Δg est l'anomalie résiduelle ; (φ_p, λ_p) sont les coordonnées du point de calcul et (φ, λ) sont les coordonnées du point d'intégration.

Pour évaluer la formule de Stokes, trois techniques peuvent être utilisées :

- ✓ la transformée rapide d'Hartley plane [\[Li and Sideris 1992\]](#) ;
- ✓ la transformée rapide de Fourier bi-dimensionnelle sphérique multi-bande [\[Sideris. 1996\]](#) ;
- ✓ la transformée rapide de Fourier mono-dimensionnelle sphérique [\[Sideris and She, 1995\]](#).

3.5 Modèle Géopotential Globale

Les modèles géopotentiels Globaux sont construits à partir des informations gravimétriques, ainsi que par des données dérivées de l'étude des perturbations d'orbites des différents satellites artificiels permettant de quantifier le potentiel gravitationnel terrestre.

Les modèles géopotentiels Globaux se représentent comme termes d'une expansion du potentiel gravitationnel en harmoniques sphériques et se calculent sur la base des distorsions que les champs de pesanteur et de potentiel terrestre présentent relativement à ceux générés par l'ellipsoïde de référence.

Le calcul d'un modèle de potentiel est une entreprise de grande envergure, tant sur le plan de la collecte des données tant que des moyens de calcul mis en œuvre, mais il permet de condenser en deux ensembles de coefficients, $C_{n,m}$ et $S_{n,m}$ un volume de données extrêmement important qu'on ne pourrait manier autrement.

Le potentiel gravitationnel terrestre est alors défini par le développement en harmoniques sphériques comme suit [\[Moritz, 1997\]](#) :

$$W(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \left(1 + \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \right) + \Phi \quad (3.14)$$

où : (r, θ, λ) sont les coordonnées sphériques du point où W est déterminé ; GM est la constante gravitationnelle géocentrique ; a est le demi-grand axe de l'ellipsoïde de référence ; $P_{n,m}(\cos \theta)$ sont les fonctions de Legendre normalisées de première espèce ; $C_{n,m}$ et $S_{n,m}$ sont les coefficients en harmoniques sphériques normalisés ; $\Phi = (1/2)\omega^2 r^2 \sin^2 \theta$ est le potentiel de la force centrifuge tel que ω est la vitesse angulaire de la rotation de la terre.

Les coefficients de Potentiel $C_{n,m}$ et $S_{n,m}$ sont donnés par [\[Rapp, 1994\]](#) :

$$C_{n,m} = \frac{1}{4\pi\gamma(n-1)} \iint_{\sigma} \Delta g(\theta, \lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \cos m\lambda d\sigma \quad (3.15)$$

$$S_{n,m} = \frac{1}{4\pi\gamma(n-1)} \iint_{\sigma} \Delta g(\theta, \lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \sin m\lambda d\sigma \quad (3.16)$$

Une fois déterminés et ajustés, les coefficients de potentiel permettent d'affiner la connaissance du champ de pesanteur terrestre dont la finalité première est la définition de la surface du géoïde. Comme étape intermédiaire, il est indispensable de calculer le potentiel perturbateur et l'anomalie de pesanteur par rapport à l'ellipsoïde de référence.

Le potentiel gravitationnel normal de l'ellipsoïde de référence étant [\[Moritz,1967\]](#) :

$$U(r, \theta) = \frac{GM'}{r} \left(1 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{2n} J_{2n} P_{2n}(\cos \theta) \right) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta \quad (3.17)$$

avec :

$$J_{2n} = (-1)^{n+1} \frac{3 e^{2n}}{(2n+1)(2n+3)} \left(1 - n + \frac{5n J_2}{e^2} \right),$$

$$J_2 = \frac{e^2}{3} \left(1 - \frac{2}{15} \frac{m e'}{q_0} \right), \quad e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2},$$

$$e'^2 = \frac{a^2 - b^2}{b^2}, \quad m = \frac{\omega^2 a^2 b}{GM'},$$

$$q_0 = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{3}{e'^2} \right) \arctan e' - \frac{3}{2e'}.$$

où :

a : le rayon équatorial de l'ellipsoïde, b : le demi-axe polaire ;

e, e' : Les excentricités ;

M' Représente la masse de l'ellipsoïde de référence.

La présentation standard du potentiel perturbateur est alors donnée comme suit :

$$T_{GM}(r, \theta, \lambda) = W - U = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \quad (3.18)$$

Avec $\Delta C_{n,m}$ et $\Delta S_{n,m}$ les écarts entre les coefficients normalisés du modèle du potentiel terrestre et les coefficients normalisés du potentiel normal. La différence $M - M'$ est considérée négligeable.

Ainsi que les anomalies de pesanteur de surface :

$$\Delta \mathcal{G}_{GM}(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^{\infty} (n-1) \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \quad (3.19)$$

et l'ondulation du géoïde :

$$N_{GM}(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \quad (3.20)$$

Où γ est la pesanteur normale au point $P(r, \theta, \lambda)$.

Les anomalies réduites qui reflètent les caractéristiques locales de la zone, sont obtenues par soustraction des anomalies de pesanteur du modèle des anomalies observées : $\Delta g_{red} = \Delta g_{obs} - \Delta g_{mod}$.

Chapitre 4

Traitement et Analyse

4.1 Introduction

La Méditerranée occidentale s'étend sur environ 2000 km d'Est en Ouest entre le Détroit de Gibraltar à 5°W et le Détroit de Sicile situé au-delà de 12°E, pour une profondeur moyenne de 1500 mètres. Du sud au nord, elle est comprise entre 35°N et 45°N, soit une largeur maximale de 900 km entre la France et l'Algérie. Ce bassin est couramment subdivisé en 5 sous bassins : la Mer d'Alboran, le Bassin Algérien, la Mer des Baléares et le Bassin Nord, composé lui-même de la Mer Ligure, du Golfe du Lion et de la Mer Catalane. Enfin, à l'est de la Corse et de la Sardaigne, se trouve la Mer Tyrrhénienne [Bouffard, 2007].

4.2 Données utilisées

La détermination de la topographie dynamiques moyenne de la Méditerranée occidentale, nécessite la connaissance de la surface moyenne de la Méditerranée, obtenue par traitement des données altimétriques, et un modèle gravitationnel de la terre (Géoïde).

Pour la détermination de la surface moyenne de la mer (MSS), les données utilisées représentent plus de vingt (20) années consécutives de mesures altimétriques de toute les missions d'altimétrie spatiale jusqu'au 2012 (Topoex/Poseidon, ERS1, ERS2, Jason-1, Jason-2, Envisat, GOF), fournies par Aviso-altimetry. Les données sont disponibles via : AVISO [<http://aviso.cnes.fr>] et PO.DAAC (<http://podaac.jpl.nasa.gov>). A titre exemple un format de fichier de données du satellite Jason-1 est présenté en Annexe A.

Le modèle gravitationnel de la terre utilisé dans ce travail est l'"EGM2008", obtenu à partir d'une combinaison des données (GRACE, des mesures gravimétrique terrestres et altimétriques, ...) [Pavlis et al.,2008].

Ce modèle, fourni par EGM08 product, est caractérisé par [Pavlis et al.,2008] :

- ✓ EGM2008 combine les informations gravitationnelles du satellite GRACE, avec les données des anomalies globales de gravité de résolution 5'x5'.
- ✓ EGM2008 est développé jusqu'au degré 2160 avec quelques conditions supplémentaires jusqu'au degré 2190.
- ✓ Prédiction de g par Re-itération de 5 'x 5' en utilisant PGM2007B comme modèle de référence pour arriver jusqu'au 2160.
- ✓ g au niveau des océans a été estimé indépendamment par le Centre National Spatiale Danois (DNSC) et SIO / NOAA, en utilisant PGM2007B comme modèles de référence.

Ce modèle gravitationnel de la terre, déterminé par Pavlis [Pavlis et al.,2008] et rendu public par l'Agence Nationale de l'intelligence Géospatiale (NGA-USA), est fourni par le Centre International des Modèles Globaux de la Terre (ICGEM) qui est l'un des services du Bureau Gravimétrique International (BGI) [<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM>].

Une extraction de ce modèle sur notre zone d'étude (Annexe B), est représentée dans la figure suivante :

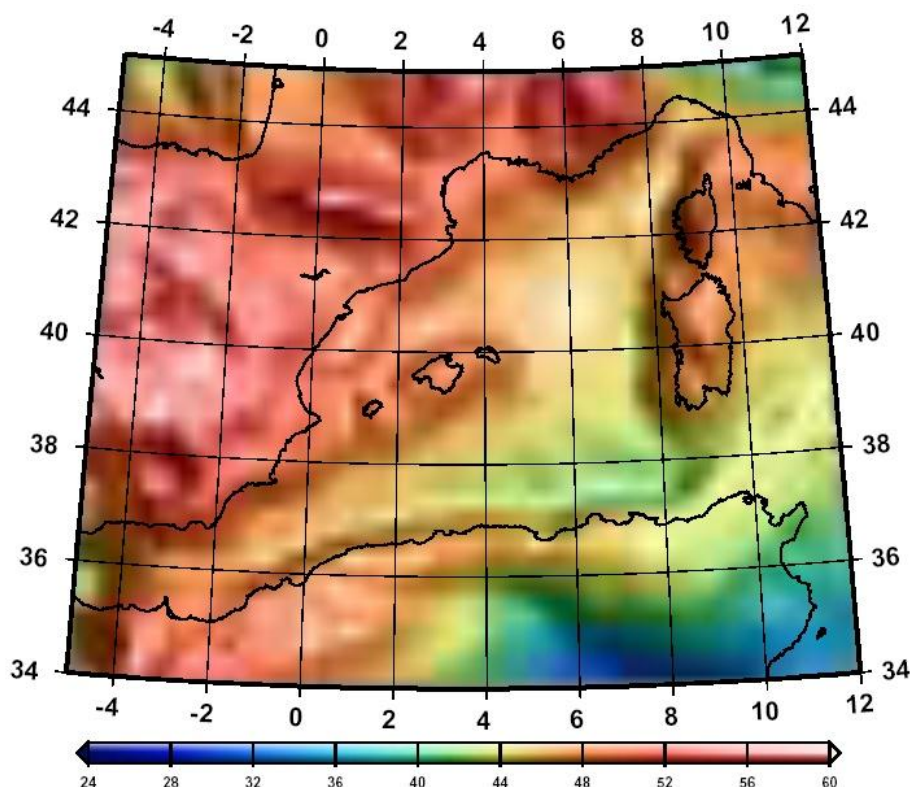


Figure (4.1) EGM08 sur la Méditerranée occidentale [<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM>].

4.3 Traitement des données altimétriques

Le schéma général du traitement suivant représentant les problématiques et solutions liées aux déterminations des paramètres affectant la mesure altimétriques, la réduction de l'erreur d'orbite et la détermination du niveau de la mer.

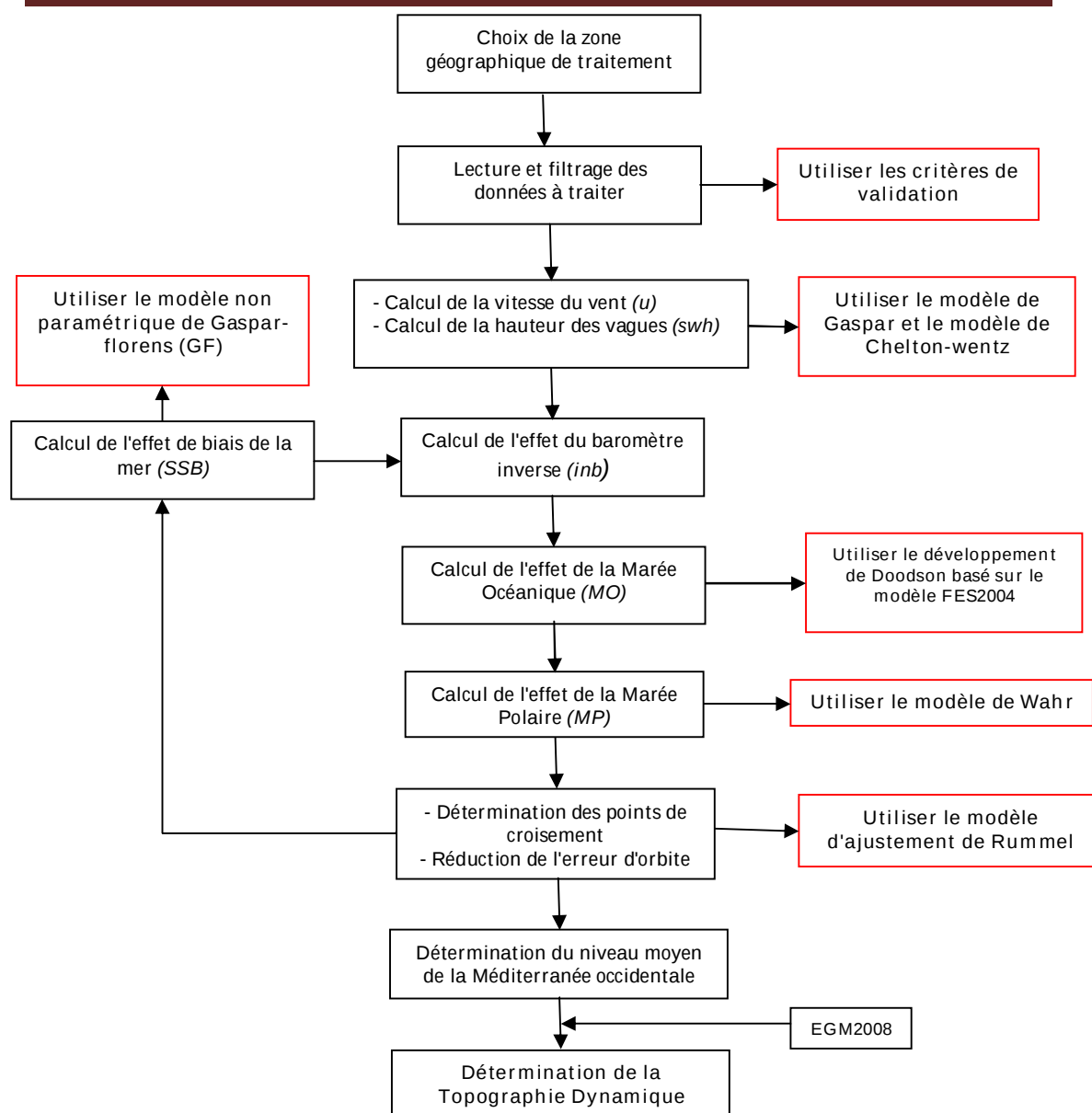


Figure (4.2): Organigramme général du calcul du niveau moyen de la mer [Rami, 2012]

4.3.1 Correction de la mesure altimétrique

Le traitement de toutes les données altimétriques est effectué à l'aide du logiciel "Moheet", écrit sous Borland C++ Builder version-5, il est structuré de telle façon qu'il soit très facile à comprendre, à exécuter et à modifier, et mis à notre disposition par le département de la géodésie spatiale dans le cadre de ce mémoire de master.

Ce logiciel permet de calculer les différents paramètres affectant la mesure altimétriques en se basant sur des modèles analytiques et empiriques (cf. Chapitre 2, § 2.5).

A titre d'exemple on va présenter les résultats du traitement de tout les passages du cycle 309 du satellite Jason-1 (2010/05/27 - 2010/06/06) passant par notre zone d'étude.

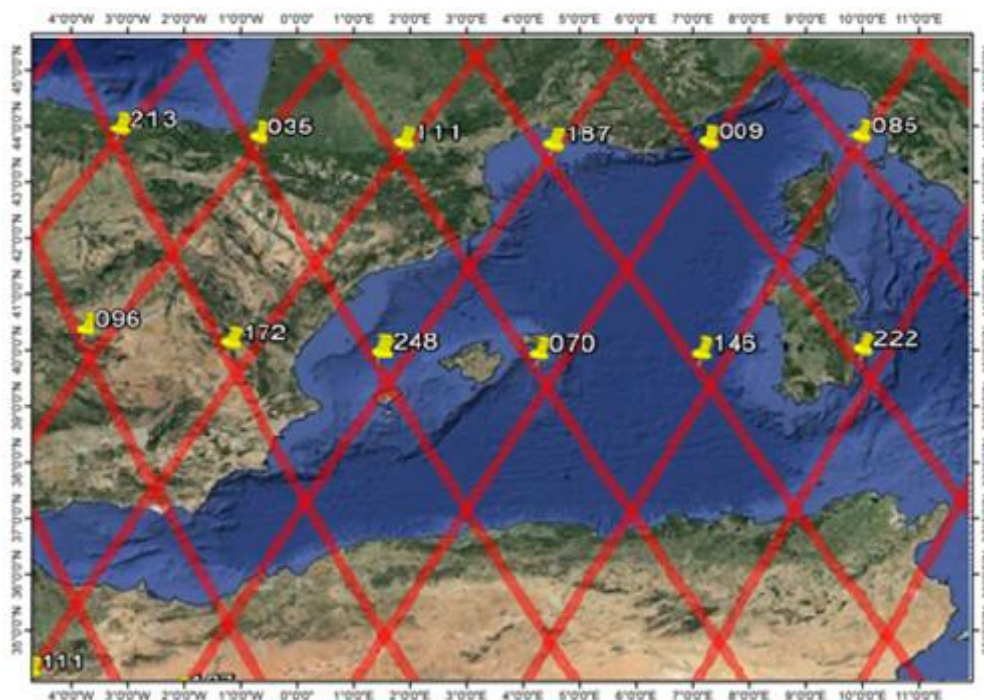


Figure (4.3): Passages du satellite Jason-1 sur la Méditerranée occidentale

Le tableau suivant représente un récapitulatif des principales corrections à apportées à la mesure altimétrique relatives au cycle 309 (tout les passages).

Numéro de passage	Δh_{Iono}	Δh_{Trop}	SSB	INV_{Bar}	Δh_{OT}	Δh_{PT}
009	-0.08	-2.41	-0.07	-0.10	0.03	0.006
044	-0.07	-2.40	-0.04	-0.06	0.02	0.006
070	-0.02	-2.41	-0.05	-0.04	-0.06	0.005
085	-0.07	-2.40	-0.06	-0.07	-0.06	0.005
096	-0.08	-2.37	-0.04	-0.05	0.04	0.006
111	-0.05	-2.32	-0.07	-0.09	-0.06	0.005
146	-0.03	-2.38	-0.04	0.02	0.05	0.006
161	-0.09	-2.37	-0.03	-0.03	0.12	0.006
172	-0.03	-2.41	-0.08	-0.05	-0.07	0.005
187	-0.08	-2.39	-0.06	-0.10	0.10	0.005
222	-0.04	-2.36	-0.03	0.01	0.05	0.006
248	-0.03	-2.45	-0.01	-0.23	-0.05	-0.005

Tableau (4.1) : Principales corrections de la mesure altimétriques du cycle 309 (m)

4.3.2 Réduction de l'erreur d'orbite

La réduction de l'erreur d'orbite est déterminée par traitement aux points de croisement (cf. Chapitre 2, § 2.5.5), entre les passages ascendants et les passages descendants.

Les points de croisements sont déterminés par une recherche séquentielle, leurs coordonnées sont calculées par l'intersection des deux diagonales (passage ascendant et passage descendant).

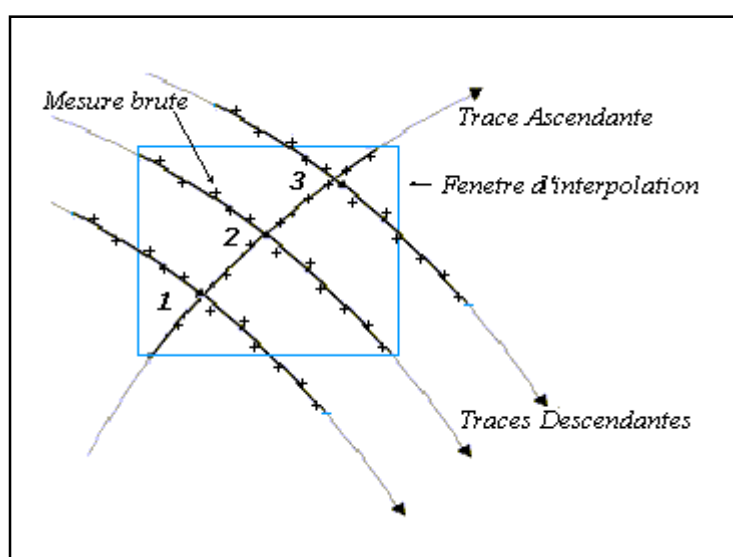


Figure (4.4): Points de croisement.

Les différences de hauteurs aux points de croisement, sont calculées à partir des points moyens entourant le point de croisement sur la base d'une interpolation linéaire sur chaque profil. Ces différences permettent d'avoir un estimateur du positionnement relatif des profils entre eux.

Les profils moyens, corrigés des erreurs orbitales, déterminés par traitement aux points de croisements, représentent les hauteurs moyennes de la surface de la mer sous les traces du satellite.

4.3.3 Surface moyenne de la mer

Le traitement de toutes les données nous a permis d'obtenir des profils moyens avec 1 cm de précision.

Le nappage de ces profils, par une grille régulière de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (en longitude et en latitude) permet d'avoir une surface moyenne de la Méditerranée occidentale en utilisant une interpolation linéaire (triangulation de DELAUNAY).

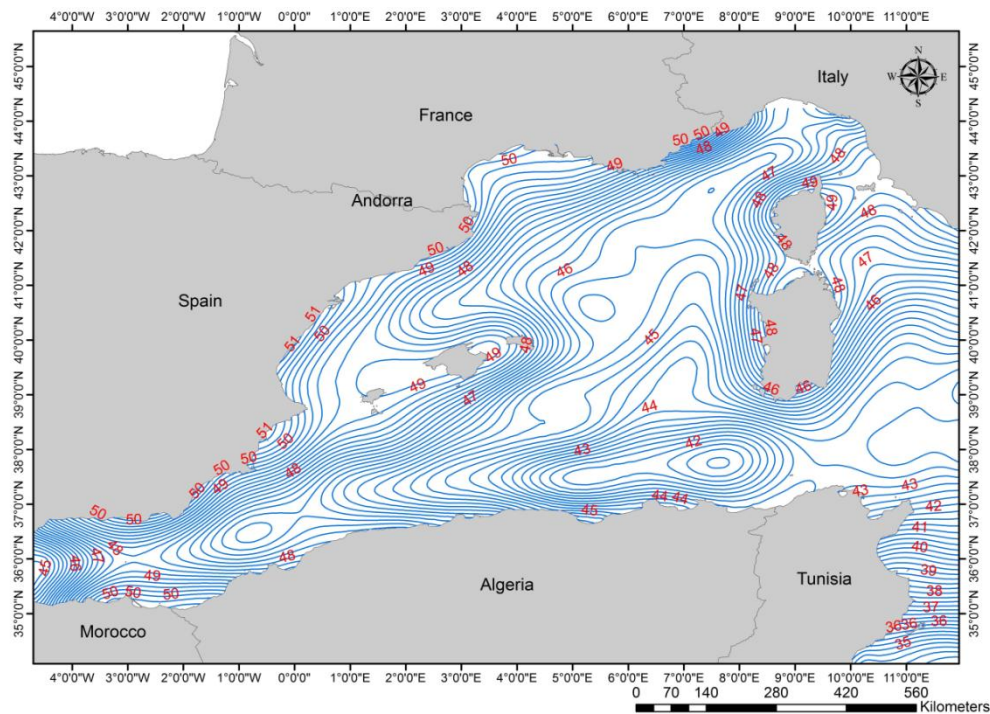


Figure (4.5): Niveau moyen de la Méditerranée Occidentale (m)

La Figure (4.5), montre que la hauteur de la surface de la Méditerranée occidentale est de l'ordre des 46 mètres.

Minimum (m)	Maximum (m)	Moyenne (m)	Ecart-type (m)
34.21	51.59	46.03	2.93

Tableau (4.2) : Données statistique du MSS

On voit clairement sur le schéma le courant algérien de l'Ouest vers l'Est, plus les tourbillons à l'Est et à l'Ouest.

4.4 Topographie dynamique.

La topographie dynamique moyenne qui est la hauteur de la surface moyenne au-dessus de la hauteur du géoïde (Eq 1.1) et déterminée par MSS obtenue.

Cette surface est calculée sur une grille de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ en Longitude et en Latitude comme le montre le tableau suivant.

LAT (°)	LON (°)	MSS (m)	EGM08 (m)	MDT (m)
10.25	34	34,319	34,149	0,170
10.5	34	34,514	34,276	0,238
10.75	34	34,598	34,340	0,259
11	34	34,544	34,295	0,249
11.25	34	34,424	34,185	0,240
11.5	34	34,348	34,165	0,182
11.75	34	34,284	34,120	0,164
12	34	34,208	34,021	0,187
10.25	34.25	34,886	34,738	0,149
10.5	34.25	34,959	34,759	0,200
10.75	34.25	34,960	34,764	0,197
11	34.25	34,890	34,685	0,205
11.25	34.25	34,770	34,585	0,185
11.5	34.25	34,657	34,541	0,116
11.75	34.25	34,655	34,553	0,102
12	34.25	34,622	34,528	0,093
10.5	34.5	35,698	35,526	0,172
10.75	34.5	35,614	35,440	0,173
11	34.5	35,541	35,362	0,179

Tableau (4.3) : Extrait du fichier des valeurs de la topographie dynamique moyenne sur la Méditerranée occidentale

La figure suivante représente la surface moyenne de la mer et la hauteur de l'EGM08.

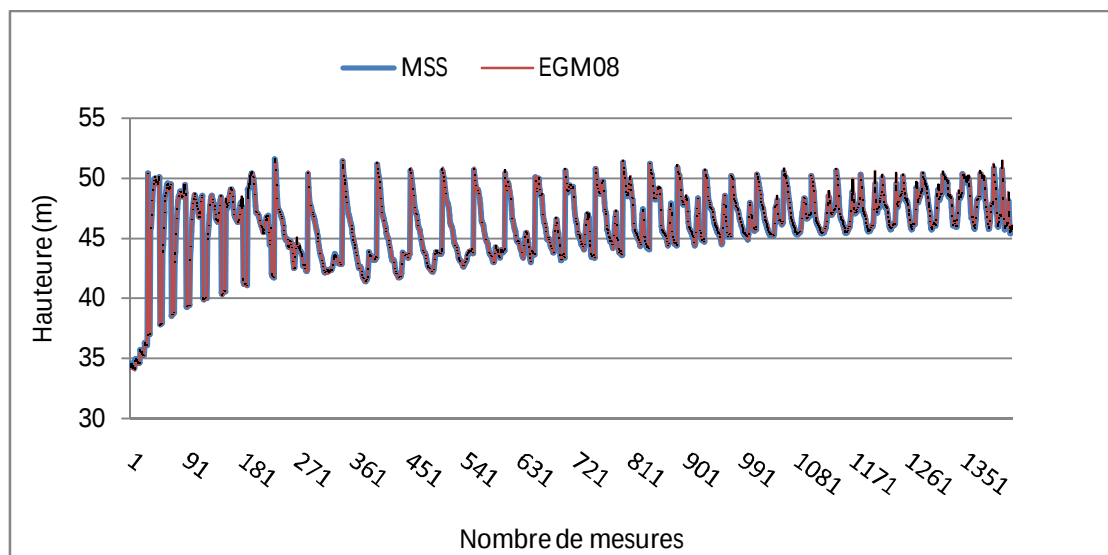


Figure (4.6): Surface moyenne de la mer (Bleu) et hauteur de géoïde EGM08 (Rouge) au-dessus de la Méditerranée occidentale

Une interpolation linéaire est utilisée pour présenter la surface de la topographie moyenne sur la Méditerranée occidentale (figure 4.7) :

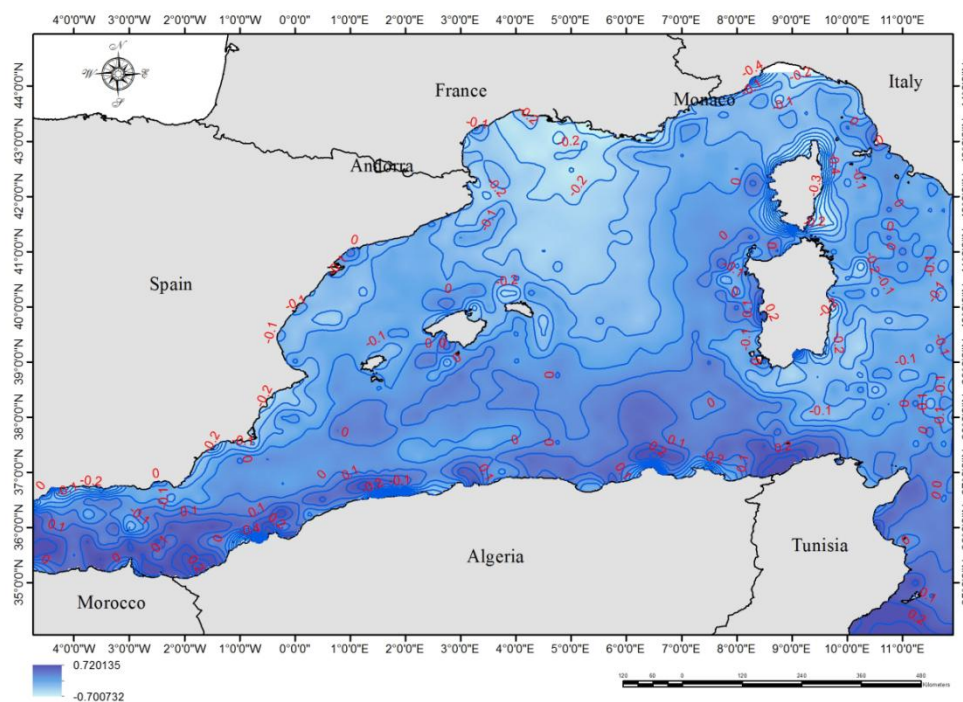


Figure (4.7): Topographie Dynamique Moyenne (m)

D'après la figure (4.7), on remarque que la topographie dynamique moyenne varie entre -0.74 m et 0,77 m, avec une moyenne de -5,8 cm et un Ecart-type = 0,12 m.

Nous notons tout d'abord, que la topographie dynamique est beaucoup plus important sur les cotes (entre -0.70 et -0.2 mètres et entre 0,2 et 0.70 mètres) par rapport au large (entre -0.2 et 0.2 mètres).

D'autre part, cette surface est plus importante sur le sud de la Méditerranée occidentale relativement au nord.

On remarque aussi que là où il y a des tourbillons (Tourbillon algérien par exemple), la topographie dynamique est plus grande (environ 50 cm) par rapport aux régions voisines.

4.4.1 Comparaison

Pour comparer nos résultats nous avons fait un histogramme de la fréquence de la topographie moyenne.

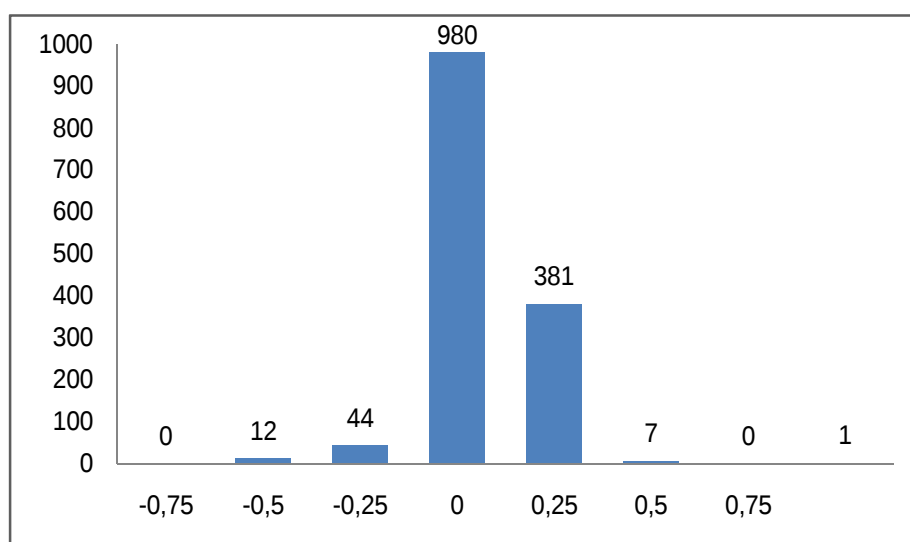


Figure (4.8): Histogramme de la fréquence de la topographie dynamique

La figure (4.8) montre que plus de 95% des données sont comprises entre -0,25 et 0,25 m. De plus, nos résultats sont en accord avec les résultats publiés précédemment et obtenus par d'autres méthodes de lissage par exemple RioMed 2005, qui est produit par la Division de l'Océanographie Spatiale CLS et distribué par Aviso- Altimetry, la topographie dynamique moyenne de RioMed 2005 varie entre -0.19 m et 0,12 m avec une moyenne de -8,1 cm [\[Rio et al., 2005\]](#).

Conclusion générale

Notre travail a permis d'une part de faire une étude approfondie sur une importante composante de la circulation océanique qui est la topographie dynamique d'une part, et sur l'altimétrie spatiale et sa performance dans la détermination de cette dernière d'autre part.

La correction de 20 ans de mesures altimétriques des effets atmosphériques, géophysiques et orbitales a permis de déterminer la surface moyenne de la Méditerranée Occidentale avec une bonne précision.

L'utilisation d'un modèle global de géoïde (EGM08), obtenu à partir d'une combinaison des données GRACE, des mesures gravimétriques terrestres et altimétriques, et fourni par le Centre International des Modèles Globaux de la Terre (ICGEM) a permis de déterminer la topographie dynamique moyenne en se basant sur la surface moyenne calculée par altimétrie spatiale.

Cette surface qui varie entre -0,25m et 0,25m avec une moyenne de -5.8cm, nous donne une idée sur la variation de la topographie moyenne au du nord, au sud et au large de la mer.

La comparaison de la surface obtenue avec celle de RioMed sur la Méditerranée montre une petite différence dans la moyenne des deux surface, cette différence est due à la date d'édition de RioMed (2005), et aussi car on a fait le traitement sur la Méditerranée occidentale par contre RioMed est sur tout la Méditerranée.

En perspective, l'introduction des données des nouvelles missions altimétriques (Saral, HY2, ...) et l'utilisation d'un modèle gravitationnel terrestre plus précis va sûrement nous permettre de bien déterminer la topographie dynamique.

Annexe A : Format du fichier de données d'un passage du satellite Jason-1

PASSFILE : SCIENTIFIC DATA RECORD n

Field Number	Record Location	Mnemonic	Content	Type	Dim.	Size	Units
Time Tag							
1	1	time_day	time stamp 1 (number of days from reference date)	I	1	4	Day
2	5	time_sec	time stamp 2 (seconds within the day)	I	1	4	s
3	9	time_microsec	time stamp 3 (microseconds)	I	1	4	µs
Location and Surface Type							
4	13	latitude	Latitude	SI	1	4	µdeg
5	17	longitude	Longitude	I	1	4	µdeg
6	21	surface_type	surface type	I	1	1	/
7	22	alt_echo_type	altimeter echo type (0 = ocean-like , 1 = non ocean-like)	BF	1	1	/
8	23	rad_surf_type	radiometer surface type (0 = ocean , 1 = land)	BF	1	1	/
Quality information and sensors status							
9	24	qual_1hz_alt_data	quality flag for 1 Hz altimeter data	BF	1	1	/
10	25	qual_1hz_alt_instr_corr	quality flag for 1 Hz altimeter instrumental corrections	BF	1	1	/
11	26	qual_1hz_rad_data	quality flag for 1 Hz radiometer data	BF	1	1	/
12	27	alt_state_flag	Altimeter state flag	BF	1	1	/
13	28	rad_state_flag	Radiometer state flag	BF	1	1	/
14	29	orb_state_flag	orbit state flag	I	1	1	/
15	30	qual_spare	spare (to be aligned)	BF	3	1	/
Orbit							
16	33	altitude	1 Hz altitude of satellite	I	1	4	10 ⁻⁴ m
17	37	alt_hi_rate	Differences between altitudes corresponding to the elementary measurements to that of the averaged measurements	SI	20	4	10 ⁻⁴ m
18	117	orb_alt_rate	orbital altitude rate	SI	1	2	cm/s
19	119	orb_spare	spare (to be aligned)	I	2	1	/
Altimeter Range							
20	121	range_ku	1 Hz Ku band range	I	1	4	10 ⁻⁴ m
21	125	range_hi_rate_ku	20Hz Ku band range	SI	20	4	10 ⁻⁴ m
22	205	range_c	1 Hz C band range	I	1	4	10 ⁻⁴ m
23	209	range_hi_rate_c	20Hz C band range	SI	20	4	10 ⁻⁴ m
24	289	range_rms_ku	RMS of the Ku band range	I	1	2	10 ⁻⁴ m
25	291	range_rms_c	RMS of the C band range	I	1	2	10 ⁻⁴ m
26	293	range_numval_ku	number of valid points for Ku band range	I	1	1	/
27	294	range_numval_c	number of valid points for C band range	I	1	1	/
28	295	pseudo_datation_bias_corr_ku	Pseudo altimeter datation bias correction (Available only for version C and higher)	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
29	297	range_mapvalpts_ku	map of valid points used to compute Ku band range	BF	1	4	/
30	301	range_mapvalpts_c	map of valid points used to compute C band range	BF	1	4	/
Altimeter Range corrections							
31	305	net_instr_corr_ku	net instrumental correction on Ku band range	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
32	309	net_instr_corr_c	net instrumental correction on C band range	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
33	313	model_dry_tropo_corr	model dry tropospheric correction	SI	1	2	10 ⁻⁴ m

<i>Field Number</i>	<i>Record Location</i>	<i>Mnemonic</i>	<i>Content</i>	<i>Type</i>	<i>Dim.</i>	<i>Size</i>	<i>Units</i>
34	315	model_wet_tropo_corr	model wet tropospheric correction	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
35	317	rad_wet_tropo_corr	radiometer wet tropospheric correction	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
36	319	iono_corr_alt_ku	altimeter ionospheric correction on Ku band	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
37	321	iono_corr_doris_ku	Doris iono correction on Ku band	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
38	323	sea_state_bias_ku	sea state bias correction in Ku-band	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
39	325	sea_state_bias_c	sea state bias correction in C-band	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
40	327	sea_state_bias_comp	composite sea state bias correction	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
Significant Waveheight							
41	329	swh_ku	Ku band significant waveheight	I	1	2	10 ⁻³ m
42	331	swh_c	C band significant waveheight	I	1	2	10 ⁻³ m
43	333	swh_rms_ku	RMS of the Ku band significant waveheight	I	1	2	10 ⁻³ m
44	335	swh_rms_c	RMS of the C band significant waveheight	I	1	2	10 ⁻³ m
45	337	swh_numval_ku	number of valid points used to compute Ku significant waveheight	I	1	1	/
46	338	swh_numval_c	number of valid points used to compute C significant waveheight	I	1	1	/
Significant Waveheight corrections							
47	339	net_instr_corr_swh_ku	net instrumental correction on Ku band significant waveheight	SI	1	2	10 ⁻³ m
48	341	net_instr_corr_swh_c	net instrumental correction on C band significant waveheight	SI	1	2	10 ⁻³ m
Backscatter coefficient							
49	343	sig0_ku	Ku band backscatter coefficient	I	1	2	10 ⁻² dB
50	345	sig0_c	C band backscatter coefficient	I	1	2	10 ⁻² dB
51	347	sig0_rms_ku	RMS of the Ku band backscatter coefficient	I	1	2	10 ⁻² dB
52	349	sig0_rms_c	RMS of the C band backscatter coefficient	I	1	2	10 ⁻² dB
53	351	sig0_numval_ku	number of valid points used to compute Ku backscatter coefficient	I	1	1	/
54	352	sig0_numval_c	number of valid points used to compute C backscatter coefficient	I	1	1	/
55	353	agc_ku	Ku band AGC	I	1	2	10 ⁻² dB
56	355	agc_c	C band AGC	I	1	2	10 ⁻² dB
57	357	agc_rms_ku	RMS of the Ku band AGC	I	1	2	10 ⁻² dB
58	359	agc_rms_c	RMS of the C band AGC	I	1	2	10 ⁻² dB
59	361	agc_numval_ku	number of valid points used to compute Ku band AGC	I	1	1	/
60	362	agc_numval_c	number of valid points used to compute C band AGC	I	1	1	/
Backscatter coefficient corrections							
61	363	net_instr_sig0_corr_ku	net instrumental correction on Ku band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ⁻² dB
62	365	net_instr_sig0_corr_c	net instrumental correction on C band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ⁻² dB
63	367	atmos_sig0_corr_ku	Atmospheric attenuation correction on Ku band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ⁻² dB
64	369	atmos_sig0_corr_c	Atmospheric attenuation correction on C band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ⁻² dB

<i>Field Number</i>	<i>Record Location</i>	<i>Mnemonic</i>	<i>Content</i>	<i>Type</i>	<i>Dim.</i>	<i>Size</i>	<i>Units</i>
Off nadir angle							
65	371	off_nadir_angle_ku_wvf	Square of the off nadir angle computed from Ku waveforms	SI	1	2	10 ⁻⁴ deg ²
66	373	off_nadir_angle_ptf	Square of the off nadir angle computed from platform data	SI	1	2	10 ⁻⁴ deg ²
Brightness Temperatures							
67	375	tb_187	18,7 GHz brightness temperature	I	1	2	10 ⁻² K
68	377	tb_238	23,8 GHz brightness temperature	I	1	2	10 ⁻² K
69	379	tb_340	34 GHz brightness temperature	I	1	2	10 ⁻² K
Geophysical parameters							
70	381	mss	mean sea surface height	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
71	385	mss_tp_along_trk	TP along-track mean sea surface	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
72	389	geoid	geoid height	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
73	393	bathymetry	ocean depth/land elevation	SI	1	2	m
74	395	inv_bar_corr	inverted barometer height correction	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
75	397	hf_fluctuations_corr	High frequency fluctuations of the sea surface topography	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
76	399	mdt	mean dynamic topography (Available only for version C and higher)	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
77	401	Ocean_tide_sol1	geocentric ocean tide height (solution 1)	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
78	405	Ocean_tide_sol2	geocentric ocean tide height (solution 2)	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
79	409	ocean_tide_eq_lp	equilibrium long-period ocean tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
80	411	ocean_tide_neq_lp	non-equilibrium long-period ocean tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
81	413	load_tide_sol1	loading tide height for geocentric ocean tide solution 1	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
82	415	load_tide_sol2	loading tide height for geocentric ocean tide solution 2	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
83	417	solid_earth_tide	solid earth tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
84	419	pole_tide	geocentric pole tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
Environmental parameters							
85	421	wind_speed_model_u	U component of the model wind vector	SI	1	2	cm/s
86	423	wind_speed_model_v	V component of the model wind vector	SI	1	2	cm/s
87	425	wind_speed_alt	altimeter wind speed	I	1	2	cm/s
88	427	wind_speed_rad	radiometer wind speed	I	1	2	cm/s
89	429	rad_water_vapor	radiometer water vapour content	SI	1	2	10 ⁻² g/cm2
90	431	rad_liquid_water	radiometer liquid water	SI	1	2	10 ⁻² kg/m2
Flags							
91	433	ecmwf_meteo_map_avail	ECMWF meteorological map availability	BF	1	1	/
92	434	tb_interp_flag	radiometer brightness temperatures interpolation flag	I	1	1	/
93	435	rain_flag	rain flag (0 : OK, 1 : rain)	BF	1	1	/
94	436	ice_flag	ice flag (0 : OK, 1 : ice)	BF	1	1	/
95	437	interp_flag	interpolation flag	BF	1	1	/
96	438	flag_spare	spare (to be aligned)	BF	3	1	/

Annexe B : Extrait de EGM2008 (ICGEM MODELS)

```

product_type  gravity_field
modelname     egm2008
max_used_degree      2190
tide_system    zero_tide
functional     geoid
unit           meter
refsysname     WGS84
radiusrefpot    6378137.000 m
flatrefpot     3.352810664747480E-03 (1/298.25722356300)
long_lat_unit   degree
latlimit_north  45.0000000000000
latlimit_south  34.0000000000000
longlimit_west  -5.0000000000000
longlimit_east  12.0000000000000
gridstep       0.2500000000000
latitude_parallels    45
longitude_parallels    69
number_of_gridpoints   3105
gapvalue          999.0000
weighted_mean      4.7130399E+01 meter
maxvalue          5.6958813E+01 meter
minvalue          2.9936088E+01 meter
longitude latitude geoid
[deg.]  [deg.]  [meter]
end_of_head =====
-5.0000  45.0000  45.100931697150
-4.7500  45.0000  45.271539601678
-4.5000  45.0000  45.256112734225
-4.2500  45.0000  45.117843657090
-4.0000  45.0000  44.912089771763
-3.7500  45.0000  44.946265516854
-3.5000  45.0000  45.531373368529
-3.2500  45.0000  46.159302456180
-3.0000  45.0000  46.342503942415
-2.7500  45.0000  46.610197760684
-2.5000  45.0000  46.958835504855
-2.2500  45.0000  47.635642353902
-2.0000  45.0000  47.904549336799
-1.7500  45.0000  47.853396535579

```

Annexe C : Principales composantes du développement de Doodson

Nom. de Darwin	Nom. de Doodson	Arg. Doodson	Coef. harm. α_i	Fréq. (°/h)	Période (jours)	Orig.
M_0	055.555	-	0,50458	0	-	L
S_0	055.555	-	0,23411	0	-	S
S_a	056.554	$h + p_1$	0,01176	0,0410667	365,2594	S
S_{sa}	057.555	$2h$	0,07287	0,0821373	182,6211	S
S_{ta}	058.554	$3h - p_1$	0,00427	0,1232040	121,7493	S
M_{sm}	063.655	$s - 2h + p$	0,01578	0,4715211	31,8119	L
M_m	065.455	$s - p$	0,08254	0,5443747	27,5546	L
M_{sf}	073.555	$2s - 2h$	0,01370	1,0158958	14,7653	L
M_f	075.555	$2s$	0,15642	1,0980331	13,6608	L
M_{stm}	083.655	$3s - 2h + p$	0,00569	1,5695548	9,5569	L
M_{tm}	085.455	$3s - p$	0,02995	1,6424078	9,1329	L
M_{sqm}	093.555	$4s - 2h$	0,00478	2,1139288	7,0958	L
$2Q_1$	125.755	$\tau - 3s + 2p$	0,00955	12,8442862	1,1678	S
σ_1	127.555	$\tau - 3s + 2h$	0,01153	12,9271398	1,1603	L
Q_1	135.655	$\tau - 2s + p$	0,07216	13,3986609	1,1195	S
ρ_1	137.455	$\tau - 2s + 2h$ $+ p$	0,01371	13,4715145	1,1135	L
O_1	145.555	$\tau - s$	0,37689	13,9430356	1,0758	L
τ_1	147.555	$\tau - s + 2h$	0,00491	14,0251729	1,0695	
M_{11}	155.655	$\tau + p$	0,02964	14,4966939	1,0347	L
M_{12}	155.655	$\tau + p$	0,01040	14,4874103	1,0295	L
χ_1	157.455	$\tau + 2h - p$	0,00566	14,5695476	1,0295	L
π_1	162.556	$\tau + s - 3h$ $+ p_1$	0,01029	14,9178647	1,0055	S
P_1	163.555	$\tau + s - 2h$	0,17554	14,9589314	1,0027	S
K_1^L	165.555	$\tau + s$	0,36233	15,0410686	0,9973	L
K_1^S	165.555	$\tau + s$	0,16817	15,0410686	0,9973	S
ψ_1	166.554	$\tau + s + h$ $+ p_1$	0,00423	15,0821353	0,9946	S
φ_1	167.555	$\tau + s + 2h$	0,00756	15,1232059	0,9919	S
θ_1	173.655	$\tau + 2s - 2h$ $+ p$	0,00566	15,5125897	0,9670	L
J_1	175.455	$\tau + 2s - p$	0,02954	15,5854433	0,9624	L
SO_1	183.455	$\tau + 3s - 2h$	0,00492	16,0569644	0,9342	L
OO_1	185.655	$\tau + 3s + N'$	0,01623	16,1391017	0,9294	L

v_1	195.455	$\tau + 4s - p$	0,00311	16,6834764	0,8991	L
e_1	227.655	$2\tau - 2s$ $+ 2p + N'$	0,00671	27,3416964	0,5486	L
$2N_2$	235.755	$2\tau - 2s$ $+ 2p$	0,02301	27,9692084	0,5363	L
μ_2	237.555	$2\tau - 4s$ $+ 4h$	0,02777	27,9682084	0,5363	L
N_2	245.655	$2\tau s + p$	0,17387	28,4397295	0,5274	L
v_2	247.455	$2\tau - s + 2h$ $- p$	0,03303	28,512583	0,5261	L
M_2	255.555	2τ	0,90812	28,9841042	0,5175	L
λ_2	263.655	$2\tau - s - 2h$ $+ p$	0,00670	29,4556253	0,5092	L
L_2	265.455	$2\tau + s - p$	0,02567	29,5377626	0,5078	L
T_2	272.556	$2 + 2 - 3h$ $+ p_1$	0,02479	29,5589333	0,5075	S
S_2	273.555	$2 + 2 - 2h$	0,42286	30,0000000	0,5000	S
R_2	274.554	$2\tau + 2s - h$ $- p_1$	0,00354	30,0410667	0,4993	S
K_2^S	275.555	$2\tau + 2s$	0,03648	30,0821373	0,4986	S
K_2^L	275.555	$2\tau + 2s$	0,07858	30,0821373	0,4986	L