

SOMMAIRE

Introduction

I. Principales causes de variations du niveau de la mer

1) Variations absolues

- a) Marée océanique
- b) Baromètre inverse
- c) Effet du vent
- d) Ondes non linéaires créées par interaction entre les ondes de marées
- e) Effet d'auto-attraction
- f) Variations dues aux changements de densité de l'eau de mer
- g) Variations dues à la dynamique de l'océan
- h) Variations à long terme

2) Variations relatives

- a) Variations géologiques
- b) Marée solide
- c) Marée d'effet de charge
- d) Marée polaire

II. Méthode utilisée

III. Outils et données

1) MOG2D

2) Données marégraphes

- a) Principe d'un marégraphe à capteur de pression
- b) Principe d'un marégraphe pélagique

3) Données altimétriques

IV. Comparaison aux marégraphes

1) Marée

- a) Résultats des simulations
- b) Difficultés rencontrées

2) Forçages atmosphériques

- a) Résultats des simulations
- b) Difficultés rencontrées

Conclusion

Annexes : Exemple d'un fichier de configuration de MOG2D : fichier nl.inp
Compte-rendu des différentes simulations de la marée
Compte-rendu des différentes simulations météorologiques

Introduction

La région située autour du plateau des Kerguelen était jusqu'au début des années 90 pauvre en données océanographiques. Le réseau ROSAME du LEGOS, constitué de 4 stations marégraphiques côtières situées à Kerguelen, Crozet, Saint-Paul et Dumont d'Urville, est né, au début des années 90, d'une volonté d'acquérir des données dans cette région. L'objectif est de connaître avec précision le niveau de la mer dans cette région et d'en comprendre les variations. Cela doit permettre d'estimer son évolution à long terme et d'étudier la dynamique océanique et l'impact du changement climatique dans cette région.

Il existe différents types de données qui renseignent sur le niveau de la mer. D'une part, il y a les données in situ provenant des marégraphes côtiers que nous avons cités précédemment ou des stations pélagiques situées au large (mouillages). D'autre part, on mesure la hauteur d'eau grâce aux satellites altimétriques (cf. paragraphe III.3)). Le problème est que la mesure de la hauteur d'eau, aussi bien avec un marégraphe que par altimétrie spatiale nous renseigne seulement sur la hauteur instantanée. Pour obtenir la hauteur « moyenne », il faut s'affranchir de toutes les oscillations hautes-fréquences (inférieures à 6 mois). Il faut donc filtrer le signal représentant la hauteur instantanée de la mer.

On dispose d'une information sur toute la région des Kerguelen grâce aux données satellites et des données ponctuelles très précises au niveau des marégraphes et des mouillages. L'objectif est de reconstituer le plus précisément possible le signal haute fréquence sur la région étudiée grâce à un modèle numérique, appelé MOG2D élaboré au sein du LEGOS et de soustraire cette partie haute fréquence au signal altimétrique pour ainsi obtenir les variations longues périodes du niveau de la mer. Le but de mon stage fut de valider ce modèle numérique non assimilé à l'aide des données dont nous disposons. Une fois validé, il sera possible de « corriger » les données altimétriques pour obtenir les variations basse fréquence de la hauteur d'eau.

Dans une première partie, nous étudierons les principales causes des variations du niveau marin. Puis, nous analyserons la méthode utilisée pour traiter et relier les données dont nous disposons. Ensuite, nous décrirons les différents outils nous permettant d'obtenir des mesures du niveau de la mer (marégraphe, altimètre et modèle MOG2D). Enfin, nous expliquerons notre démarche en ce qui concerne la comparaison du modèle aux données in situ et établirons les résultats obtenus.

I. Principales causes de variations du niveau de la mer

Les variations de hauteur de mer sont la conséquence de différents phénomènes physiques. Chacun de ces phénomènes induit une variation de la hauteur d'eau à une fréquence qui lui est propre. Pour effectuer des interprétations des mesures, il faut être capable de discerner avec précision ces différents processus. Tout d'abord, nous étudierons les variations absolues c'est-à-dire les variations intrinsèques de la hauteur de la colonne d'eau, puis nous verrons que la mesure des capteurs prend souvent en compte des mouvements parasites de nature géophysique qui induisent un mouvement relatif de la surface libre.

1) Variations absolues

a) Marée océanique

La marée océanique est la conséquence de l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil. Elle a donc une origine astronomique. Elle se traduit par la création de courants de marée, donc par une variation du niveau de la mer. L'essentiel de ce signal a une période de 12 et 24h. La contribution de la marée océanique à l'amplitude de la variation de la hauteur de mer est de l'ordre de la dizaine de centimètres.

b) Baromètre inverse

Le baromètre inverse est le poids de la colonne d'air située au-dessus d'un point donné de la surface océanique. C'est un phénomène statique. En effet, une haute pression au-dessus de la mer (anticyclone) creuse la surface océanique contrairement à une basse pression qui induit un bombement de celle-ci. Cela crée une variation α_{BI} du niveau de la mer directement liée aux variations de la pression atmosphérique.

$$\alpha_{BI} = - \frac{Pa - \overline{Pa}}{\rho g}$$

où Pa , la pression atmosphérique (bar)
 \overline{Pa} , la moyenne de Pa sur l'océan global (bar)
 ρ , la densité moyenne de l'océan (kg.m^{-3})
 g , l'accélération de pesanteur (m.s^{-2})

Comme ordre de grandeur, il faut retenir qu'une variation de 1mbar correspond à peu près à une variation de 1 cm de la surface libre. L'échelle temporelle de ce phénomène est de l'ordre de quelques jours, ce qui correspond aux passages successifs de dépressions et d'anticyclones au dessus d'un lieu donné.

c) Effet du vent

Le vent est la conséquence dynamique des variations de pression atmosphérique. Lorsqu'il souffle au dessus de l'océan, il crée une inclinaison de la surface océanique, ce qui provoque une mise en mouvement des particules d'eau (downwellings et upwellings) pour

compenser cette surpression créée par le vent. Le vent est donc très souvent responsable de la formation de courants marins. Cette variation du niveau marin due au vent est de l'ordre de la dizaine de centimètres d'amplitude.

d) Ondes non linéaires créées par interaction entre les ondes de marées

Les ondes astronomiques de marées interagissent entre elles par advection, frottement sur le fond, formant ainsi des ondes non-linéaires appelées ondes d'interactions. En effet, la vitesse des particules d'une onde astronomique de marée s'exprime de la manière suivante :

$$u = \sum_k U_k \cos(\omega_k t + \varphi_k) \text{ (vitesse selon l'axe Ox)}$$

Du fait du terme d'advection $(\bar{U} \cdot \bar{\nabla}) \bar{U}$ de l'équation de Navier-Stokes, des termes en $\cos\left[\left(\sum p_i \omega_i\right)t + \Phi\right]$ apparaissent. Les formules trigonométriques de linéarisation font apparaître des termes sinusoïdaux dont les fréquences sont des combinaisons linéaires des fréquences des composantes astronomiques. Parmi ces ondes non-linéaires, on peut distinguer les ondes composées (MS_4 , $2MS_2$, ...) qui sont dues à l'interaction de plusieurs ondes astronomiques différentes et les ondes supérieures (M_4 , M_6 , ...) qui sont dues à l'interaction d'une onde avec elle-même. Ainsi, M_2 forme une onde longue période (une constante) et l'onde M_4 . Ces ondes non-linéaires se forment principalement en zones littorales. Dans ces zones, il n'est plus possible de négliger le frottement sur le fond et les termes non linéaires des vitesses en raison des forts gradients topographiques.

e) Effet d'auto-attraction

L'effet d'auto-attraction est une redistribution de la masse d'eau en raison de la modification du champ de gravité due à la marée elle-même.

f) Variations dues aux changements de densité de l'eau de mer

Une variation de température ou de salinité de l'eau de mer induit une variation de densité, ce qui provoque la dilatation ou la compression de la masse d'eau et par conséquent une augmentation ou une diminution du volume d'eau. Ce phénomène est appelé effet stérique. Sa contribution à la variation de la hauteur dépend de la hauteur d'eau affectée ; elle varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres et l'échelle temporelle est principalement saisonnière en raison des variations importantes de température selon les saisons.

g) Variations dues à la dynamique de l'océan

Les courants marins, les ondes internes peuvent provoquer des mouvements de la surface libre. Les courants marins sont des phénomènes basses fréquences ; les ondes internes, quant à elles ont plutôt des périodes longues qui varient entre la minute et l'heure.

h) Variations à long terme

Enfin, il existe des variations à long terme qui intéressent particulièrement les chercheurs à l'heure actuelle : ce sont les variations dues aux changements climatiques (quasi-cycles glaciaires de périodes d'environ 22000, 41000 et 100000 ans) c'est-à-dire à la fonte des glaces, à l'accumulation de neige, à la formation des icebergs etc...

2) Variations relatives

A la différence des variations absolues, les variations relatives ne sont pas dues à une variation de la hauteur de la colonne d'eau. La hauteur d'eau est mesurée par un capteur qui mesure une différence par rapport à une référence. Si cette référence n'est pas fixe, la mesure de la hauteur d'eau s'en trouve biaisée.

a) Variations géologiques

Pour une mesure marégraphique, une variation de hauteur du socle rocheux entraîne une variation relative du niveau de la mer (explications concernant le fonctionnement d'un marégraphe dans le paragraphe III.2)). Le sol peut se mouvoir à cause d'un séisme, du rebond post-glaciaire ou encore à cause de mouvements tectoniques. Pour détecter la plupart de ces phénomènes, il faut étudier les signaux sur des périodes assez longues (de l'ordre de l'année).

b) Marée solide

La marée solide ou marée terrestre est une déformation de la croûte terrestre due à l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil, elle a les mêmes origines que la marée océanique. Ce mouvement induit une oscillation verticale de la surface océanique. Ce déplacement de la surface océanique dû à la marée solide est donc mesuré par le satellite altimétrique, qui mesure la hauteur d'eau par rapport à un ellipsoïde de référence fixe. L'ordre de grandeur de la marée solide est de 50 cm. Heureusement, elle est modélisée avec une grande précision, meilleure que le centimètre. La période caractéristique de ce phénomène est la même que celle de la marée océanique (diurne et semi-diurne).

c) Marée d'effet de charge

L'effet de charge est une conséquence des marées océaniques. En effet, la marée océanique entraîne une variation de la masse d'eau reposant sur le fond océanique. Or, la croûte océanique « flotte » sur le manteau visqueux et s'enfonce donc si le poids de la colonne d'eau qui la surmonte augmente c'est-à-dire à marée haute et inversement s'élève à marée basse. Ce déplacement représente quelques centimètres de la variation du niveau de la mer. Il est également modélisé.

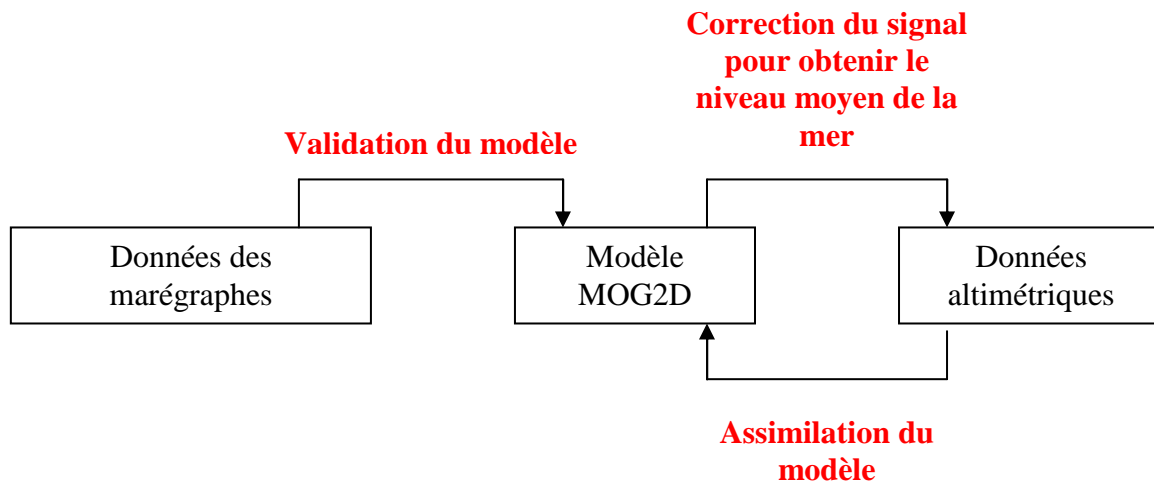
d) Marée polaire

La forme ellipsoïdale de la Terre est due à sa rotation propre (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

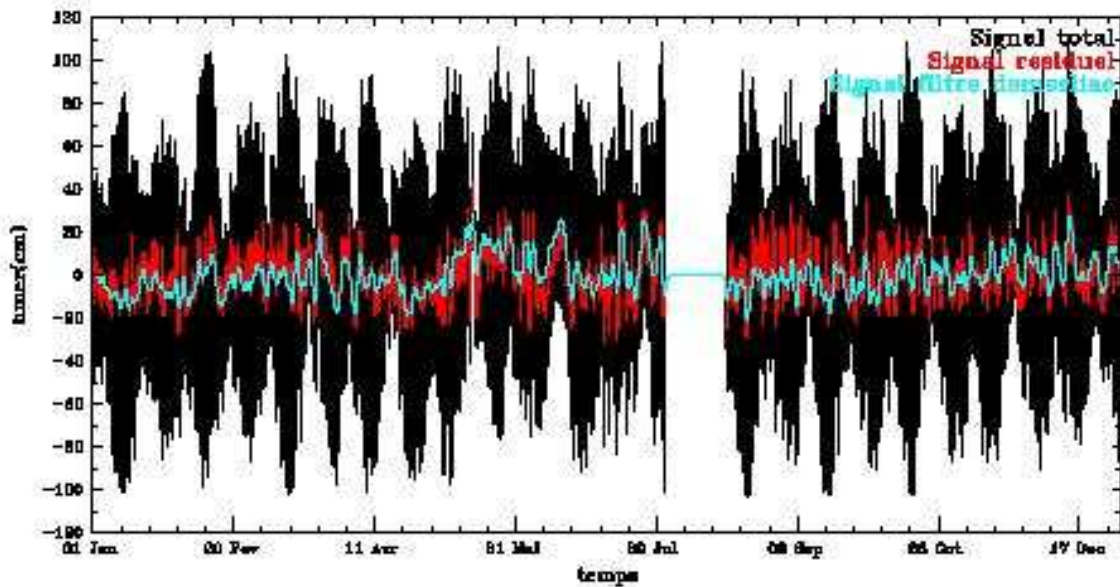
temps et son orientation spatiale bouge. Ceci se traduit par un déplacement vertical de la surface de la Terre par rapport à l'ellipsoïde de référence utilisé en altimétrie qui lui, possède une orientation fixe dans le temps (correspondant à un axe de rotation moyen). La marée polaire varie avec une amplitude de 2 cm maximum sur des durées de plusieurs mois liées au rythme de modification des paramètres de la rotation terrestre.

II. Méthode utilisée

Nous venons de dresser une liste assez exhaustive des phénomènes impliquant un déplacement vertical de la surface océanique. Maintenant, nous allons voir pourquoi il est important de connaître et de modéliser ces phénomènes avec précision afin d'en déduire la partie basse fréquence des variations du niveau marin.



L'objectif, que nous avons déjà souligné précédemment est d'effectuer le traitement des données altimétriques pour ne conserver que la partie due au phénomène que l'on veut étudier plus profondément. Les thèmes qui intéressent particulièrement les chercheurs actuellement sont par exemple les variations de hauteur d'eau dues à la dynamique océanique (courants marins, tourbillons) ou les variations de hauteur d'eau dues au changement climatique. Il faut donc éliminer tous les signaux qui n'intéressent pas les chercheurs en les modélisant puis en les soustrayant au signal total. La marée, notamment, est gênante pour étudier les phénomènes cités précédemment, car son amplitude est prépondérante dans les variations de hauteur d'eau. On peut le voir sur la figure ci-dessous :



Observations de Kerguelen
 (en rouge, signal résiduel après analyse harmonique ; en bleu, signal obtenu après
 filtrage de Demerliac (coupe les périodes < 3 jours))

C'est la raison pour laquelle il a été nécessaire d'élaborer des modèles simulant avec précision l'influence des phénomènes listés dans le paragraphe I sur la hauteur d'eau.

Cependant, préalablement à tout autre chose, il faut valider les modèles, les tester, quantifier l'erreur par rapport à des données in situ pour être sûr qu'ils modélisent les phénomènes avec une précision suffisante pour corriger ensuite les données altimétriques. Tout dépend ensuite de l'échelle de variations que l'on veut détecter dans les données altimétriques. En effet, si l'on désire observer des variations de hauteur d'eau de l'ordre du centimètre et que le modèle fournit des données avec une erreur d'un centimètre au pire, il ne sera pas possible de détecter le phénomène que l'on désire étudier.

Dans notre étude, nous utiliserons les données des marégraphes côtiers et celles des mouillages pour tester le modèle. Une fois, le modèle validé, on peut encore améliorer la précision de la simulation en utilisant la méthode de l'assimilation de données. Cette méthode consiste à fournir en entrée du modèle un certain nombre de données ponctuelles et de le contraindre à s'approcher le plus possible des valeurs en ces points. On assimile donc le modèle avec les données in situ. Paradoxalement, cela améliore également les résultats d'assimiler le modèle avec les données altimétriques, elles-mêmes « corrigées » ensuite par les résultats du modèle.

Le modèle permet également de faire le lien entre les données des marégraphes côtiers et les données altimétriques. La plupart du temps, il n'est pas possible de comparer directement ces deux sources d'informations. En effet, le signal reçu par le satellite est très bruité près de la côte en raison de la réflexion importante des ondes sur les terres émergées. Les signaux deviennent alors inexploitable.

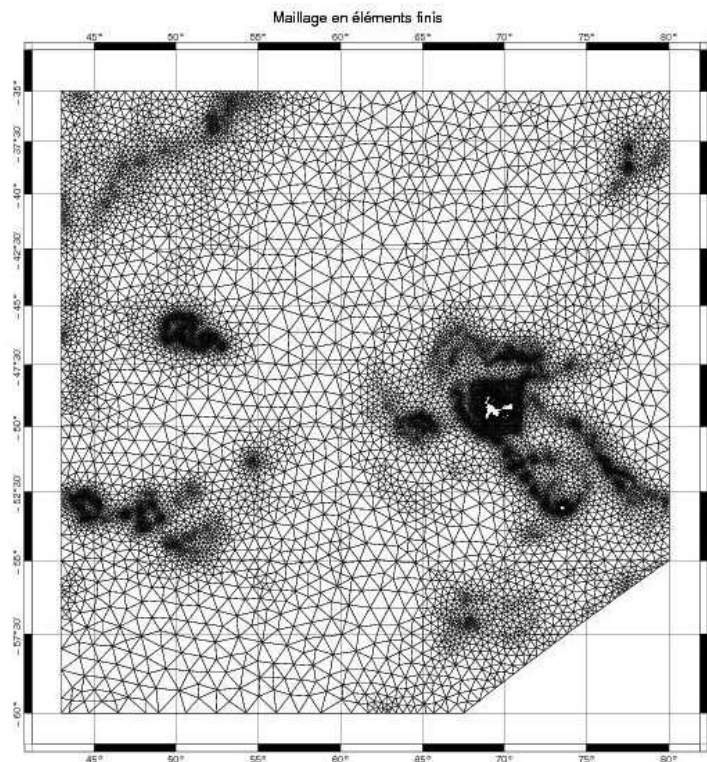
III. Outils et données

1) MOG2D

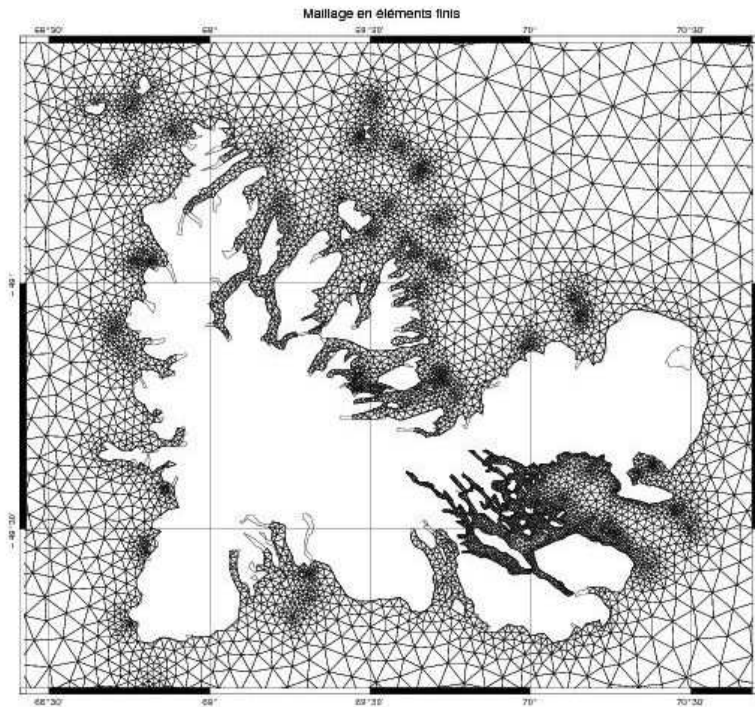
Le modèle MOG2D, Modèle aux Ondes de Gravité 2D, a été élaboré au sein de LEGOS par Florent Lyard. Caractéristiques du modèle MOG2D :

- Modèle hydrodynamique barotrope : l'océan est considéré comme une mince couche d'eau, sa réponse à la force de gravitation est uniforme sur toute la colonne d'eau. C'est la raison pour laquelle on parle de modèle à deux dimensions. La circulation selon la verticale est négligée. En fait, l'influence des gradients de température et de la salinité sur les mouvements du fluide n'est pas prise en compte. La circulation thermohaline n'est pas modélisée.
- Il calcule ses solutions sur un maillage développé grâce à la méthode des éléments finis. Cette méthode permet de raffiner le maillage pour qu'il soit plus serré et précis dans des zones susceptibles de poser problèmes. Typiquement, ce sont les zones de forts gradients topographiques (souvent au niveau du talus continental).

Ci-dessous, le maillage étendu sur lequel on a travaillé, puis un zoom sur Kerguelen, où l'on voit le raffinement du maillage près des côtes, lieux où les frottements sont plus importants et les changements de topographie brusques.



Zone sur laquelle j'ai travaillé



Autour de Kerguelen

- **Modèle non linéaire** : il est capable de calculer les composantes d'interaction de la marée océanique.
- **Modèle qui calcule la réponse de l'océan à la force génératrice de la marée, au forçage par la pression atmosphérique et au forçage par le vent.** On peut imposer chacun de ces trois forçages séparément ou en même temps. En règle générale, on choisit de faire une simulation avec la marée seule et parallèlement de lancer une autre simulation prenant en compte les forçages atmosphériques (pression et vent), ceci pour la simple raison qu'il est possible d'assimiler le modèle calculant la marée pour en améliorer la précision, alors que ce n'est pas possible pour le forçage atmosphérique.
En ce qui concerne la modélisation de la marée, le modèle résout les équations avec le potentiel théorique générateur de la marée qui provoque une dénivellation du niveau des océans de la forme $\alpha = \sum_k A_k \cos(V_k(t) - G_k)$ celui-ci étant exprimé avec les ondes principales de la marée ($M_2, S_2, N_2, 2N_2, K_2, K_1, O_1, Q_1, P_1, S_{sa}, M_f, M_m, M_{tm}$). On peut élargir le spectre des composantes en calculant d'autres ondes grâce à la méthode d'admittance. Durant la simulation, le modèle effectue une analyse harmonique avec un pas de temps qu'on lui précise.
- **Modèle à discrétisation temporelle** : le modèle résout les équations de la dynamique des fluides à chaque pas de temps Δt et s'il rencontre un problème d'instabilité, il passe au sous-pas de temps. Ce pas de temps est défini grâce à la condition CFL (Courant-Friedrichs-Lévy). Δt est déterminé par l'inégalité suivante : $c\Delta t < \Delta x$
En effet, l'onde de gravité de célérité c ne doit pas se propager sur une distance supérieure à la taille de la maille.
- **Modèle régional** qui calcule l'élévation du niveau de la mer et les vitesses sur une région donnée. Il est donc nécessaire de lui imposer des conditions le long des

frontières ouvertes. Les conditions que l'on applique aux frontières sont d'une importance cruciale pour le bon fonctionnement d'une simulation. En effet, il faut être conscient que les frontières sont problématiques dans la mesure où elles ne permettent pas de tenir compte de certains phénomènes qui naissent en dehors des frontières et veulent se propager à l'intérieur. Il faut également que le modèle soit capable de dissiper l'énergie d'un flux sortant de la zone, sans que celui-ci se réfléchisse à l'intérieur. Suivant la zone, il sera préférable d'utiliser un certain type de conditions aux limites. Il existe également une version globale de ce modèle, qui fait des simulations sur l'océan mondial.

Conditions aux frontières ouvertes :

i. Condition de type Dirichlet

On impose seulement au modèle de suivre une élévation sur la frontière. Dans le cas d'une simulation de la marée, l'élévation en question est celle calculée par un modèle global de marée (par exemple FES 2004). Pour une simulation de la réponse de l'océan à un forçage atmosphérique, on impose soit l'élévation créée par la pression atmosphérique (baromètre inverse) soit l'élévation calculée par le modèle global MOG2D.

Condition de type Dirichlet :

$$\alpha_{frontiere} = \alpha_{marée} + \alpha_{atmosphérique}$$

ii. Condition caractéristique

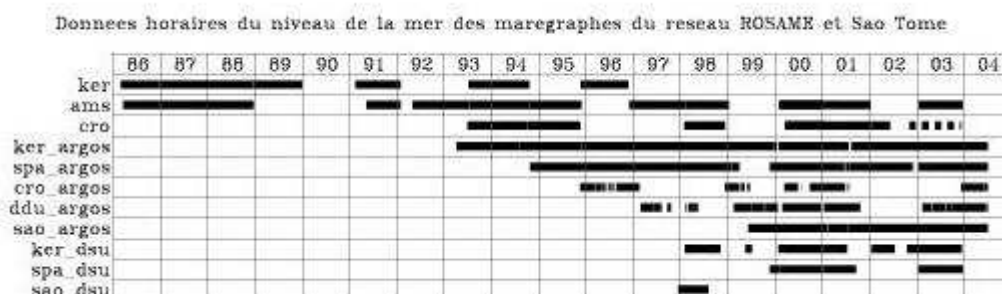
Cette condition, outre l'élévation, permet d'imposer un vecteur-vitesse sur la frontière ouverte. Mais il faut être très prudent lorsqu'on impose une vitesse à la frontière car souvent cela dégrade la solution plutôt que de l'améliorer. En effet, il peut être dangereux de vouloir trop contraindre le système.

Condition caractéristique :

$$(\bar{u} - \bar{u}_0) \cdot \bar{n} + \sqrt{\frac{g}{H}}(a - a_0) = 0$$

Son principal avantage par rapport à la condition de type Dirichlet est qu'elle permet le passage des ondes de gravité à travers la frontière.

2) Données marégraphes



Sur ce graphique, on peut voir les séries annuelles du réseau ROSAME. Les lignes « ker » pour Kerguelen, « ams » pour Amsterdam, « cro » pour Crozet sont les marégraphes pélagiques, qui sont des mouillages dont on récupère les données chaque été austral. Les données « argos » (« spa » pour Saint-Paul, « sao » pour Sao-Tomé et « ddu » pour Dumont

d'Urville) représentent la hauteur d'eau mesurée par les marégraphes côtiers, dont on reçoit les mesures en temps réel par le système argos. Les données « dsu » sont les données stockées en mémoire de pression de fond, de température de l'eau et de conductivité des marégraphes côtiers. On a choisi l'année 2001 pour lancer nos simulations, car elle est assez riche en données.

a) Principe d'un marégraphe à capteur de pression

Les marégraphes placés à Kerguelen, Crozet et Saint-Paul mesurent la pression de fond et la pression atmosphérique. En utilisant l'équation de l'hydrostatique :

$$\partial P = -\rho g \partial z$$

Et en faisant l'hypothèse que ρ est constant sur toute la colonne d'eau (cela est tout à fait acceptable puisque la hauteur d'eau n'est que de quelques mètres), on obtient la hauteur d'eau grâce à la formule suivante:

$$H = \frac{Pb - Pa}{\rho g}$$

avec Pa , la pression atmosphérique à la surface et au niveau du marégraphe
 Pb , la pression de fond
 ρ , la masse volumique de l'eau supposée constante
 g , l'accélération de pesanteur ($m.s^{-2}$)

Sur chacun des marégraphes, on trouve également un capteur de température et un conductimètre qui nous permet de mesurer la salinité.

ρ étant une fonction de T et de S, on en déduit facilement sa valeur.

b) Principe d'un marégraphe pélagique

Un marégraphe pélagique est un dispositif déposé sur le fond de l'océan, au large. On récupère généralement les données de ce type de mouillage au bout d'un an lors de la rotation des équipes des stations scientifiques pendant l'été austral. Ce type d'appareil mesure seulement la pression de fond. On mesure donc à l'endroit du mouillage le poids de toute la colonne de fluide (eau et atmosphère).

$$\alpha_{total} = H - \bar{H}$$

$$\alpha_{total} = \frac{Pb - Pa}{\rho g} - \frac{\bar{Pb} - \bar{Pa}}{\rho g} = \frac{Pb - \bar{Pb}}{\rho g} - \frac{Pa - \bar{Pa}}{\rho g}$$

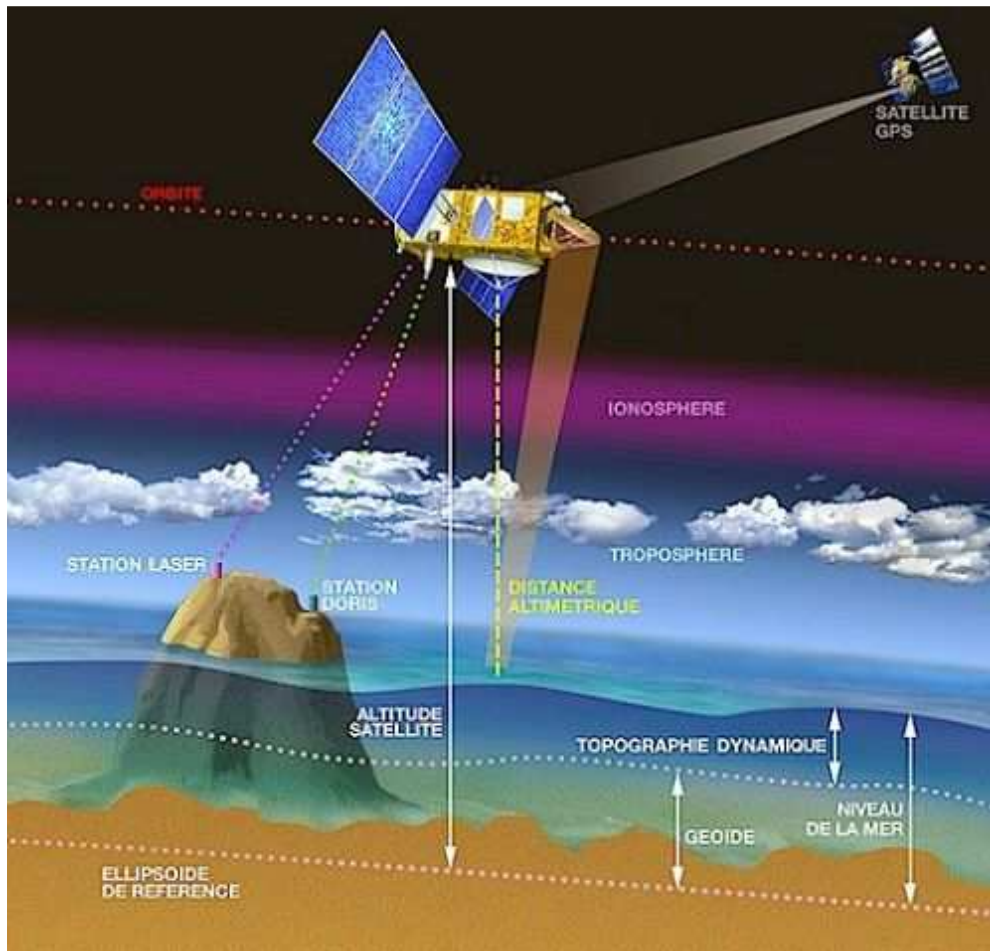
avec H et \bar{H} respectivement, les hauteurs instantanée et moyenne au point de mesure

On reconnaît l'expression du baromètre inverse : $\alpha_{BI} = -\frac{Pa - \bar{Pa}}{\rho g}$

$$\text{d'où } \alpha_{total} - \alpha_{BI} = \frac{Pb - \bar{Pb}}{\rho g} = \frac{\Delta Pb}{\rho g}$$

Lorsqu'on mesure la pression de fond, on en déduit l'élévation de la surface libre sans les effets du baromètre inverse.

3) Données altimétriques



Principe de fonctionnement d'un altimètre

Un altimètre mesure la distance entre le satellite et l'océan. Pour cela, il émet une onde électromagnétique, celle-ci se réfléchit sur la surface océanique et est à nouveau réceptionnée par l'altimètre. Celui-ci mesure le temps mis par l'onde pour parcourir un aller-retour et la connaissance de la célérité de l'onde nous permet d'en déduire la distance entre le satellite et la surface de la mer notée « distance altimétrique » sur le schéma ci-dessus. En fait, comme l'onde électromagnétique ne se propage pas dans le vide, la célérité de propagation de l'onde n'est pas tout à fait la vitesse de la lumière et elle varie selon les milieux qu'elle traverse. L'onde se propage tout d'abord dans la ionosphère, qui est ionisée. Il y a de la diffusion, l'onde est ralentie, il faut donc appliquer au signal une correction de ionosphère. Avant d'atteindre la surface de la mer, l'onde doit traverser la troposphère où se concentre l'essentiel des gaz de l'atmosphère, dont les concentrations dans l'air sont connues très précisément. On applique donc une correction de troposphère sèche. Enfin, il faut tenir compte de la quantité de vapeur d'eau présente dans la troposphère, qui, elle, est variable selon qu'il y ait présence ou non d'une couverture nuageuse. Cela constitue la correction de troposphère humide. Toutes ces corrections permettent d'obtenir la distance altimétrique avec une précision d'environ 2 centimètres.

Par ailleurs, il est nécessaire de connaître parfaitement l'orbite du satellite, c'est-à-dire sa position par rapport à l'ellipsoïde de référence. Cet ellipsoïde est une forme géométrique

fixe que l'on connaît donc parfaitement. En combinant plusieurs techniques d'orbitographie (laser, système radioélectrique, GPS et système DORIS), on en déduit l'altitude du satellite. L'amplitude des variations du niveau de la mer se déduit donc en soustrayant la distance altimétrique de l'altitude du satellite. Ces variations sont dues à l'ensemble des phénomènes que l'on a listé dans la partie I. Pour accéder à la mesure de la hauteur de mer, il faut encore soustraire la hauteur du géoïde, qui est une surface équipotentielle d'attraction gravitationnelle et qui représente les variations de masse et de densité du sous-sol marin. On obtient finalement « la topographie dynamique ».

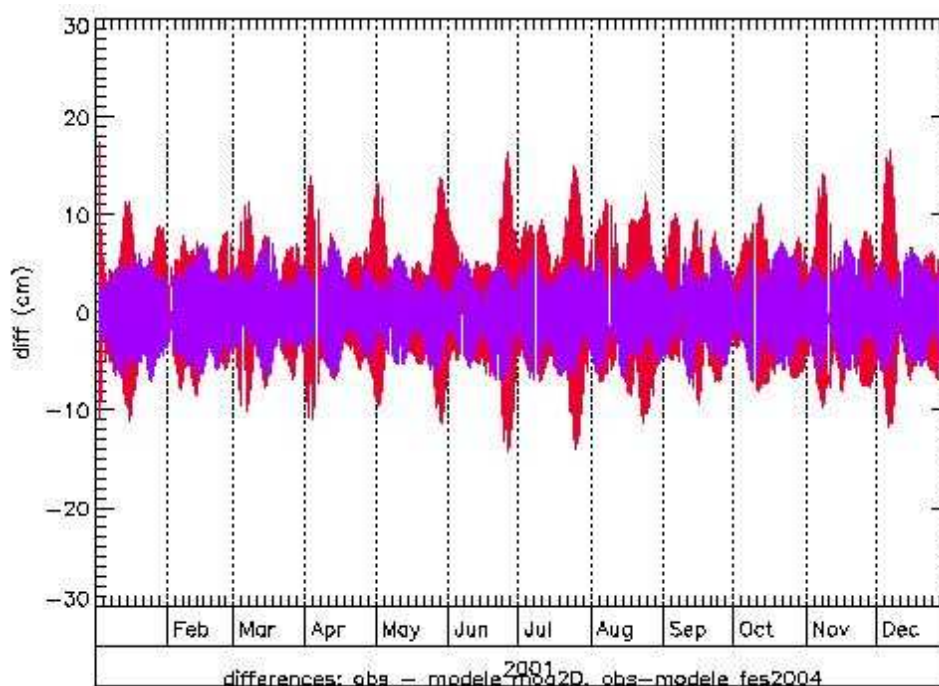
IV. Comparaison aux marégraphes

1) Marée

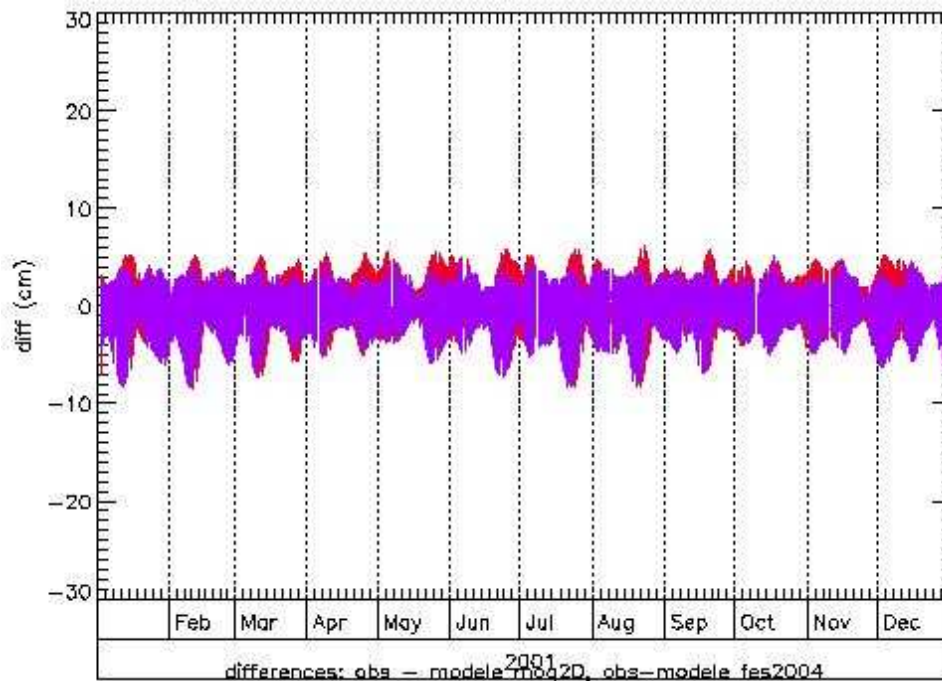
a) Résultats des simulations

Notre objectif premier était de comparer la simulation de marée réalisée par MOG2D aux observations de 3 marégraphes côtiers situés à Kerguelen (Golfe du Morbihan), Crozet et Saint-Paul, sachant qu'il avait été vérifié lors d'analyses antérieures que ces données étaient de très bonne qualité. Pour cela, nous voulions estimer l'erreur commise par le modèle par rapport aux observations (comparaison temporelle) et étudier le spectre de la différence entre les observations et la modélisation.

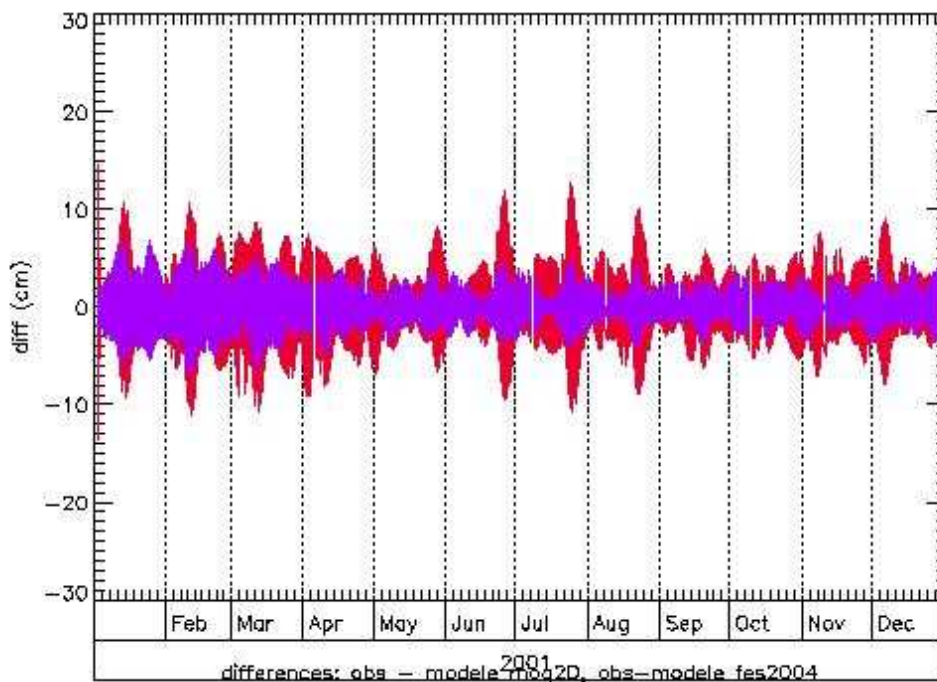
Nous avons donc lancé une simulation de la marée sur l'année 2001, avec une analyse harmonique tous les ans et un calcul des composantes secondaires du spectre par admittance. La condition appliquée aux frontières était de type Dirichlet. Donc seule l'élévation était imposée à la frontière, celle-ci ayant été préalablement calculée par le modèle FES2004 global. A l'issue de cette simulation, nous avons comparé l'élévation de MOG2D avec les observations des trois marégraphes et nous avons fait de même avec FES2004 global, pour déterminer lequel des deux modèles était le meilleur. Les résultats sont visibles sur les graphiques ci-dessous.



Kerguelen



Crozet



Saint-Paul

On a représenté la différence de hauteur entre les observations et chacun des deux modèles (MOG2D en rouge et FES2004 en violet).

On s'aperçoit que FES2004 a de meilleurs résultats que MOG2D. A première vue, cela semble étonnant, car MOG2D est un modèle régional, sa résolution est bien meilleure, puisqu'il calcule sa solution sur un maillage à éléments finis, très resserré dans les zones dites « sensibles ». Mais il faut aussi savoir que FES2004 est un modèle assimilé entre autres avec les données des trois marégraphes. On l'a donc contraint à être le plus proche possible des observations des trois marégraphes. Donc il paraît logique qu'il soit meilleur en ces points-là.

Il faudrait comparer les deux modèles en d'autres points. De toute manière, MOG2D sera également assimilé dans un deuxième temps.

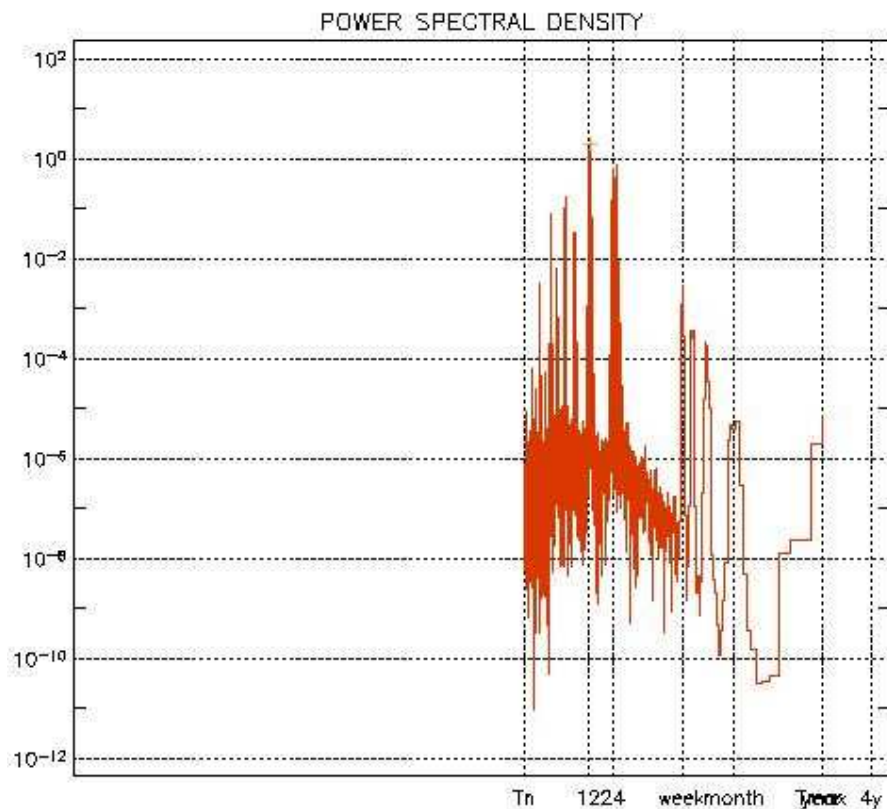
On peut voir également sur le graphique une détérioration du signal de MOG2D pendant les mois de juin, juillet et août.

Pour quantifier l'erreur entre les observations et les deux modèles, voici un tableau donnant l'écart-type de la différence entre les observations et le modèle :

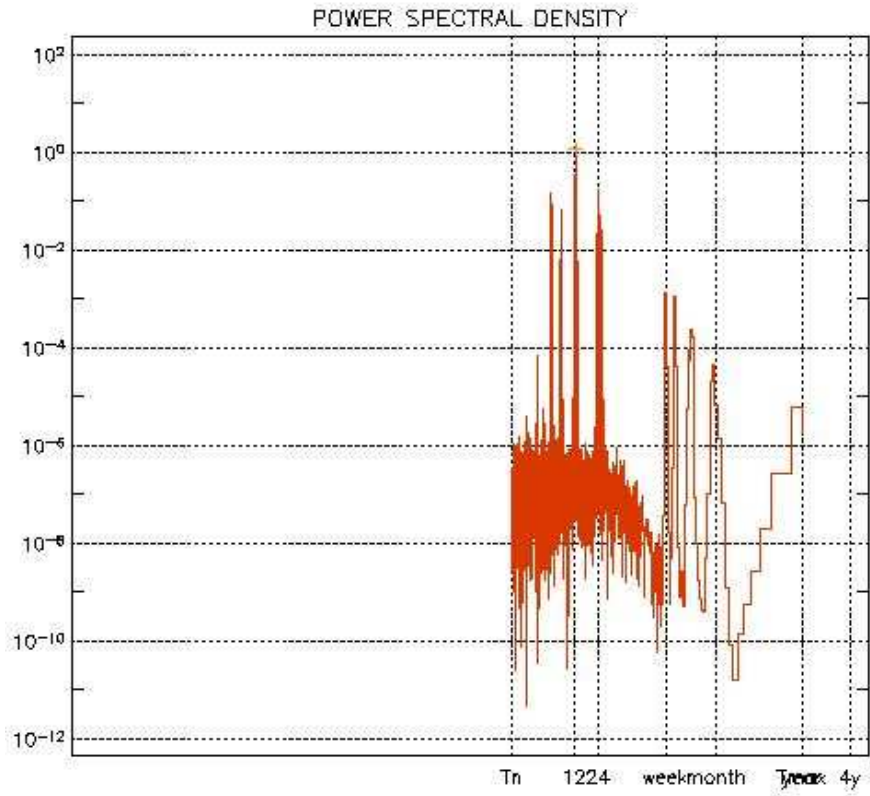
Ecart-type en cm	Kerguelen	Crozet	Saint-Paul
MOG2D	4.07	2.13	3.11
FES2004	2.50	1.92	1.69

Tableau des écart-types pour une simulation d'un an avec condition aux limites de types Dirichlet et calcul de certaines composantes par admittance

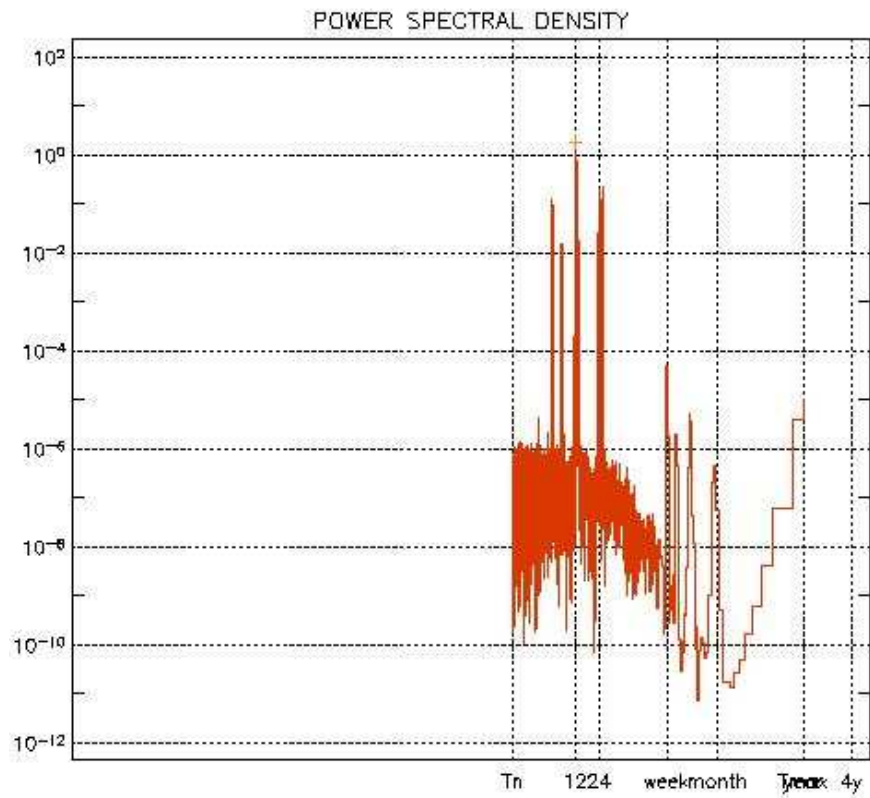
Si l'on étudie le spectre de la différence entre les observations et la simulation pour les trois marégraphes, on voit deux pics, l'un à 12h, l'autre à 24h d'amplitude moins importante que celui à 12h. L'amplitude a pour unité le centimètre sur les schémas ci-dessous :



Kerguelen

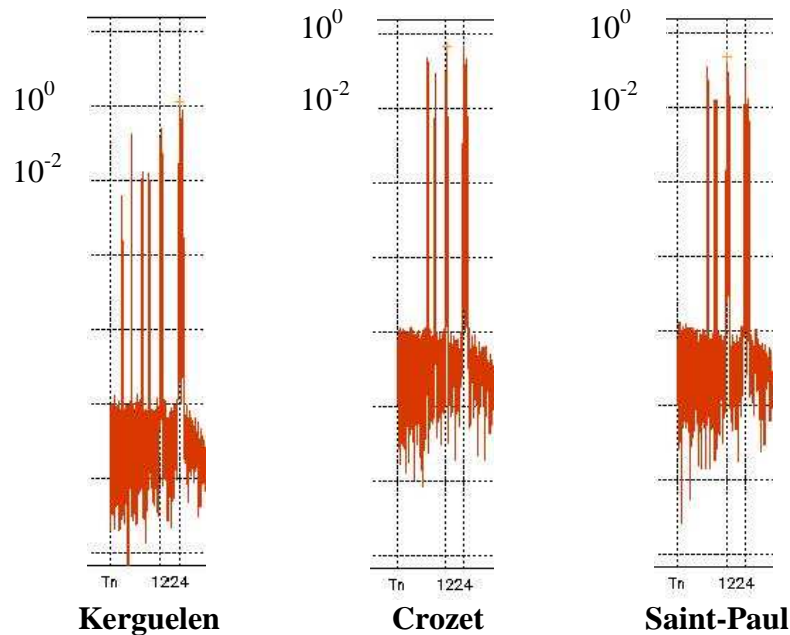


Crozet



Saint-Paul

Ces pics apparaissent également dans le spectre de la différence entre FES2004 et les observations, mais ils sont d'amplitude moindre (au maximum de l'ordre du cm pour Kerguelen).



Il est possible que la totalité ou une partie du pic à 24h soit due à la marée S_1 d'origine météorologique. En effet, en raison de l'ensoleillement, l'atmosphère se refroidit et se réchauffe périodiquement, ce qui provoque des ondes de pression, qui font osciller la surface libre à une fréquence diurne. Or, pour comparer une simulation avec les observations, il faut extraire la marée des observations. Pour cela, on effectue une analyse harmonique des séries temporelles, puis une prédiction de la marée et enfin, on filtre le signal avec un filtre de Demerliac. L'analyse harmonique consiste à rechercher l'amplitude A_k et la phase de chacune des composantes harmoniques de la marée de fréquence bien déterminée. L'analyse harmonique extrait donc du signal brut, la marée d'origine astronomique et la marée d'origine météorologique puisqu'elles ont même fréquence. Par contre, dans la modélisation, on simule seulement la marée d'origine astronomique en forçant avec le potentiel théorique de la marée. Le pic à 12h est a priori dû aux erreurs faites par MOG2D (cf. annexe 2 pour connaître les résultats de chaque simulation et voir où les animations et les graphes sont stockés).

b) Difficultés rencontrées

La principale difficulté rencontrée est la comparaison elle-même des simulations de MOG2D avec les observations aux points où sont situés les marégraphes. En effet, il n'est pas forcément évident de comparer les mêmes grandeurs. De son côté, MOG2D, lors d'une simulation de marée, modélise l'élévation due aux ondes de marée océanique et celle due aux ondes non-linéaires d'interaction.

Pour faire la comparaison, il faut extraire la marée des observations en faisant une analyse harmonique puis une prédiction de la marée. Avec ce traitement, on récupère la marée océanique, mais également les élévations dues à des phénomènes périodiques qui ont même fréquence que certaines ondes de la marée. Aux hautes fréquences, il y a certains phénomènes météorologiques périodiques qui se rajoutent à la marée (qui ont de faibles amplitudes par

rapport à la marée (peut-être qu'une partie du pic à 24h sur les schéma précédent est dû à cela). Par contre, aux basses fréquences (période supérieure à 3 jours), les phénomènes autres que la marée (surtout les effets météorologiques) deviennent prépondérants. Il est donc nécessaire pour avoir deux signaux de contenu équivalent d'appliquer un filtre de Demerliac, qui permet d'éliminer le signal basse fréquence, supérieur à 3 jours (en fait, le filtre coupe les périodes inférieures à 3 jours (hautes fréquences) et on effectue ensuite une soustraction pour obtenir les périodes inférieures à 3 jours). Avec ce filtre, on ôte également les ondes de marée océanique de périodes supérieures à 3 jours. Pour être cohérent, il faut donc également appliquer ce filtre aux sorties des modèles. Finalement, on ne compare que le spectre inférieur à trois jours.

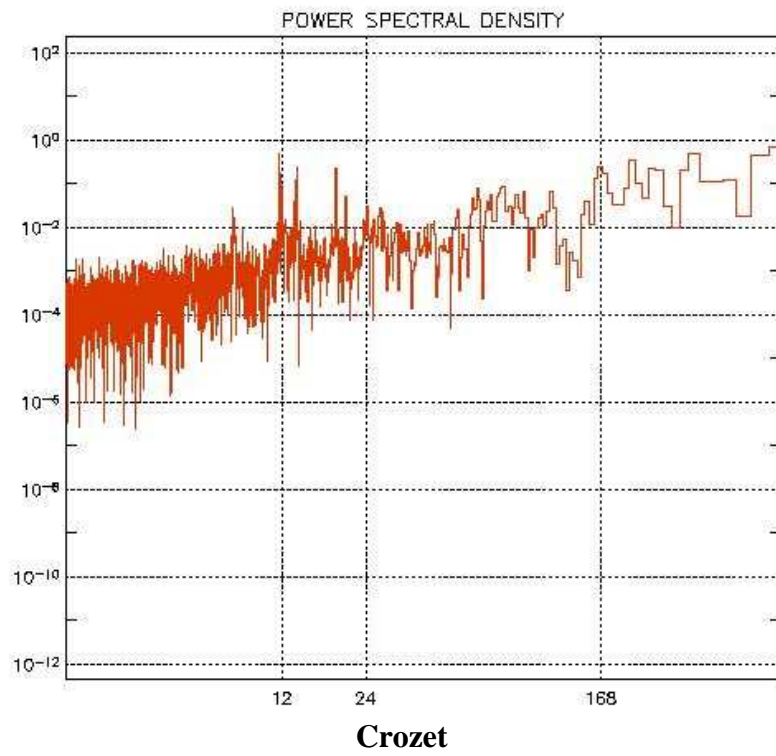
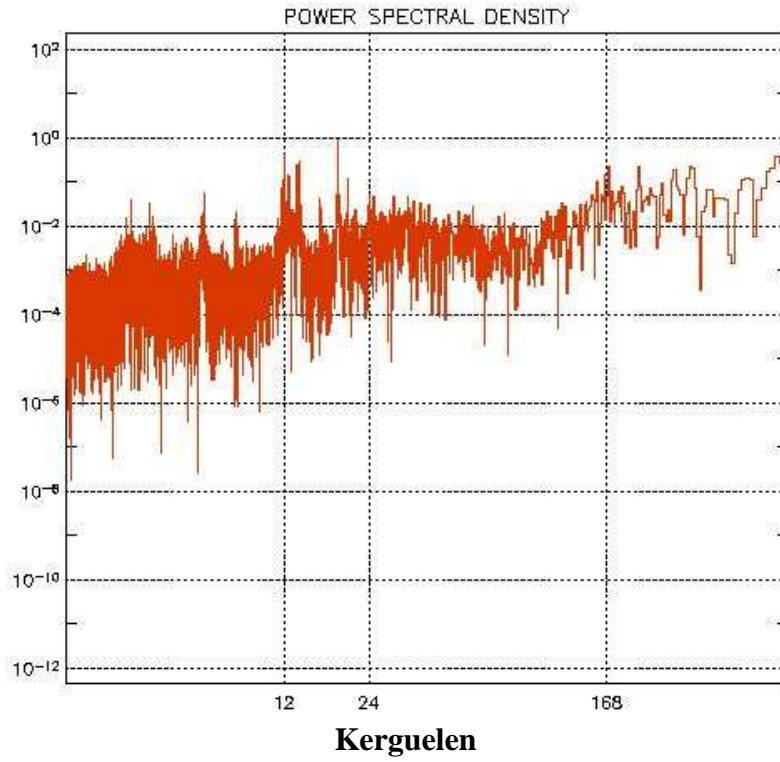
Quant à FES2004, il ne modélise de même que la marée océanique, mais on fait également une analyse harmonique suivie d'une prédiction, donc la seule différence avec le signal fourni par MOG2D est qu'on ne prend pas en compte les ondes non-linéaires. Celles-ci représentent des amplitudes très faibles de l'ordre du millimètre.

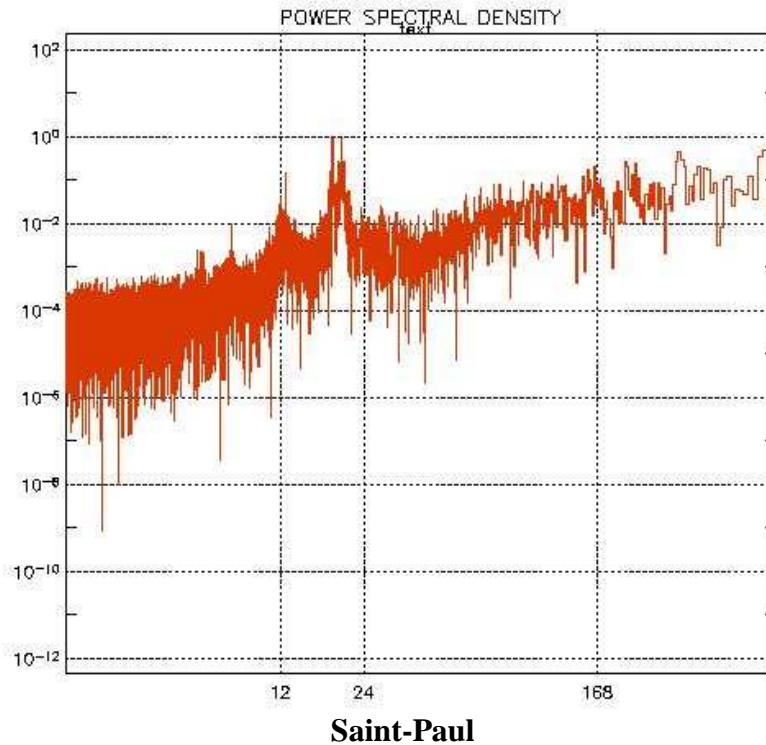
Il s'est également posé des problèmes d'instabilités lors des différentes simulations de la marée. Lors du passage en condition caractéristique, après la première analyse harmonique, il y a formation d'une instabilité moins d'une dizaine de jours après l'analyse harmonique. La condition caractéristique, à la différence de la condition de Dirichlet impose une vitesse à la frontière. A priori, c'est la condition caractéristique qui déclenche la formation d'instabilités. Il en est de même dans la simulation météorologique, comme nous le verrons par la suite.

2) Forçages atmosphériques

a) Résultats des simulations

La dernière simulation météorologique que nous avons lancée était sur les années 2001-2002, après extension du maillage. On a utilisé la condition caractéristique comme condition limite. A la frontière, on impose l'élévation et les vitesses, celles-ci étant données par MOG2D global. On compare le « sample » en sortie de la simulation aux observations auxquelles on a ôté la prédiction de marée. Le spectre de la différence entre les observations (Kerguelen, Crozet, Saint-Paul) et les « samples » est visible ci-dessous. En ordonnées, on a l'amplitude en centimètres, en abscisses, on a la période en heures. On représente le spectre sur un domaine de fréquence allant de 2 jours au mois (168h correspondent à une semaine). Il ne faut pas tenir compte de la partie du spectre supérieur au mois, car au-delà de cette période, le mode barocline n'est plus négligeable. Or, il n'est pas modélisé par MOG2D, donc l'erreur sera élevée.

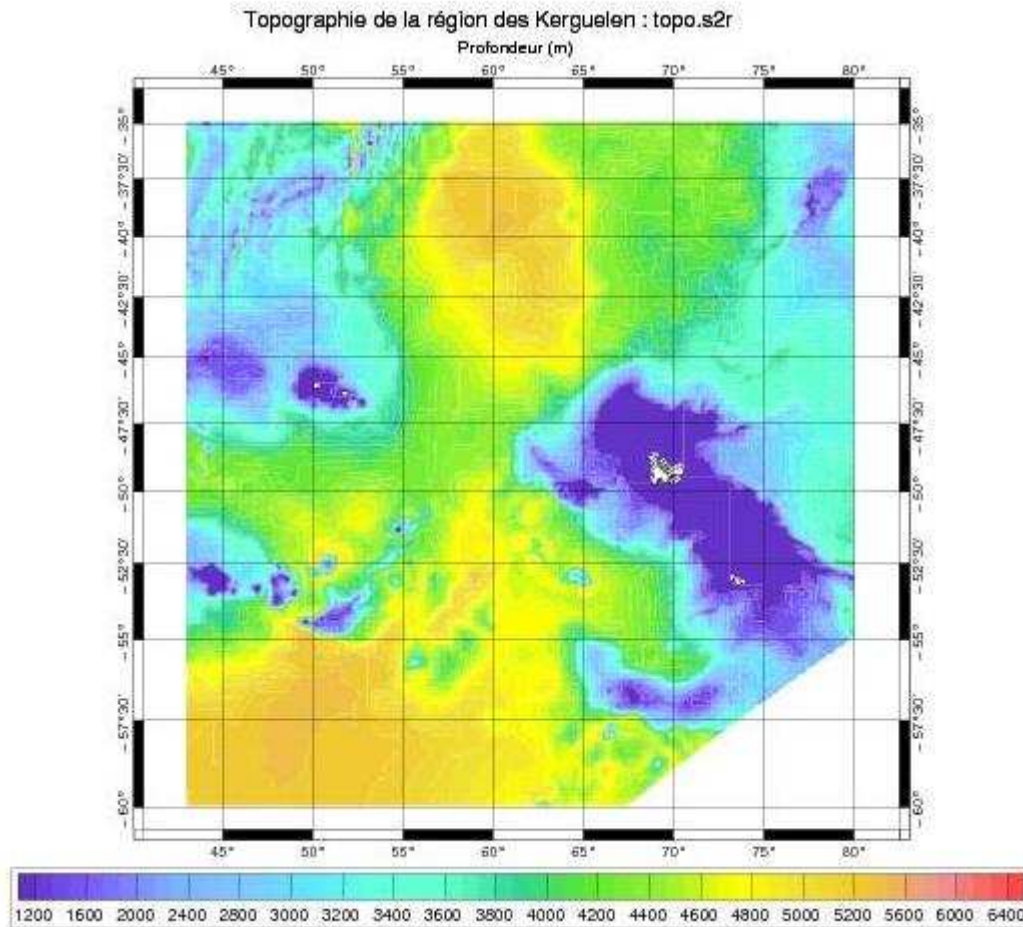




On voit sur les graphiques ci-dessus que la simulation est assez bonne. L'amplitude de la différence à une fréquence donnée ne dépasse pas le centimètre. Grâce au nouveau maillage, il n'y plus de formation d'instabilités à la frontière sud au niveau du changement de topographie. Toutefois, cette fois-ci, il y a formation d'une instabilité à la frontière nord. Elle est heureusement de plus faible importance que pour les simulations antérieures (cf. annexe 3 pour connaître les résultats de chaque simulation et voir où les animations et les graphes sont stockés).

b) Difficultés rencontrées

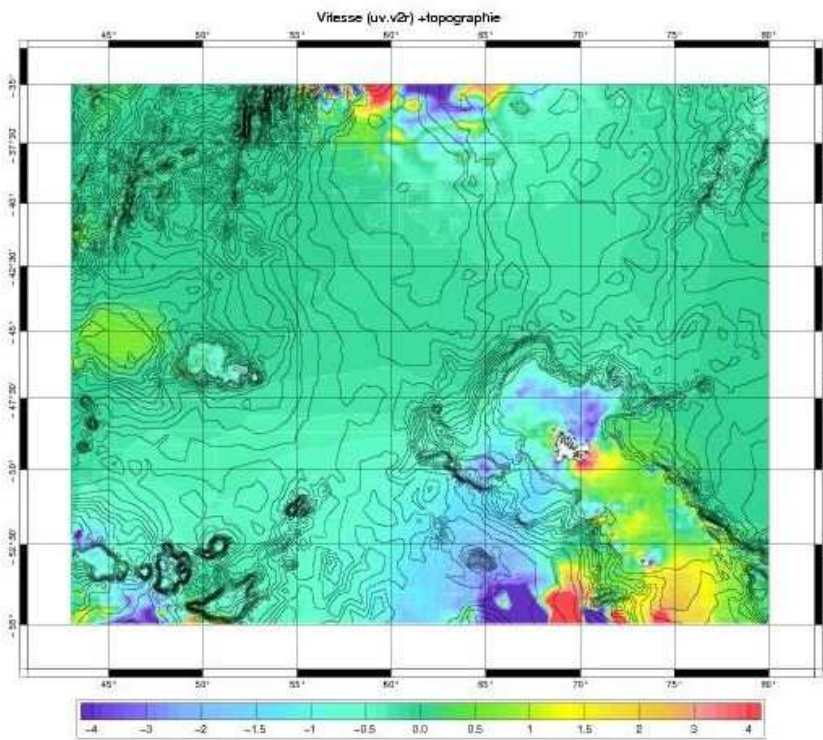
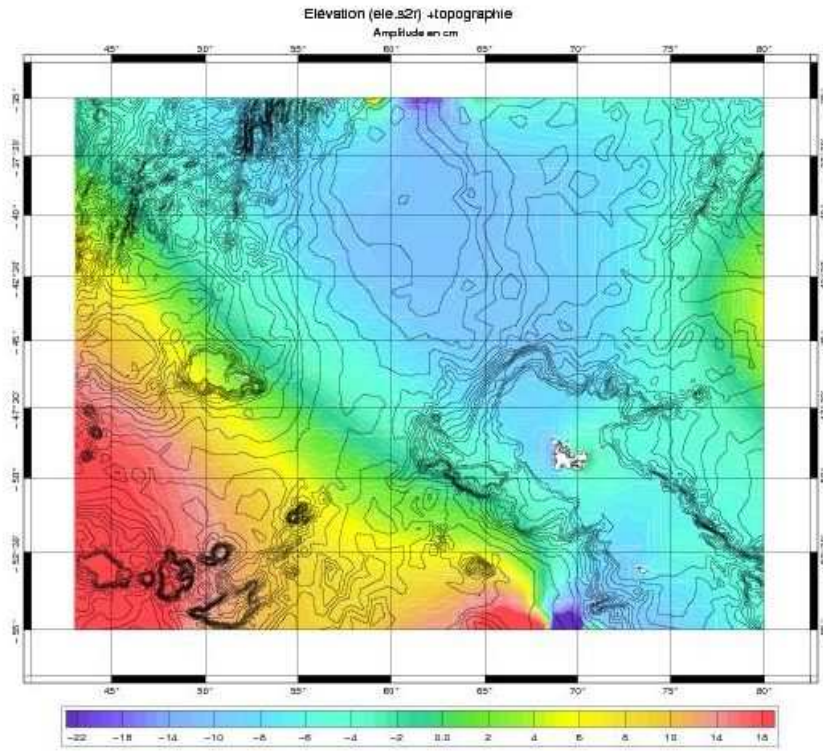
Comme nous l'avons expliqué précédemment, les frontières constituent un point très délicat de la simulation. En effet, le modèle réagit souvent mal à un flux moyen sortant, il ne parvient pas à évacuer l'énergie. On a eu lors de nos différentes simulations des créations d'instabilités aux frontières où il y avait des changements brusques de topographie. Nous avons donc été amenés à étendre le maillage pour éliminer une instabilité à la frontière sud à la limite du plateau de Kerguelen.



Avant l'extension, la zone s'étendait entre 45 et 80° E et entre 35 et 55° S.

De plus, comme les frontières sont à latitude constante, le paramètre de Coriolis f ($f = 2\Omega \sin \theta$) est également constant et cela favorise la propagation des oscillations parasites créées par les instabilités, le long des frontières.

On voit sur les deux cartes ci-après (qui représentent l'élévation et la vitesse) deux instabilités une au nord et l'autre à la frontière sud. Ces cartes ont été tracées lors d'une simulation précédente. Le maillage n'avait alors pas encore été étendu.



Conclusion

A la fin de mon stage, les simulations commençaient à être meilleures. Il subsiste toutefois des fréquences parasites qui sont a priori dues à la formation d'instabilités aux frontières. En ce qui concerne les simulations de la marée, je n'ai pas eu le temps d'étudier la simulation sur le maillage étendu. Ce serait donc la prochaine étape pour voir si cela améliore les résultats et si la simulation est toujours dégradée au moment du passage à la condition caractéristique. Pour la simulation de la réponse de l'océan aux forçages météorologiques, on a vu que le maillage étendu améliorerait les résultats, mais qu'il subsistait des instabilités à la frontière nord du maillage. Maintenant, il serait peut-être judicieux d'étendre le maillage sur tout l'océan Indien jusqu'à l'Antarctique.

Annexes

Fichier nl.inp

echo	echoing file name A whole bunch of lines that illustrate the ability to read and copy but stop at EndComments ...
EndComments	end of comments keyword
nei	mesh type
extension du fichier contenant le maillage	
kerguelen	Root name
nom du fichier contenant le maillage que MOG2D cherche dans le répertoire de travail	
../data/kerguelen.bel	Boundary codes
chemin du fichier contenant les frontières	
NONE	NONE or optional tidal wave list for harmonic analysis
NONE	NONE or optional variable ice cover filename
NONE	NONE or optional variable background velocity filename
NONE	NONE or optional variable friction filename
../data/topo.s2r	NONE or optional bottom topography filename
../data/slope.v2r	NONE or optional bottom slope filename
NONE rugosity.s2r	NONE or optional bottom rugosity filename
NONE Nbar.s2r	NONE or optional Brunt-Vassala freq. filename
COLD-START	COLD-START or continuation file name
soit on démarre à partir d'aucun fichier (cold-start), soit on poursuit une ancienne simulation	
5.	Minimum depth (metres)
profondeur à partir de laquelle le modèle résout les équations, au-delà il y a trop de frottements, le modèle ferait trop d'erreurs	
90.	primary time step (seconds)
pas de temps primaire Δt (choisi pour remplir la condition CFL), le modèle résout les équations tous les Δt	
45.	secondary time step (seconds)
pas de temps secondaire que le modèle utilise lorsqu'il rencontre des problèmes	
1 1 2001 0	Time origine (day month year hour)
début de la simulation	
17400.	Run duration (hours); 4392=6 months
durée de la simulation	
72.	Spin-up period (hours)
le modèle applique le forçage selon une rampe durant cette période (moins brutal qu'une fonction échelon)	
0	Tidal forcing flag (0 1)
simulation de l'élévation due à la marée	
0	Secondary forcing flag (0 1)
simulation de l'élévation due à la marée	
1	Atmospheric pressure flag (0 1)
simulation de l'élévation due à la pression atmosphérique	
1	Wind stress flag (0 1)
simulation de l'élévation due au vent	

1 | Mean wind flag (0|1)
test : toujours laisser à 1

LINEAR | Forcing interpolation scheme (LINEAR|QUADRATIC)

2 | BC's type (1|2|3|4|5)
type de conditions aux frontières utilisé (1 : Dirichlet, 2 : caractéristique, 3 : radiative, 7 : 1+2)

0 | Tide BC's flag (0|1)
pour une simulation de la marée, on impose la marée aux frontières calculée par un modèle global (ex : FES2004) en mettant à 1

0 | Inverse barometer BC's flag (0|1)
pour une simulation météo, on peut imposer le baromètre inverse (élévation due à la pression atmosphérique) à la frontière en mettant à 1

1 | external archive BC's flag (0|1)
pour une simulation météo, on impose l'élévation calculée par MOG2D global en mettant à 1 (on a donc l'élévation due à la pression atmosphérique et au vent)

0 | Spongiuous open limits flag (0|1)

1 | smooth instabilities (0|1)

0 | Shear drag flag (0|1)

0 | admittance extension flag (0|1)
pour une simulation de la marée, calcul de certaines composantes par admittance (si 1)

0 | nodal correction flag (0|1)

0.0025 | Bottom friction coefficient (dimensionless)
coefficient de frottements sur le fond

200.0 | Wave drag coefficient, slope (dimensionless)

0.0 | Wave drag coefficient, rugosity (dimensionless)

0.001 | Mixed layer friction coefficient (dimensionless)

5. | Minimum background velocity (cm/s)

10000. | Minimum kinematic viscosity (cm**2/s)

1.0e-4 | Tau0

0.75 | Teta (0 -> 1)

1. | Relaxation time (in hour)

../data/OBC.fes2004/tides.fes2004.obc | Tidal OBC's data
fichier qui contient les valeurs aux frontières pour la marée

../forçage-global | Directory for MOG2D external OBC
répertoire qui contient les valeurs aux frontières pour la météo issues de MOG2D global

analysis | Root name for MOG2D external OBC files
type de fichier que contient le répertoire précédent (forçage-global/)

../data/load | Directory for loading/self-attraction
répertoire contenant les données permettant à MOG2D de calculer les élévations dues à l'effet d'auto-attraction

../forçage-ecmwf | Directory for atmospheric forcing
répertoire contenant les données météorologiques sur toute la zone (utile pour simulation météo)

NETCDF |
type de fichiers contenu dans forçage-ecmwf/

restart | Root name for continuation files
nom des fichiers présents en sortie de MOG2D permettant de poursuivre une simulation à partir d'une date donnée

3600 | Continuation files save interval (seconds)
création d'un nouveau restart toutes les heures

1 | State and forcing vectors save flag (0|1)
analysis | State vector file name
forcing | Forcing vector file name
analysis et forcing : fichiers binaires de sortie contenant tous les résultats de la simulation (1 par mois), on peut créer des fichiers netcdf à partir d'eux pour visualiser h, u et v

0. | State and forcing vectors save start (days)
3600. | State and forcing vectors save interval (seconds)
2 | State and forcing vectors archive type (1|2|4)
100 100 100 | Archive scale for h,u,v
100 1000 1000 | Archive scale for p,wsx,wsy
0 | 1: allow existing archive update instead of truncating (0|1)
1 | Sample points' save flag (0|1)
../data/plot.input | Sample points' list file
fichier contenant les coordonnées des points où l'on veut une série temporelle (« sample »)

0. | Sample points' save start (seconds)
3600. | Sample points' save interval (seconds)
pas de temps de la série temporelle pour les « sample »

1 | 1: allow existing sampling file update instead of re-writing (0|1)
0 | Harmonic analysis flag (0|1)
3. | harmonic save start (days)
3600. | harmonic save interval (seconds)
30. | harmonic analysis interval (days)
pour une simulation de la marée, analyse harmonique faite tous les 30 jours

0 | Energy checks flag (0|1)
0. | Energy checks starts (seconds)
120. | Energy checks interval (seconds)
0 | Miscallenous checks flag (0|1)

Compte-rendu des différentes simulations de la marée

simulation 1

Date de lancement de la simu : vers le 12 juillet
Date de fin de la simu : vers le 17 juillet
Nom de la machine : Maewo
Type de simulation : Forçage maree + AH tous les mois + Passage
au mode caractéristique au bout d'un mois
Periode de simulation : 1er janvier 2001 jusqu'à octobre 2001
Nbre de fichiers sample de sortie: 24
Repertoire source de stockage : Reseau ->
/data/glacio/travail_en_cours/kerquelen/bench_tides
Repertoire d'analyse : Reseau ->
/data/ocean/travail_en_cours/kerquelen/model/tides/simul

Objectifs de la simulation:

Simulation avec les admittances sur l'année 2001
Première analyse harmonique au bout d'un mois.
Forçage avec le modèle global FES2004 (avant cette simulation, on utilisait
FES2002 (FES2004 est a priori meilleur))

Première simulation effectuée avec les admittances. Principe: Mog2D calcule
un certain nombre d'ondes de marée (de faibles amplitudes) à partir des
composantes
principales de la marée (M2, S2, K2, 2N2, Mf, Mm, Mtm, N2, K1, O1, P1, Q1,
Ssa). On obtient grâce à cette méthode un plus large spectre d'ondes.
Normalement, le
calcul de la marée est plus précis.

Analyse faite sur les données:

fichiers de comparaison : Reseau -> ~/plot/tides/comp-temp/comp-admi/simul

Pour Crozet: comparaison entre l'analyse harmonique des observations faite
à l'aide du programme de Philippe Téchiné et celle à l'aide du programme de
Laurent

Roblou et Thierry Letellier.

-> fichiers: cro_4mois_2001.ps, cro_4mois_2001.2.ps et
cro_4mois_2001.3.ps

-> code de couleurs: violet: différence entre la prédiction de
Laurent et de celle de Philippe (observations)
rouge: marée calculée par Mog2D
noir (figure du haut): prédiction issue du programme
de Philippe ou de Laurent (obs)

noir (figure du bas): différence entre la prédiction
de Philippe ou de Laurent (obs) et celle de Mog2D

->cro_4mois_2001.ps: noir (en haut): prédiction de Laurent, noir (en
bas): prédiction de Laurent (de même ker_4mois_2001.ps, spa_4mois_2001.ps,
cro_Mai_2001.ps, ker_Mai_2001.ps, spa_Mai_2001.ps)

->cro_4mois_2001.2.ps: noir (en haut): prédiction de Philippe, noir
(en bas): prédiction de Philippe

=> Ces figures montrent que les analyses harmoniques du
programme (analyse.3.exe) de Laurent et du programme (analyse_harm) de
Philippe ne sont pas équivalentes. Dans la prédiction de Laurent, il semble
qu'il y ait une composante BF supplémentaire que l'on ne trouve ni dans

Mog2D ni dans la prédiction de Philippe. Peut-être que le spectre des ondes n'est pas le même dans l'analyse de Laurent et celle de Philippe. En tout cas, Mog2D ressemble plus à la prédiction issue de l'analyse harmonique de Philippe que de celle issue de l'analyse harmonique de Laurent.

En ce qui concerne les résultats de la simulation par Mog2D, elle est très mauvaise à partir de mi-août (c'est très net pour Kerguelen, ça l'est moins pour St-Paul). Sinon, on voit également à Kerguelen une dégradation de la modélisation à la fin du premier mois (model-AH.laurent.2001.ps). A partir de ces résultats, on décide de lancer une simulation sans admittance pour voir si c'est l'ajout des admittances qui dégradent ainsi les résultats de Mog2D. Cette simulation sans admittance est lancée sur le PC avec une analyse harmonique faite tous les six mois. Avant, le modèle n'a pas eu le temps de séparer toutes les ondes de la marée.

Le fichier "remarques" de la simulation suivante se trouve dans:
/data/ocean/travail_en_cours/kerguelen/model/tides-noadmi

simulation 2

Date de lancement de la simu : vers le 17 juillet
Date de fin de la simu : vers le 19 juillet
Nom de la machine : PC algeco
Type de simulation : Forcage maree + AH tous les 6 mois + Passage à la condition aux limites caractéristique au bout de 6 mois
Periode de simulation : 2001
Nbre de fichiers sample de sortie: 24
Repertoire source de stockage : PC algeco -> /home/model/kerguelen/bench-tides/
Repertoire d'analyse : Reseau -> /data/ocean/travail_en_cours/kerguelen/model/tides-noadmi

Les données des 6 lers mois sont bonnes. Mais on s'est aperçu qu'après cette analyse harmonique, le modèle a commencé à faire n'importe quoi.

Objectifs de la simulation:

Simulation lancée sur un an sans les admittances.
La première analyse harmonique a été effectuée par Mog2d après 6 mois de simulation.

On enlève les admittances pour voir si le modèle se comporte mieux

Analyse faite sur les données:

graphiques de comparaison dans: ~/plot/tides/comp-temp/comp-noadmi

Les résultats se dégradent au bout de 6 mois (juste après la première analyse harmonique): cf model-AH.laurent.2001.ps
Toujours meilleur avec l'AH de Philippe

A priori, la simu se dégrade à partir de la première analyse harmonique. Ce ne sont donc peut-être pas les composantes de la marée calculée par admittance qui sont responsables de la dégradation. On décide donc de faire une nouvelle simulation sur un an avec les admittances avec la lère AH au bout d'un an.

Le fichier "remarques" de la simulation suivante se trouve dans:
/data/ocean/travail_en_cours/kerquelen/model/tides/simu2

simulation 3

Date de lancement de la simu : 22/07/2004
Date de fin de la simu : 24/07/2004 à 1h29
Nom de la machine : PC-ALGECO
Type de simulation : Forcage maree + AH tous les 12 mois +
Passage au mode caractéristique au bout de 12 mois
Periode de simulation : 2001-2002
Nbre de fichiers sample de sortie: 24
Repertoire source de stockage : PC-ALGECO -> /home/models/kerquelen/bench-tides_admi/simu2
Repertoire d'analyse : Reseau ->
/data/ocean/travail_en_cours/kerquelen/model/tides/simu2

Objectifs de la simulation:

Simulation avec les admittances sur l'année 2001 puis l'année 2002
Première analyse harmonique au bout d'un an.
Une première fois lancée sur un an (fichier de sortie: out), puis sur un an supplémentaire (fichier de sortie: outsuite).
Le modèle a donc effectué deux analyse harm. en tout et la simulation a duré jusqu'en février 2003.
Les comparaisons de cette simu sur 2001 entre OBS/MOG2D/FES2004 nous avait montre que FES2004 etait meilleur que MOG2D. Nous pensions qu'il pouvait s'agir du fait qu'en 2001 la CL etait de type Dirichlet.
C'est pourquoi la simu a ete prolonge de 1 an pour passer en condition caractéristique.

Analyse faite sur les données:

graphiques de comparaison : Reseau -> ~/plot/tides/comp-temp/comp-admi/simu2

conclusions:

Si l'on regarde l'année 2001:

-> On voit (model-mar.philippe.2001.ps) que Mog2D ne se dégrade plus au bout de 6 mois comme c'était le cas lors de la précédente simulation. Par contre, on constate au niveau des trois marégraphes une dégradation de la modélisation pendant les mois de juin, juillet et août.

-> En ce qui concerne la comparaison entre les simulations avec et sans admittances: si l'on fait une comparaison spectrale (~/plot/tides/comp-spectre), on voit qu'il y très peu de différences: cf: fichiers mog2D_stat.noadmi.00.dif et mog2D_stat.admi.dif

-> Au niveau spectral, on voit également peu de différences quand on compare Mog2D à l'analyse harmonique de FES2004: cf fichier FES2004_stat.dif

-> Au niveau temporel, il apparaît que le modèle FES2004 (modèle global assimilé) est meilleur que Mog2D (modèle local non assimilé): cf graphiques compfes2004-mog2D

En fait, FES2004 est assimilé entre autres par les données marégraphes (de Kerguelen, Crozet et Saint-Paul). Il paraît donc logique qu'en ces points-là les résultats soient plus proches des observations (les données marégraphes étant a priori de très bonne qualité, elles améliorent normalement les résultats du modèle FES2004.

Il faut savoir que la méthode d'assimilation de données améliore considérablement le signal si les données assimilées sont de bonne qualité. Par contre, si les données sont mauvaises l'assimilation peut avoir une action inverse c'est-à-dire dégrader les résultats: il faut donc être très prudent et sûr de ses données avec l'assimilation)

-> Spectre de la différence entre le modèle (FES2004 et Mog2D) et les observations: cf ker2001.ps, cro2001.ps et spa2001.ps

Si l'on regarde l'année 2002, les résultats de la simulation sont mauvais à partir de la première analyse harmonique c'est à dire au bout d'environ un an (début 2002). cf fichiers ker2001-2002.ps, cro2001-2002.ps et spa2001-2002.ps

=> conclusion: pb de mog2D lui-même: pas la bonne version ou pb avec la condition caractéristique

Si l'on regarde l'animation de l'élévation du mois de janvier 2002, on voit que comme pour la simulation météo, il y a formation d'une instabilité à la frontière 10 jours après le passage à la condition caractéristique. En fait, à partir du moment où l'on passe en conditions caractéristiques, on impose la vitesse à la frontière ($u_0 = u_{\text{tide}}$). A priori, il y a un courant qui se forme autour de Kerguelen (sens direct) et celui-ci, à cause de la condition limite ne peut être évacué par le modèle hors de la frontière; cela crée donc des oscillations parasites.

Pour être plus cohérent dans nos comparaisons, on a filtré les observations, les "sample" et les données de FES2004 avec un filtre de Demerliac. Tous les graphiques tracés avec ce filtre sont disponibles dans: /data/ocean/travail_en_cours/kerquelen/model/tides/simu2/demerliac

Prochaine simu: forçage maree + AH tous les 12 mois + janvier 2001 à partir du restart.01.2002 + conditions caractéristiques avec u_0 contenant umoyen.

Le fichier remarques se trouve dans:

/data/ocean/travail_en_cours/kerquelen/model/tides/simu3

simulation 4

Date de lancement de la simu : 06/08/2004 à 18h
Date de fin de la simu : 06/08/2004 à 23h55
Nom de la machine : PC-ALGECO
Type de simulation : Forçage maree + AH tous les 12 mois +
Passage au mode caractéristique au bout de 12 mois + on rajoute u moyen
dans la condition à la frontière + nouvelle version de Mog2D
Periode de simulation : janvier 2001

Nbre de fichiers sample de sortie: 24
Repertoire source de stockage : PC-ALGECO -> /home/models/kerquelen/bench-
tides_admi/
Repertoire d'analyse : Reseau ->
/data/ocean/travail_en_cours/kerquelen/model/tides/simu3

Objectifs de la simulation:

Voir si cela améliore la simulation de rajouter une vitesse moyenne dans la
condition caractéristique.

Analyse faite sur les données:

graphiques de comparaison : Reseau -> ~/plot/tides/comp-temp/comp-
admi/simu3

conclusions:

Pas d'améliorations (cf compfes2004-mog2D.ps)

On va utiliser le nouveau maillage (kerquelen-extended)

Prochaine simulation: simu sur 2001-2002 avec admittances + nouveau
maillage + AH tous les 6 mois + version de mog2D utilisée depuis le début

Compte-rendu des différentes simulations météorologiques

simulation 1

Date de lancement de la simu :
Date de fin de la simu :
Nom de la machine : PC-ALGECO
Type de simulation : Forçage atmos + CL: baromètre inverse
Periode de simulation : 2001
Nbre de fichiers sample de sortie: 24
Repertoire source de stockage : pc-poc-239 -> /home/models/kerquelen/bench-meteo/simul
Repertoire d'analyse : Reseau -> /data/ocean/travail_en_cours/kerquelen/model/meteo/simul

Objectifs de la simulation:

lère simulation avec forçage atmosphérique.
Aux frontières, on force en imposant le baromètre inverse. Pas de forçage avec des conditions aux limites provenant d'un modèle global

Analyse faite sur les données:

graphiques de comparaison: /home/ocean/perruche/plot/meteo/simul

Conclusions:

A l'issue de la simulation, la comparaison aux observations montre une haute fréquence (HF: 18h et 12h) qui est modélisée par mog2d mais qu'on ne retrouve pas dans les données observées.

Problèmes aux frontières nord et sud (peut-être dus aux changements brusques de topographie), les problèmes aux frontières se mettent en place petit à petit: au départ, on ne voit rien.

Quand on regarde l'animation de l'élévation dans Xscan (fichier netcdf /data/nivmer .../bench-meteo/kerquelen-2001.01.huv.nc), on voit apparaître au bout d'une petite dizaine de jours une anomalie au niveau de la frontière sud (variation rapide de la topo). Cette anomalie se propage ensuite le long des frontières. Il est fort probable que ce soit la cause de la création d'une seconde anomalie à la frontière nord (que l'on voit plus tard dans la simulation).

En fait, il y a peut-être un courant moyen (dû aux ondes de gravité) qui tournent autour du plateau des Kerguelen. Mog2D est probablement perturbé par ce flux sortant à la frontière (il ne sait pas comment dissiper l'énergie). Il est possible que dans la modélisation, mog2D n'arrive pas à évacuer cette énergie, et que l'onde de gravité se réfléchisse sur la frontière, créant ainsi des oscillations parasites (que l'on peut voir sur le graph: model-res.philippe.05.2001.ps).

Une solution possible à ce problème est d'étendre le maillage jusqu'à l'Antarctique afin que le plateau des Kerguelen se retrouve au milieu de la zone.

Avant cela, on lance une autre simulation avec comme condition limite l'élévation calculée par mog2D global (plus précis que le baromètre inverse) pour voir si cela résout les instabilités à la frontière.

Le fichier remarques de cette simu est disponible dans:
/data/ocean/travail_en_cours/kerquelen/model/meteo/simu2

simulation 2

Date de lancement de la simu : 29/07/2004 à 9h30
Date de fin de la simu : 30/07:2004 à 12h43
Nom de la machine : PC-ALGECO
Type de simulation : Forçage atmos + CL du modele MOG2D global
(élévation)
Periode de simulation : 2001
Nbre de fichiers sample de sortie: 24
Repertoire source de stockage : PC-ALGECO -> /home/models/kerquelen/bench-
meteo
Repertoire d'analyse : Reseau ->
/data/ocean/travail_en_cours/kerquelen/model/meteo/simu2

Objectifs de la simulation:

Tester avec les conditions aux limites du modele global pour voir si le
probleme des HF de la simu precedente disparaît.

Analyse faite sur les données:

-graphiques de comparaison : Reseau -> ~/plot/meteo/simu2

Conclusions:

-toujours présence de HF parasites sur la courbe de mog2D (de même que dans
la simulation précédente à 12h et 18h)

-lancement d'une nouvelle simu (2/08/2004) avec un pas de temps et un sous-
pas de temps plus petits (le modèle résout les équations shallow water 2D
tous les delta t et s'il rencontre un problème il passe au sous-pas de
temps) pour voir si cela réduit les instabilités au niveau de la frontière
sud. On prend donc 60 et 30 secondes (au lieu de 90 et 45)

=> conclusion: toujours présence d'oscillations parasites

-lancement d'une nouvelle simu (3/08/2004) avec comme conditions limites
l'élévation et les vitesses calculées par Mog2D global

=> conclusion: toujours présence d'oscillations parasites

rq: on n'avait pas utilisé ces CL avant, car elles contraignent
plus le modèle, ce qui risque d'engendrer des

instabilités supplémentaires. Souvent cela dégrade la simu de
mettre des CL trop strictes.

-lancement d'une nouvelle simu (sur un mois) le 4/08/2004: forçage
seulement avec le vent et CL Mog2D global (élé+vitesses)

=> conclusion: toujours présence d'oscillations parasites (cf
comp_forcages.ps)

-lancement d'une nouvelle simu (sur un mois) le 4/08/2004: forçage
seulement avec la pression atmosphérique et CL Mog2D global (élé+vitesses)

=> conclusion: toujours présence d'oscillations parasites (cf
comp_forcages.ps)

Comme on ne parvient pas à supprimer ces oscillations parasites, on décide
d'étendre le maillage pour avoir un changement de topographie moins
brusque. D'après Florent, il se crée une instabilité sur la frontière et sa

propagation le long de la frontière est facilitée car f (paramètre de Coriolis) est constant sur la frontière sud.

Prochaine simu: Forcage atmos. + CL Mog2D global (élévation +vitesses) sur le nouveau maillage

Le fichier remarques se trouve dans:

/data/ocean/travail_en_cours/kerquelen/model/meteo/simu3

simulation 3

Date de lancement de la simu : 05/08/2004 à 16h30
Date de fin de la simu : 08/08/2004 à 6h06
Nom de la machine : PC-ALGECO
Type de simulation : Forcage atmos + CL du modele MOG2D global (élévation + vitesses) + nouvelle zone
Periode de simulation : 2001-2002
Nbre de fichiers sample de sortie: 24
Repertoire source de stockage : PC-POC-239 -> /home/models/kerquelen-extended/bench-meteo
Repertoire d'analyse : Reseau -> /data/ocean/travail_en_cours/kerquelen/model/meteo/simu3

Objectifs de la simulation:

Regarder si le nouveau maillage améliore la simu

Analyse faite sur les données:

-graphiques de comparaison : Reseau -> ~/plot/meteo/simu3

Conclusions:

OUF!!! C'est beaucoup mieux!!!

toujours présence d'oscillations à 18h, mais leur amplitude sur le spectre est bien moins importante que pour la simulation 2 (précédente): cf model-res.philippe.05.2001.ps

Si l'on regarde le .nc (kerquelen-2001.01.huv.nc), on voit qu'il n'y plus de formations d'instabilités à la frontière au niveau du changement de topographie, mais cette fois il y a formation d'une instabilité à la frontière nord (de plus faible importance qu'avant mais non négligeable), qui est la cause des oscillations à 12h et 18h. (voir également uv.ps et uvmean.ps)