



HAL
open science

Niveau marin et déformation de la Terre: Echelles spatio-temporelles

Emilie Ostanciaux

► **To cite this version:**

Emilie Ostanciaux. Niveau marin et déformation de la Terre: Echelles spatio-temporelles. Stratigraphie. Université Rennes 1, 2012. Français. NNT : . tel-00835605

HAL Id: tel-00835605

<https://theses.hal.science/tel-00835605>

Submitted on 19 Jun 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Emilie Ostanciaux

Préparée à l'unité de recherche UMR 6118
Géosciences Rennes
UFR Structure et Propriété de la Matière

**NIVEAU MARIN ET
DEFORMATION DE LA
TERRE : ECHELLES
SPATIO-TEMPORELLES**

**Thèse soutenue à Rennes
le 21 Décembre 2012**

devant le jury composé de :

Olivier DAUTEUIL

Directeur de recherche à l'Université de Rennes 1 /
président

Pascal ALLEMAND

Professeur à l'Université de Lyon 1 / *rapporteur*

Eric HUMLER

Professeur à l'Université de Nantes / *rapporteur*

Marie-Noelle BOUIN

Chargé de recherche à l'IGN / *Examineur*

Laurent HUSSON

Chargé de recherche à l'Université de Rennes 1 /
directeur de thèse

Cécile ROBIN

Maître de conférence à l'Université de Rennes 1 /
co-directeur de thèse

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury, Olivier Dauteuil, Pascal Allemand, Eric Humler, Marie-Noëlle Bouin et Gaël Choblet d'avoir accepté de juger ce travail.

Je tiens à remercier également mon directeur de thèse, Laurent Husson, d'avoir proposé ce sujet de thèse et de m'avoir fait confiance pour travailler sur ce projet. Je te remercie particulièrement pour ta grande disponibilité malgré ton départ pour Nantes. Enfin, merci pour ton exigence et ta rigueur qui m'ont souvent poussée dans mes retranchements afin de finir au mieux ce projet. Je souhaite également remercier Cécile Robin, ma co-directrice de thèse. Merci Cécile pour ton humanité, ton écoute et ta compréhension dans certains moments difficiles. Ceci m'a souvent aidée à persister afin d'aller jusqu'au bout de ce travail. Merci de m'avoir accompagnée et conseillée jusqu'à la soutenance malgré ton emploi du temps très chargé.

Je tiens à remercier Olivier Dauteuil pour sa présence et ses précieux conseils. Merci pour l'intérêt que tu as porté à mon travail du début jusqu'à la fin de ma thèse. Pour cette raison j'ai souhaité que tu fasses partie de mon jury et je te remercie d'avoir accepté d'en être le président. Merci également à Gaël Choblet pour sa gentillesse et son aide pour la rédaction de mon article et particulièrement pour son intervention sur le travail avec le logiciel SHTools et les calculs avec les harmoniques sphériques. Merci à Kevin Podoja de m'avoir permis de travailler avec lui sur sa base de données des terrasses marines mais également pour ses nombreux conseils scientifiques et sur mon futur parcours professionnel. Merci à François Guillocheau pour son aide à la réalisation des cartes paléogéographiques. Merci de m'avoir fait partager ta grande culture scientifique et de m'avoir permis d'accéder à tes archives. Je tiens à remercier également Guillaume Trotin pour son travail sur les cartes paléogéographiques et les échanges que nous avons eu à ce sujet.

Merci aux membres du laboratoire Géosciences Rennes pour leur accueil. Merci particulièrement à Marie-Paule Bertrand pour son efficacité et son aide précieuse sur le plan administratif, merci également à Annick Bernard pour son aide administrative à mon arrivée au laboratoire. Un grand merci aux bibliothécaires Isabelle et Catherine, pour votre gentillesse et votre efficacité qui fut très précieuse pour mes très nombreuses recherches bibliographiques.

Merci à tous les amis qui ont partagé une petite ou grande partie de ces années de thèse. A Gwen présent du début à la fin, à Anne-Claire et Fabien avec qui j'ai pu partager les joies de la fin de thèse ! A Eline pour sa bonne humeur et son aide sur Gplates. Je suis ravie d'avoir partagé avec toi, Mélodie et Céline durant une semaine, un appartement à Vienne pour l'EGU. Merci à Mélanie pour sa gentillesse et nos discussions qui m'ont beaucoup aidée. Un grand merci pour l'aide que tu m'as apporté sur ma rédaction en anglais. Je suis ravie d'avoir fait ta rencontre durant ces années de thèse. Merci à Nathan, Claudine et Abdou, mes voisins de bureau pendant une grande partie de ma thèse et ensuite à Justine et Lena mes voisines pour ma dernière année. Merci beaucoup à Justine pour son soutien et sa gentillesse durant la fin de ma thèse. Merci énormément pour ton aide pour la préparation de ma soutenance, merci également à Etienne. Merci énormément à Lena, pour sa gentillesse et sa bonne humeur qui m'ont remonté le moral plus d'une fois. Ta présence a été très précieuse. Merci également pour ton aide technique, il fallait être au moins deux pour relier ce fichu mémoire !

Je tiens à remercier également Yoann et Elise que j'ai eu le plaisir de connaître durant ces années de thèse. Merci pour ces discussions et ces soirées qui m'ont beaucoup aidée à me changer les idées. Un grand merci à eux et à Jonathan pour leur présence lors de ma

soutenance. Merci vivement à Karine, amie de longue date qui m'a ouvert la voie depuis le Lycée ! Nous avons partagé les galères et joies de la thèse même si nous avons chacune nos petites spécialités !! Merci pour tous ces moments partagés et tous les très nombreux échanges que nous avons eu.

Un merci très particulier pour Christelle qui m'a accueillie à mon arrivée et m'a permis de m'intégrer au sein du laboratoire. Merci pour les nombreuses discussions que nous avons eu en partageant un thé, les pauses de midi et quelques sorties notamment la petite virée hivernale à Jersey ! Mais surtout merci de m'avoir présenté un certain François Deschamps...

Enfin je tiens à remercier ma famille sans laquelle je n'aurai pas pu finir ce projet.

Je remercie chaleureusement la famille Deschamps pour son soutien et son aide précieuse en particulier durant la dernière ligne droite.

Un immense merci à mes parents et mes frères pour leur soutien et leur aide. Merci à mon père sans qui je n'aurai même pas commencé cette thèse ! Tes conseils sont toujours d'un énorme soutien. Jamais je n'aurai pu finir la thèse sans ces nombreuses et longues discussions qui m'ont toujours remise sur pieds ! Un grand merci à Christine pour sa douceur et son écoute durant de longues soirées de discussions sur la thèse et le travail. Merci de nous avoir accueillis à Poitiers, nos séjours y sont toujours d'excellents moments.

Merci à ma mère pour son écoute et sa compréhension qui m'ont souvent aidée à rebondir. Un grand merci pour ton aide, tes nombreux séjours sur Nantes ont été d'un énorme soutien pendant certains moments difficiles. Les retours à la maison ont toujours été de précieux moments de détente pendant lesquels j'ai pu me ressourcer. Des moments essentiels pour me permettre de finir la thèse. Merci à Jacky pour ta bonne humeur et ton aide.

Merci à mes frères Jonathan et Benjamin pour leur soutien et ces discussions qui m'ont permis de me sortir un peu de mon travail ! Merci Ben d'avoir fait le déplacement pour venir m'écouter.

Petite dédicace à Vénus et Chowie pour leur animation.... Pas toujours évident de gérer un chat et un chien dans la même pièce.... Impossible en fait !

Je réserve la fin de ces remerciements à mon compagnon François. Tu es ce que cette expérience m'a apporté de plus précieux. Ton amour, ton soutien quotidien, ton incroyable patience et compréhension face à mes moments de doutes, de colère et de tristesse ont été plus que précieux. Grâce à toi j'ai pu trouver la force de finir ce travail, jamais je ne serai arrivée à ce résultat sans toi. Tout le bonheur que tu as su m'apporter a ensoleillé ces années parfois difficiles.

TABLE DES MATIÈRES

<i>Niveau marin et déformation de la Terre : Echelles spatio-temporelles</i>	1
<i>Table des matières</i>	5
<i>Introduction</i>	7
<i>Les mouvements verticaux et les variations du niveau marin: processus et observations</i>	9
1.1. Les variations du niveau marin : eustatisme et niveau marin relatif	9
1.2. Processus responsables des variations du niveau marin et des mouvements verticaux de la lithosphère : longueurs d'onde, amplitudes et temps d'action	13
1.2.1. Processus opérant à long terme	14
1.2.1.1. Le tectono-eustatisme : variations du volume du bassin océanique	14
1.2.1.2. La production des plateaux océaniques	20
1.2.1.3. Orogénèse et sédimentation	21
1.2.1.4. La topographie dynamique	22
1.2.1.5. Les variations du géoïde	30
1.2.1.6. La Divagation polaire (True polar wander)	34
1.2.2. Processus opérant à court et à moyen terme	36
1.2.2.1. Les variations climatiques	36
1.2.2.2. Stockage des eaux continentales et effets anthropiques	57
1.2.2.3. Autres processus	58
1.3. Observations et quantification des variations du niveau marin et des mouvements verticaux terrestres	59
1.3.1. Observations et quantification des variations actuelles	59
1.3.1.1. Mesures des variations du niveau marin	59
1.3.1.2. Mesures des mouvements verticaux actuels	64
1.3.2. Reconstruction des variations passées	66
1.3.2.1. Reconstruction à moyen terme	67
1.3.2.2. Reconstruction à long terme	74
1.4. Synthèse, discussion et conclusions	87
<i>Les variations actuelles du niveau marin : caractérisation des mouvements verticaux de la Terre</i>	91
2.1. Introduction	91
2.2. Les tendances actuelles des mouvements verticaux le long des côtes	92
2.3. Extraction du signal à grande longueur d'onde des mouvements verticaux actuels	114
2.3.1. Méthode	114
2.3.2. Résultats	122
2.3.3. Discussion-Conclusion	125

2.4. Conclusions	130
<i>Les variations passées du niveau marin : les mouvements verticaux au Crétacé.....</i>	133
3.1. Le Crétacé de l’Albien au Turonien : contexte eustatique, géodynamique et climatique	134
3.1.1. Variations eustatiques de l’Albien au Turonien	134
3.1.2. Hypothèses existantes sur les processus responsables.....	135
3.1.2.1. Contexte géodynamique	135
3.1.2.2. Contexte climatique.....	138
3.1.3. Discussion-conclusion.....	139
3.2. Les variations du niveau marin à l’Albien, le Cénomaniens et le Turonien	140
3.2.1. Reconstruction paléogéographique : l’Albien, le Cénomaniens et le Turonien.....	140
3.2.1.1. Méthode	140
3.2.1.2. Evolution du niveau marin de l’Albien au Turonien : tendances et traits de côtes	146
3.2.2. Discussion-Conclusion	166
<i>Synthèse – Conclusion.....</i>	177
<i>Table des figures.....</i>	183
<i>Table des tableaux.....</i>	187
<i>Bibliographie</i>	189
<i>Annexes</i>	211

INTRODUCTION

Le niveau marin moyen au repos, correspond à l'intersection entre le géoïde et la Terre solide. Sa fluctuation spatio-temporelle dépend des variations eustatiques mais également des variations des mouvements verticaux lithosphériques. La réponse du niveau marin à ces variations est complexe puisqu'elle intègre les effets de différents processus (tectono-eustatisme, climat, topographie dynamique, divagation polaire, tectonique, transfert de surface) qui agissent suivant des échelles de temps et d'espace très différentes. La discrimination de l'importance de ces différents processus dans le contrôle de la variation du niveau marin est devenue rapidement une question majeure. La recherche d'un signal eustatique et sa quantification ont particulièrement fait l'objet de nombreux travaux. Actuellement, l'évaluation d'une variation du niveau moyen global engendrée par le réchauffement climatique représente un enjeu socio-économique capital. Pour des intervalles de temps plus longs, la constitution des chartes eustatiques utilisées par la suite comme référence témoigne de l'importance accordée à la caractérisation des variations du signal eustatique. Parallèlement, l'évolution de la compréhension du fonctionnement interne de la Terre, a contribué à montrer que le niveau marin doit également être considéré en relation avec la déformation de la Terre solide.

De nombreuses études ont été réalisées sur les processus eustatiques (tectono-eustatisme, glacio-eustatisme,...) ou sur l'origine des mouvements verticaux lithosphériques (rebond postglaciaire, topographie dynamique, tectonique des plaques), à des échelles régionales ou globales. Ces travaux ont permis d'améliorer notre compréhension sur les mécanismes régissant ces processus et ont apporté des estimations sur l'importance de ces processus dans le signal enregistré par le niveau marin. Cependant, actuellement, aucune étude synthétique n'existe sur la caractérisation et la hiérarchisation de l'ensemble des processus contrôlant le niveau marin. De plus, les perturbations du signal ont été le plus souvent discriminées en fonction d'une origine eustatique ou d'une origine régionale, selon certaines études se consacrant à un seul intervalle de temps en particulier. En effet, rares sont les études à avoir pris en compte la dimension spatio-temporelle de l'ensemble de ces perturbations. Or, pour discriminer les processus à l'origine des variations du niveau marin, il est nécessaire de considérer la longueur d'onde, l'amplitude et le temps caractéristique durant lequel ils interviennent. Les observations nécessaires à leur évaluation précise sont donc encore insuffisantes.

Afin de contribuer à l'observation et la caractérisation de l'influence des processus qui contrôlent le signal des variations du niveau marin, nous avons réalisé une étude dont l'originalité est, cette fois-ci, de considérer les variations du niveau marin à l'échelle globale et sur différents pas de temps géologiques : la période actuelle et le Crétacé moyen, plus précisément à l'Albien (110 à 100 millions d'années), le Cénomanién (99 à 94 millions d'années) et le Turonien (93 à 89 millions d'années). La prise en compte de différents pas de

temps espacés et des variations à l'échelle globale, nous permettra ainsi de pouvoir observer l'action de différents processus en fonction de leurs longueurs d'onde et temps caractéristiques.

Le choix de la période actuelle se justifie par l'étude de processus ayant des temps caractéristiques à court terme qui, de plus, doivent être pris en compte dans leur ensemble afin d'évaluer les conséquences de la hausse récente du niveau marin sur les côtes.

Le choix de la période du Crétacé moyen se justifie, quant à lui, par l'étude de processus ayant des temps caractéristiques longs. De plus, l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien ont été volontairement choisis afin de considérer ces processus durant un intervalle de temps caractérisé par de nombreux auteurs (e.g. *Haq et al., 1987*), comme étant une période transgressive majeure jusqu'à atteindre un maximum eustatique à la limite Cénomaniens-Turonien. En effet, une perturbation locale de ce signal s'expliquerait alors par l'action de processus qui induisent des variations d'amplitudes comparables mais de façon non-uniforme à la surface de la Terre.

Ce mémoire s'articule ainsi principalement en fonction des intervalles de temps que nous avons choisis. Il est constitué de trois parties.

La première partie est consacrée tout d'abord à la définition du niveau marin, particulièrement la distinction entre le niveau marin relatif et eustatique pour ensuite présenter une synthèse de l'ensemble des processus à l'origine de leurs variations. En effet, afin d'établir une hiérarchisation des facteurs de contrôles sur le signal enregistré par le niveau marin, chacun de ces processus est présenté en s'attachant à quantifier pour chacun d'eux l'amplitude et la longueur d'onde des variations qu'il induit en fonction de son temps caractéristique. Pour finir et dans l'objectif d'avoir une connaissance des outils d'observations disponibles permettant de les évaluer, une synthèse des différentes méthodes d'observation et de quantification des variations du niveau marin et des mouvements verticaux lithosphériques est présentée, ceci en précisant pour chacune d'elles les limites et incertitudes qu'elle comporte.

La deuxième partie présente notre travail sur les processus opérant à court terme. Notre compilation et l'analyse à l'échelle globale et régionale des tendances des mouvements verticaux actuels, construite à partir des mesures des variations du niveau marin relatif des marégraphes et des mesures du niveau marin absolu des altimètres est dans un premier temps présentée. Ensuite, l'analyse du signal de grandes longueurs d'onde extrait à partir de ces résultats est détaillée pour finir par une discussion des conclusions obtenues en les confrontant à la problématique de la hausse récente du niveau marin global.

La troisième partie présente dans un premier temps une synthèse des principaux travaux et débats concernant l'évaluation d'un maximum eustatique durant le Crétacé moyen pour présenter ensuite notre démarche et méthode de la réalisation d'une base de données paléogéographique à l'Albien, au Cénomaniens et au Turonien à l'échelle globale et conclure, après une analyse détaillée des résultats, sur notre interprétation des processus responsables des variations du niveau marin relatives observées.

Pour finir, une synthèse des résultats obtenus conduit à la présentation des conclusions obtenues à partir de l'ensemble du travail présenté et à sa mise en perspective.

Chapitre 1.

Les mouvements verticaux et les variations du niveau marin: processus et observations

Le niveau marin a souvent été considéré d'abord pour son impact sur les côtes. L'observation de ses variations s'imposait alors afin de pouvoir évaluer et prédire leurs conséquences sur les littoraux. La considération de l'ensemble des océans et les observations des variations du niveau marin en différents points de la planète conduisent à rechercher une uniformité spatiale du signal du niveau marin. Cependant, parallèlement, l'évolution de la compréhension du fonctionnement interne de la Terre et des processus de surface, contribue à montrer que le niveau marin doit également être considéré en relation avec les mouvements de la Terre solide. Le littoral représentant l'intersection entre l'océan au repos et la Terre solide, il est alors un outil essentiel pour observer et reconstituer à la fois les variations du niveau marin et les mouvements verticaux de la Terre solide et ainsi identifier et contraindre les processus à l'origine de leurs variations.

Depuis l'observation du balancement des marées sur les littoraux jusqu'à la compréhension des différents processus à l'origine de ses variations, la définition du niveau marin a parfois varié au cours du temps. Les connaissances que nous en avons aujourd'hui sont fortement influencées par ces travaux passés. Il est donc important de comprendre comment les variations du niveau marin ont été appréhendées et comment elles sont actuellement définies pour les confronter ensuite à la compréhension des processus qui le font varier. C'est pourquoi la première partie de ce chapitre est consacrée à la définition du niveau marin pour détailler ensuite le mécanisme des différents processus ayant un impact sur ses variations. Pour finir et afin de faire un état des lieux sur les possibilités d'observation et de quantification de ces variations du niveau marin, les différentes méthodes et travaux existants seront discutés.

1.1. Les variations du niveau marin : eustatisme et niveau marin relatif

Les variations du niveau de la mer ont d'abord été considérées localement par la simple observation, depuis les côtes, du mouvement apparent de l'eau. Notamment, les premières mesures directes et instantanées de hauteur de mer ont été effectuées à l'aide d'échelle graduée, par simple visée d'un observateur ou ensuite par l'installation des

marégraphes permettant d'effectuer ce travail de façon automatique et continue à partir du milieu du XIXe siècle (*Wöppelmann, 1997*). Les variations passées, elles, ont été constatées par la géomorphologie, à partir des terrasses marines, des coraux, de sites archéologiques, pour la reconstruction des variations sur plusieurs milliers d'années, comme c'est le cas encore actuellement. Les observations d'avancées ou de reculs des littoraux passés ont conduit à la considération des variations du niveau des océans au cours du temps avec l'idée que, comme les océans sont interconnectés, ces variations doivent correspondre à un signal global, affectant de la même façon l'ensemble des océans. *Suess, 1888* propose alors le concept d'eustatisme. Seules des observations de variations du niveau marin synchrones sur plusieurs continents apporteraient la preuve de l'existence d'une variation du niveau des océans. Pour ce qui est des variations sur des temps beaucoup plus longs, comptés en millions d'années, leur reconstruction repose sur la stratigraphie. Avant les années 70, la reconstruction des variations passées s'appuyait essentiellement sur la description de la lithologie et des fossiles des coupes verticales. Puis leur association avec la connaissance des milieux de dépôts a permis la création de reconstructions paléogéographiques et ensuite l'intégration du temps qui marque la naissance de la stratigraphie séquentielle de faciès, a permis de conduire à une analyse 4D de l'enregistrement stratigraphique à partir des coupes 1D. Mais dans les années 70, le développement des outils de prospection sismique a contribué à faire évoluer l'étude des variations du niveau marin à partir des enregistrements sédimentaires : la façon dont le groupe Exxon a contribué au développement de la stratigraphie sismique, a conduit à une révolution majeure dans l'étude des bassins sédimentaires. Ils se sont appuyés sur une nouvelle forme de données : les enregistrements en sismique réflexion. De l'observation des coupes verticales très localisées, on passe à la possibilité d'une échelle beaucoup plus grande, la considération des cortèges de dépôts à l'échelle des marges continentales, en intégrant leur morphologie. Ils construisent alors des courbes régionales de variations relatives du niveau marin sur diverses marges continentales passives dans le monde, le choix des marges passives apportant, selon les connaissances de ce moment, l'assurance d'évaluer uniquement les variations du niveau marin, la stabilité tectonique supposée de ces marges écartant toute contamination tectonique du signal enregistré.

Cette recherche de la mesure des variations du niveau marin, est à resituer dans le contexte d'une compréhension récente d'un processus influant sur la figure globale de la Terre : la tectonique des plaques, grâce au cheminement des connaissances, de la théorie de Wegener en 1912 jusqu'à la définition de la théorie notamment par *Le Pichon (1968)* en passant par la considération des mouvements internes dans le manteau et la compréhension de la formation des fonds océaniques grâce aux travaux de *Hess (1962)*. Ainsi dans un contexte où la compréhension à l'échelle de la planète de la relation entre les continents et les océans et la dynamique interne est en plein essor, la considération de la Terre dans sa globalité et de l'ensemble des océans en tant qu'océan global ainsi que l'évolution des méthodes de reconstruction des variations du niveau marin, ont conduit à donner la possibilité de rechercher une corrélation de ces variations à l'échelle de la planète. En comparant leurs courbes régionales entre elles, *Vail et al. (1977a)* mettent en évidence des similitudes sur l'enchaînement des transgressions et régressions au cours des intervalles de temps observés. Ils proposent alors que les discordances qui délimitent les séquences sismiques dans les différents bassins qu'ils ont observés, peuvent être considérées comme étant similaires sur l'ensemble des marges et ainsi qu'il est ainsi possible de caractériser les variations du niveau marin par une charte globale. Ceci impose un modèle de niveau marin variant au cours du temps mais avec une amplitude spatialement identique à l'échelle de la Terre à un temps donné : ils reprennent alors le concept d'eustatisme. Leur charte eustatique est alors devenue

un standard universel et est encore utilisée comme référence pour les variations du niveau marin au cours du temps. Ainsi les observations stratigraphiques d'un bassin donné sont souvent confrontées et corrélées à la dernière charte en date du groupe Exxon réalisée par *Haq et al. (1988)*.

Dans ce contexte, *Vail et al. (1977a)* définissent les processus permettant d'expliquer de telles variations uniformes du niveau marin :

- Le tectono-eustatisme : variations du volume des bassins océaniques. Pour expliquer les cycles de variations du niveau marin basses fréquences.
- Le glacio-eustatisme : variations de la masse d'eau dans les bassins océaniques. Pour expliquer les cycles de plus hautes fréquences. Cependant ceci pose un problème soulevé par *Vail et al. (1977a)* eux-mêmes : il n'y a pas d'observations connues de glaciations pour expliquer les variations hautes fréquences avant l'Oligocène.

Il est alors admis que les variations du niveau marin observées dans les enregistrements sédimentaires locaux, sont en fait l'enregistrement de variations à l'échelle globale contrôlées par le tectono-eustatisme et le glacio-eustatisme. Cependant la progression dans la compréhension de la dynamique interne de la Terre et des mouvements horizontaux et verticaux de la lithosphère, associée aux observations, a conduit à la discussion de l'aspect global du concept de l'eustatisme et des processus contrôlant les variations du niveau marin. En effet la comparaison des altitudes et des âges de séquences de terrasses marines retrouvées surélevées ou submergées, montre l'impact local de la tectonique et donc l'importance de la prendre en compte lors de l'estimation de la hauteur du niveau marin et de ses variations (*Pirazzoli, 1978*). Il en est de même de l'observation du contrôle d'événements tectoniques dans la génération des discordances dans les enregistrements sédimentaires (*Agirrezabala and Garcia-Mondéjar 1992* par exemple).

Toutes ces observations s'accompagnent de la compréhension des processus physiques responsables, que ce soit des mouvements tectoniques au niveau des marges continentales ou le réajustement de la lithosphère suite à la fonte de calottes glaciaires (*Walcott 1972 ; Clark et al. 1978*). La compréhension de l'influence de la dynamique interne de la Terre sur les mouvements verticaux de la lithosphère a également permis de considérer son impact sur l'enregistrement des variations du niveau marin (*Gurnis 1992,1993 ; Moucha et al. 2008 ; Conrad and Husson 2009*).

Ainsi ces travaux conduisent à suggérer ou stipuler clairement qu'aucune plate-forme continentale ne peut être considérée comme stable au cours des temps géologiques, pas même les marges passives (*Clark et al. 1978 ; Moucha et al. 2008*). Ceci implique alors directement qu'il devient hasardeux d'essayer d'évaluer une amplitude globale de variation du niveau marin. L'eustatisme est donc fortement discuté avec l'idée principale que les variations du niveau marin sont plutôt le résultat de plusieurs processus différents agissant à des vitesses et des échelles spatio-temporelles différentes sans exclure l'existence de l'eustatisme (*Miall and Miall, 2001*). Ceci est appuyé par les exemples d'enregistrements géologiques de variations du niveau marin locales qui ne peuvent être expliquées comme résultant de l'eustatisme à cause de l'amplitude, la longueur d'onde et la vitesse du phénomène. Ainsi le niveau marin a alors été également considéré en relation avec les marges et plates-formes continentales, il ne s'agit plus de niveau marin absolu mais relatif. Cependant la quête de la caractérisation du niveau marin absolu ne disparaît pas pour autant.

La figure 1 permet de confronter la définition actuelle d'eustatisme et niveau marin relatif telle que nous l'utiliserons :

- L'eustatisme ou variations uniformes du niveau marin décrit une augmentation ou une diminution du niveau marin qui affecte avec la même amplitude l'ensemble des océans. Elles correspondent aux variations de la distance moyenne de la mer au centre de masse de la Terre. Ces variations sont donc considérées selon un repère fixe, externe aux mouvements terrestres, elles sont donc considérées comme absolues.
- Les variations du niveau marin relatif ou variations non uniformes du niveau marin décrivent une augmentation ou une diminution du niveau marin observé en relatif par rapport à un repère local.

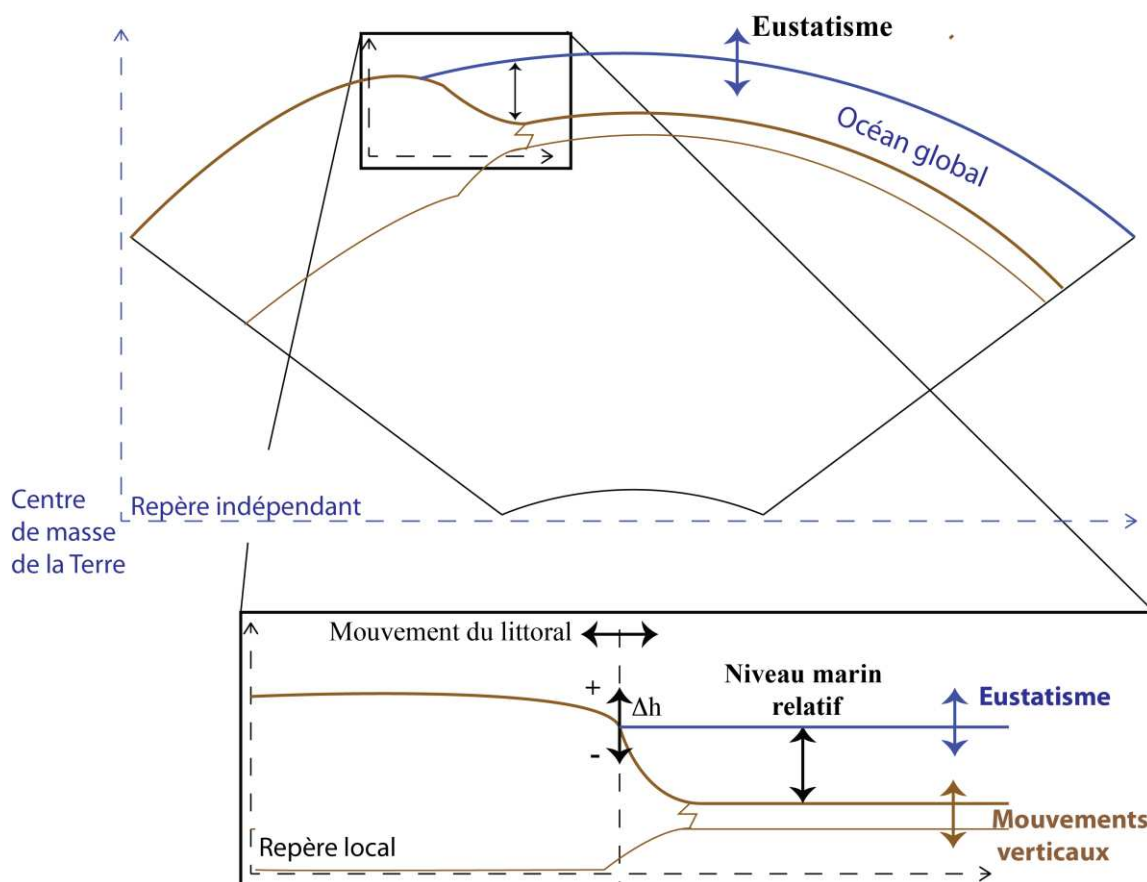


Figure 1 : Définition du niveau marin relatif et de l'eustatisme

Schéma illustrant les différences entre le niveau marin relatif et l'eustatisme. Δh , variations du niveau marin relatif

Actuellement l'héritage du concept d'eustatisme est encore fortement présent et toujours considéré comme une référence mais la considération et la compréhension d'autres processus à l'origine des variations du niveau marin, continuent à montrer que le niveau marin ne peut être considéré que du seul point de vue de l'eustatisme. Ainsi dans ce contexte, nous avons choisi de ne pas discriminer les variations du niveau marin selon leur origine eustatique ou relative mais de nous appuyer sur leurs caractéristiques à savoir :

- Le temps :

Les différents enregistrements témoignant de variations du niveau marin au cours des temps géologiques ou les observations actuelles montrent que le niveau de la mer varie différemment suivant l'intervalle de temps observé : allant par exemple de millions d'années pour les variations à long terme, avec les périodes de hauts et bas niveaux marins décrites par exemple par les travaux de *Haq et al. (1988)*, ou sur plusieurs siècles avec l'observation de l'élévation actuelle du niveau de la mer (*Cazenave et al., 2003* pour le 20^{ème} siècle) ou encore sur quelques heures avec les systèmes de marées ou phénomènes de tempêtes.

- L'espace ou longueur d'onde :

Il est montré que le niveau de la mer a augmenté de façon globale d'environ 2,5 mm/an sur plus de 10 ans (*Cazenave et al., 2003*) mais les cartes obtenues grâce aux acquisitions satellites, montrent une grande variabilité spatiale des variations du niveau marin. De même *Clark et al. (1978)* ont montré la présence de réponses différentes suite à la fonte de calottes glaciaires, contre l'idée de variations uniformes suggérées par *Vail et al. (1977a)*.

- L'amplitude :

Celle-ci peut varier de façon importante selon le processus responsable de la variation, pouvant s'élever à plusieurs mètres. La détermination de l'amplitude des variations du niveau marin, implique la détermination d'une référence. Toute mesure de variations est alors calculée en fonction de cette référence. Le niveau marin peut être lui-même utilisé comme un niveau de référence, si l'on considère un niveau moyen.

Ces trois notions sont liées : en effet une amplitude de plus ou moins dix mètres n'aura pas la même signification si elle se produit sur des millions d'années ou sur quelques heures, il en est de même si elle s'étend sur une surface de plusieurs kilomètres carrés ou sur quelques mètres carrés. Elles sont régies par des processus qui imposent donc le temps, la longueur d'onde et l'amplitude de ces variations du niveau marin. Ainsi la partie suivante est consacrée à ces différents processus.

1.2. Processus responsables des variations du niveau marin et des mouvements verticaux de la lithosphère : longueurs d'onde, amplitudes et temps d'action

Actuellement, même si les processus à l'origine des mouvements verticaux de la lithosphère et influençant le niveau marin sont connus et pour la plupart modélisés, les données et les observations sont encore insuffisantes pour contraindre au mieux ces modèles et notre connaissance sur les caractéristiques de ces processus. Ainsi dans cette partie, nous

faisons un point sur ce que nous connaissons actuellement de ces processus, ceci en estimant et discutant systématiquement pour chacun d'eux, leurs longueurs d'onde et leurs amplitudes respectives. De même, nous les avons distingués selon leur temps d'action caractéristique, à long terme d'abord, puis à moyen et court terme, afin de mieux pouvoir les associer aux observations et résultats que nous avons obtenus pour la suite de ce travail.

1.2.1. Processus opérant à long terme

1.2.1.1. Le tectono-eustatisme : variations du volume du bassin océanique

Le volume d'eau sur Terre étant supposé constant, si la profondeur et la forme des bassins océaniques varient, cela aura un impact sur l'élévation ou la chute du niveau marin. Or la bathymétrie est contrôlée principalement par :

- *Le refroidissement de la lithosphère (selon l'âge de la lithosphère)*

En s'éloignant de l'axe de la dorsale où est produite la nouvelle croûte océanique, la croûte plus ancienne refroidit, se contracte et devient alors plus dense. Elle pèse de plus en plus sur l'asthénosphère jusqu'à devenir plus dense et ainsi s'enfoncer dans l'asthénosphère (figure 2).

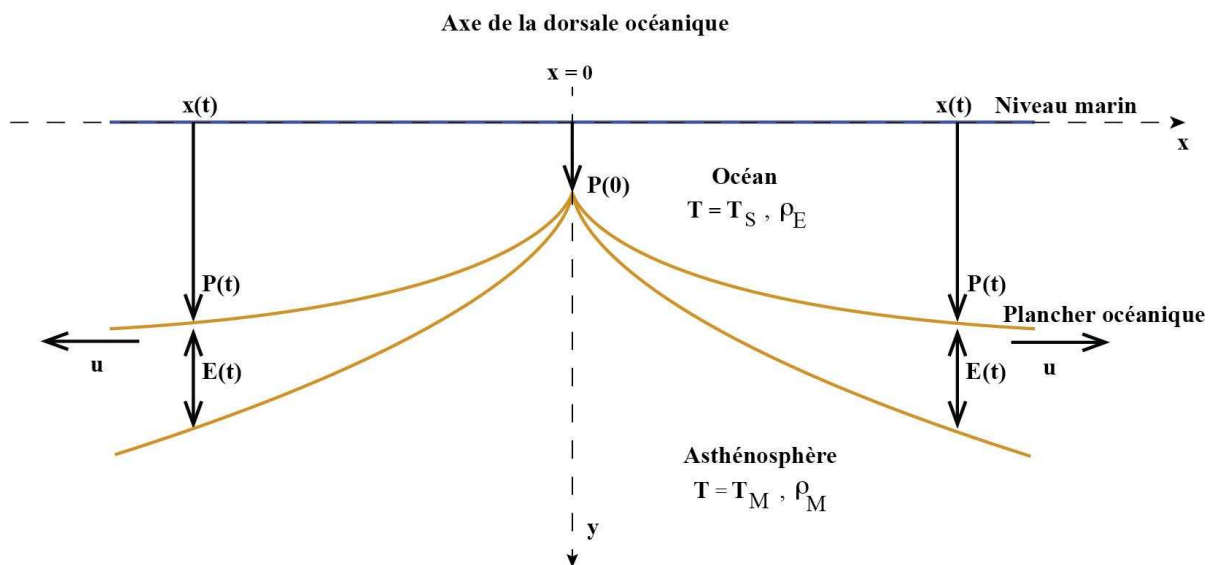


Figure 2 : Subsidence thermique de la croûte océanique (modifié à partir de Turcotte and Schubert 2002)

Schéma traduisant l'évolution de la profondeur de la surface de la lithosphère océanique, soit du plancher océanique, suivant la distance à l'axe de la dorsale océanique au cours du temps. $P(0)$, la profondeur de la lithosphère océanique au temps zéro, à l'axe de la dorsale; $P(t)$, la profondeur de la croûte océanique à un temps t ; $E(t)$, l'épaisseur de la lithosphère océanique à un temps t ; $x(t)$ la distance à l'axe de la dorsale à un temps t ; T_S et ρ_E , la température en surface et la densité de l'eau, T_M et ρ_M , la température du manteau et la densité du manteau; u la vitesse d'expansion de la dorsale.

$P(0)$ est la profondeur du sommet de la dorsale, elle est en moyenne de 2,5 km.

Les anomalies magnétiques enregistrées par les roches de la croûte océanique et les forages, permettent d'observer l'augmentation de l'âge de la lithosphère océanique en fonction de l'augmentation de la distance à l'axe de la dorsale et ainsi de reconstituer les vitesses d'expansion au cours du temps. Ce qui nous intéresse, c'est d'estimer l'impact des variations de la bathymétrie sur les variations du niveau marin. Ainsi, pour modéliser ce processus afin d'avoir une estimation théorique de la bathymétrie en fonction de l'âge de la lithosphère, il faut considérer les paramètres suivants :

- Le transfert de la chaleur

L'équation (1) traduit les variations de température en fonction du temps et de l'espace par diffusion de la chaleur dans une dimension.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \quad (1)$$

T étant la température, κ la diffusivité thermique, t le temps et y la profondeur.

Le refroidissement de la lithosphère océanique peut se traduire par un modèle de refroidissement par conduction d'un demi- espace semi- infini, avec comme conditions aux limites :

$$T = T_M \quad \text{en} \quad x = 0, \text{ soit à l'axe de la dorsale.}$$

$$T = T_s \quad \text{en} \quad y = 0, \text{ soit en surface.}$$

$$T = T_M \quad \text{quand} \quad y \rightarrow \infty$$

Ainsi le profil de température de la lithosphère océanique est décrit selon **l'équation** (2).

$$\frac{T - T_s}{T_M - T_s} = \text{erf}\left(\frac{y}{2\sqrt{\kappa t}}\right) \quad (2)$$

avec,

$$\text{erf}(y) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^y e^{-y'^2} dy$$

- La relation entre la densité et la température

Le refroidissement de la lithosphère océanique implique sa contraction et l'augmentation de sa densité. Cette variation de densité $d\rho$ dépend du coefficient volumique de dilatation thermique α_v des roches de la lithosphère : $d\rho = -\rho\alpha_v dT$.

- L'isostasie

Dans le cas du refroidissement de la lithosphère océanique, le réajustement isostatique induit par le poids de celle-ci peut se produire grâce aux propriétés rhéologiques du manteau qui se comporte comme un fluide sur les temps géologiques. Il flue sous le poids de la lithosphère qui augmente avec son âge. Chaque colonne de matériel, colonne d'eau + lithosphère océanique + asthénosphère, a le même poids. Le poids du matériel d'une colonne verticale de hauteur $[P+E]$ est $\rho_M(P+E)$ et le poids par unité de surface d'une colonne de matériel d'âge quelconque est : $\int_0^E \rho dy + P\rho_E$. Le principe d'isostasie implique alors l'équation (3).

$$\rho_M(P+E) = \int_0^E \rho dy + P\rho_E \quad (3)$$

Ces trois paramètres sont ainsi déterminants pour décrire l'évolution de la profondeur du plancher océanique en fonction de l'âge de la lithosphère océanique.

L'équation (4) permet d'exprimer cette relation qui évolue en fonction de la racine carrée de l'âge de la lithosphère :

$$P(t) = \frac{2\rho_M \alpha \Delta T}{\rho_M - \rho_E} \sqrt{\frac{\kappa}{\pi} t} \quad (4)$$

t est correspond à l'âge de la lithosphère océanique. $\Delta T = T_M - T_S$, avec T_M la température du manteau avec une densité ρ_M et T_S la température en surface ; ρ_E , la densité de l'eau, κ la diffusivité thermique, α le coefficient de dilatation thermique du matériau.

Le profil théorique de l'évolution de la profondeur du plancher océanique en fonction du temps (figure 3) montre alors que plus la lithosphère océanique est ancienne, donc plus elle est éloignée de l'axe de la dorsale et plus la profondeur à laquelle se situe le plancher océanique augmente.

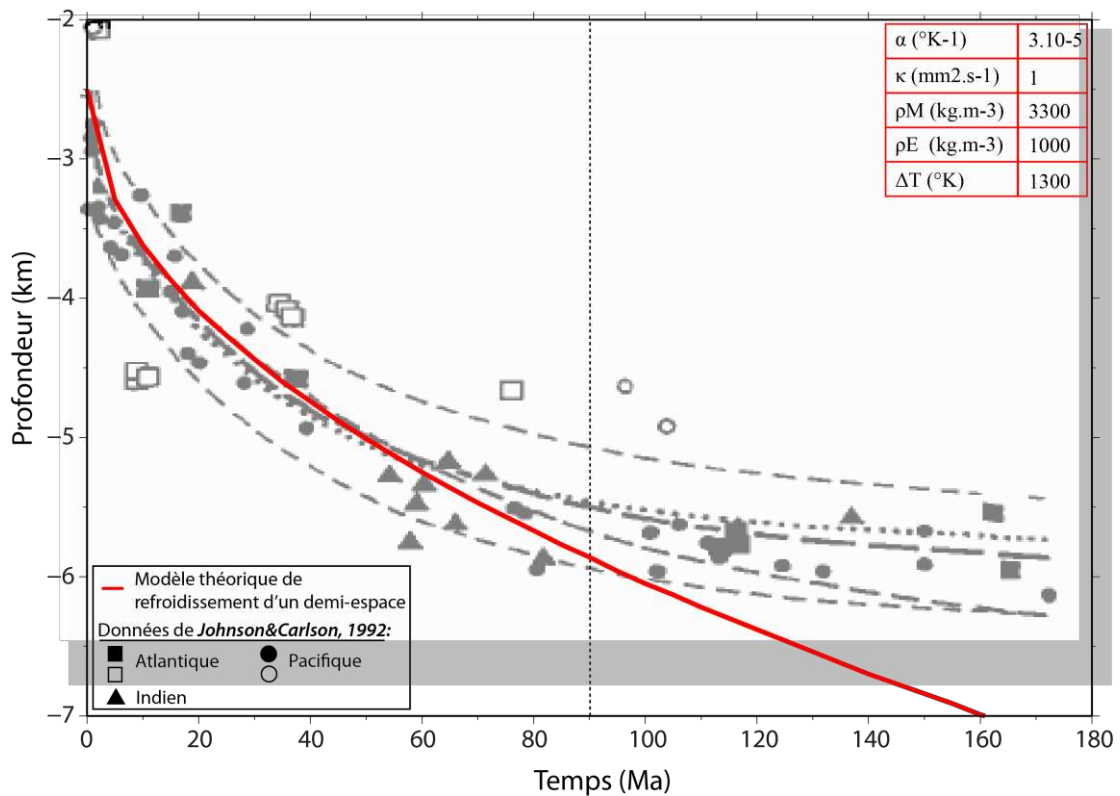


Figure 3 : Evolution de la bathymétrie en fonction du temps

Estimation de la profondeur du plancher océanique à partir du modèle de refroidissement d'un demi-espace semi-infini (équation (4)) et des paramètres figurant dans le tableau sur la figure. Les données représentées proviennent des sites de forages des projets DSPD (Deep Sea Drilling Project) et ODP (Ocean Drilling Project) (Johnson and Carlson, 1992). La ligne pointillée correspond à $t = 90\text{Ma}$, temps à partir duquel les profondeurs calculées par le modèle sont systématiquement surestimées par rapport aux données.

Cependant la figure 3 montre également que ce profil théorique a ses limites. En effet les données de forage sur la croûte océanique des océans Pacifique, Atlantique et Indien, montrent qu'à partir de 90 Ma, le modèle surestime systématiquement la profondeur du plancher océanique. Cette différence proviendrait d'un réchauffement de la base de la lithosphère océanique plus ancienne Turcotte and Schubert (2002) qui s'expliquerait selon deux hypothèses différentes par : la mise en place d'une convection petite échelle dans la lithosphère inférieure et l'asthénosphère ou le transfert de la chaleur des plumes mantelliques à la base de la lithosphère.

Les données et le modèle permettent tout de même de mettre en évidence que plus un océan est ancien, plus la surface de la croûte océanique est importante et ancienne et donc plus sa bathymétrie moyenne sera profonde et ainsi plus le volume d'eau qu'il pourra contenir sera grand. Ainsi, si l'âge moyen de la lithosphère océanique varie au cours des temps géologiques, la conséquence sera une variation du niveau marin eustatique. L'ouverture de nouveaux bassins océaniques au profit d'un océan plus ancien après la dislocation d'un supercontinent, peut contribuer à une diminution de l'âge moyen de la lithosphère. Dans ces conditions, la diminution du volume du bassin océanique global contribuerait alors à une hausse du niveau marin eustatique. Cependant, l'âge de la lithosphère n'est pas le seul facteur de contrôle de la bathymétrie, le volume total occupé par les dorsales est un facteur important.

▪ *Le volume des dorsales*

Une augmentation du volume moyen des dorsales contribue à la diminution du volume du bassin océanique global. Ce volume qu'elles occupent dans le bassin océanique global est dépendant de leur longueur totale (Worsley et al., 1984) et de leur vitesse d'expansion (Gaffin 1987; Pitman 1978). En effet, comme le montre la **relation** (4), la profondeur du plancher océanique dépend de la distance à l'axe de la dorsale x qui augmente au cours du temps et des demi- vitesses u auxquelles s'éloigne la lithosphère océanique de l'axe de la dorsale. La figure 4 illustre la façon dont évolue la bathymétrie en fonction de l'éloignement à l'axe de la dorsale et des différentes demi- vitesses d'expansion océanique (seule la moitié d'une dorsale est considérée).

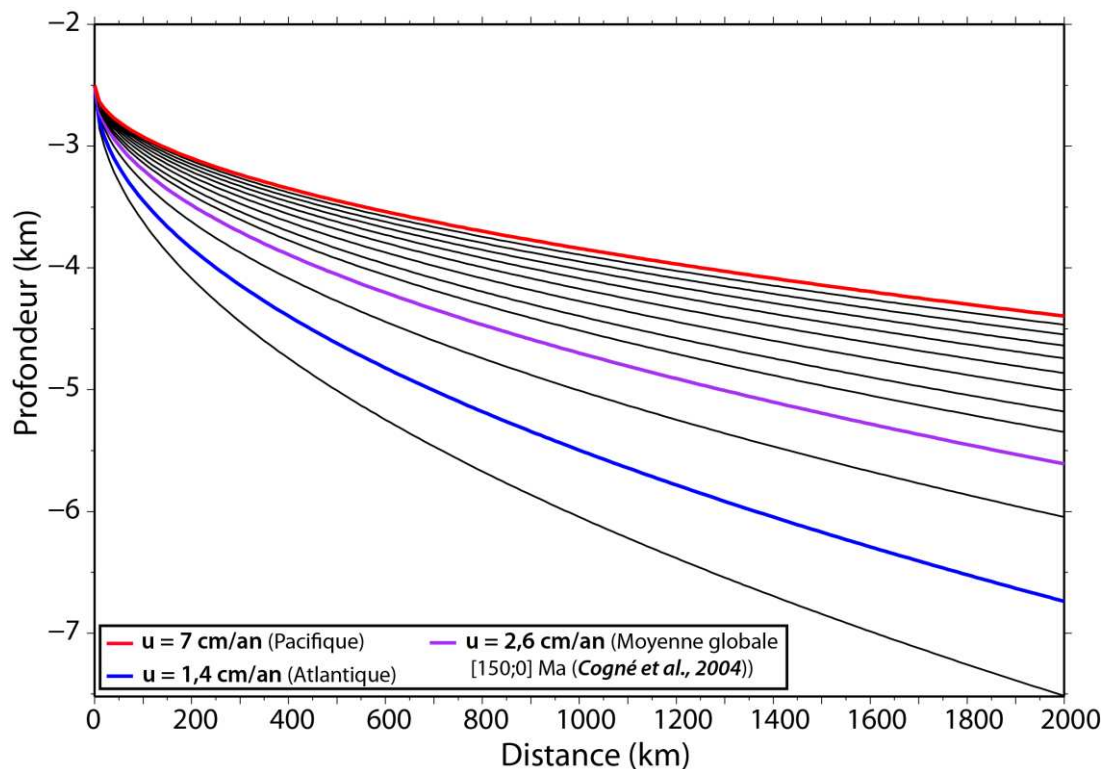


Figure 4 : Evolution théorique de la bathymétrie d'un bassin océanique en fonction de la distance à l'axe de la dorsale et suivant différentes demi- vitesses d'expansion océanique

Ainsi la figure 4 montre que plus la vitesse d'expansion est faible, plus le bassin océanique sera profond et donc plus son volume sera important. En effet, pour une vitesse d'expansion faible, le volume occupé par la dorsale dans le bassin océanique est moins important que si la vitesse est plus élevée. Ainsi, pour une distance à la dorsale donnée, le volume occupé par la dorsale est plus ou moins important suivant la vitesse d'expansion et donc contrôle le volume du bassin océanique. De la même façon, si la longueur des dorsales océaniques varie, le volume total occupé par celles-ci induit une variation du volume du bassin océanique global.

La figure 5 permet de visualiser la morphologie type d'un bassin océanique quelconque. Nous considérons que celui-ci est composé de deux parties : une supérieure, de hauteur $P(0)$, qui est située au-dessus de la crête de la dorsale et une inférieure, de hauteur $P(t)$, constituée du volume de la dorsale et de deux volumes d'eau V_e séparés par l'axe de la dorsale. La surface d'une des sections de ces volumes est nommée S_e sur la figure 5.

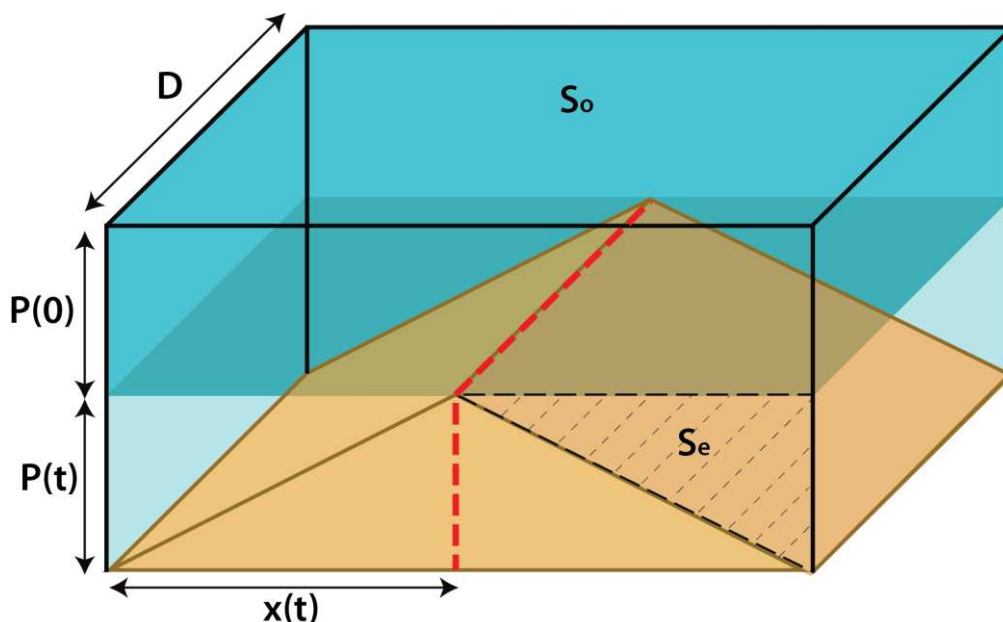


Figure 5 : Schéma d'un bassin océanique quelconque

S_o est la surface du bassin; D correspond à la longueur de la dorsale, mise en évidence par la ligne pointillée rouge qui permet également de marquer la moitié de la largeur de la dorsale, $x(t)$. $P(0)$ est la profondeur de la crête de la dorsale et $P(t)$ la profondeur du plancher océanique à partir de la crête de la dorsale. S_e est la surface de hauteur $P(t)$ et largeur $x(t)$, du volume juste au-dessus de la dorsale.

La variation de hauteur d'eau, Δh , provoquée par l'évolution de la bathymétrie du bassin est la différence de volume engendrée par cette variation, répartie sur la surface S_o , qui, elle, reste constante ($\Delta h = \frac{\Delta V}{S_o}$).

Sachant que $S_e = \int_0^t P(t)dt$, le volume total du bassin au-dessus de la dorsale dépend de l'évolution de la profondeur du plancher océanique et de la longueur D des dorsales ($V_e = DS_e$).

L'évaluation de l'évolution de la vitesse d'expansion des dorsales et de leur longueur repose principalement sur les reconstructions du mouvement des plaques. Cependant la subduction du plancher océanique au cours du temps impose une difficulté pour l'estimation des vitesses d'expansion et de la longueur des dorsales au cours du temps (Rowley 2002 ; Rowley 2008). Ces incertitudes expliquent l'absence d'un consensus sur les amplitudes des variations des vitesses d'expansion des dorsales et de leur longueur au cours des temps géologiques (e.g. Kominz 1984 ; Larson 1991 ; Cogné and Humler 2004 ; Cogné and Humler 2004 ; Müller et al. 2008). D'après Cogné and Humler (2004) la vitesse d'expansion océanique est restée lente et à peu près stable au cours du temps, avec une vitesse moyenne

globale depuis au moins 150 millions d'années, d'environ 2,6 cm/an. Ceci impliquerait donc que ce facteur n'ait pas eu d'impact sur les variations du niveau marin durant cette période de temps et que la variation de l'âge de la lithosphère est le facteur dominant. *Cogné et al. (2006)* ont montré que l'âge moyen de la lithosphère océanique a varié de 56 à 62 Ma \pm 0,2 Ma de 0 à 180 Ma. En considérant les modèles d'estimation de la profondeur en fonction de l'âge de la lithosphère de *Stein and Stein (1992)* et *Humler et al. (1999)*, ils ont évalué que la variation de l'âge de la lithosphère océanique durant le Crétacé moyen a pu engendrer une hausse du niveau marin global de 90 à 110 m. *Müller et al. (2008)* estiment une variation de même ordre de grandeur mais montrent que les effets à la fois de la dynamique des dorsales et de la variation de l'âge de la lithosphère doivent être considérés. Nous reviendrons plus précisément sur les discussions autour des estimations de l'impact de la dynamique des dorsales et de l'âge moyen de la lithosphère durant le Crétacé moyen dans le chapitre 3.

Ainsi la vitesse d'expansion moyenne des dorsales océaniques, si elle varie, et la variation de l'âge moyen de la lithosphère océanique, contrôlent le volume moyen du bassin océanique global et par conséquent les variations du niveau marin eustatiques. L'amplitude de ces variations est de l'ordre de \pm 100 à 150 m (*Cogné et al., 2006 ; Müller et al. 2008*) au cours des temps géologiques.

1.2.1.2. La production des plateaux océaniques

A partir des années 70, grâce au développement de la sismique réflexion et réfraction, plusieurs régions avec une croûte océanique surépaissie, pour certaines au delà de 30km, ont été découvertes. Ces très grandes provinces magmatiques ou plateaux océaniques comparables aux trapps sur les continents, se sont mises en place d'après les datations seulement en 2 à 3 millions d'années. La plupart des plateaux encore présents actuellement, se sont formés durant le Crétacé (*Kerr and Mahoney 2007; Larson 1991*, figure 6).

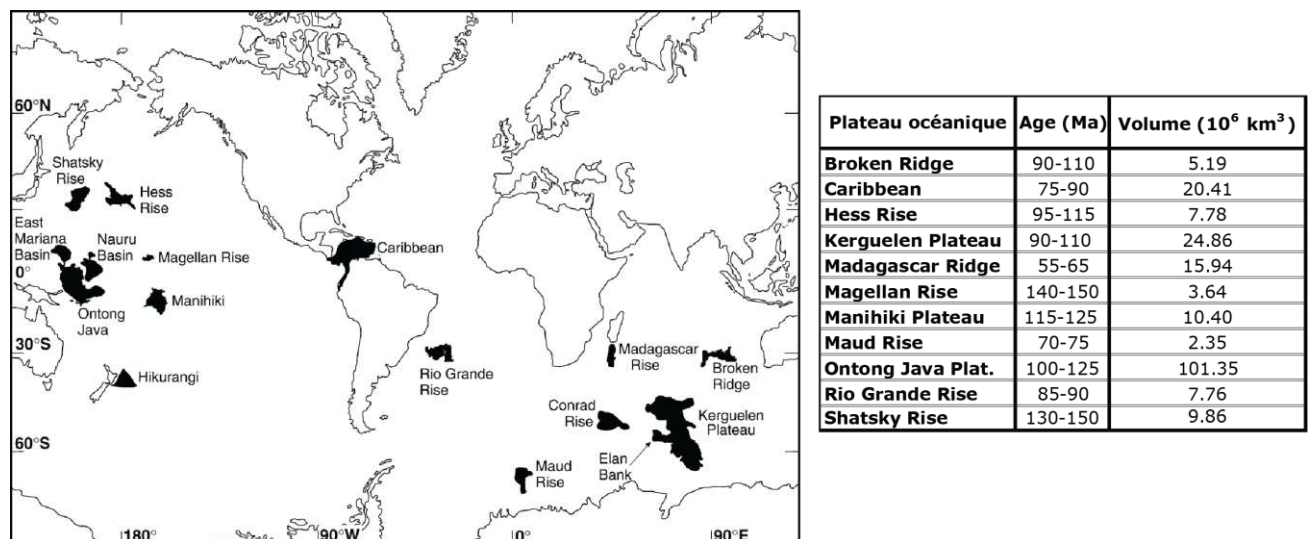


Figure 6 : Plateaux océaniques mis en place durant le Crétacé (à partir de *Kerr and Mahoney 2007* pour la carte et de *Larson 1991* pour les valeurs du tableau)

Leur volume pouvant atteindre jusqu'à environ $100 \cdot 10^6$ km³, le volume total qu'ils occupaient est suffisant pour diminuer le volume de l'océan global et ainsi provoquer une transgression. En effet, le volume total de ces plateaux (tableau de la figure 6) est de $209 \cdot 10^6$ km³, soit environ 15% du volume total des océans. Une mise en place instantanée (sans

aucune compensation isostatique) impliquerait donc une augmentation du niveau marin de l'ordre de 578 m. Cependant ces charges sur la lithosphère sont compensées par isostasie au cours du temps. Ainsi, de façon plus réaliste, une compensation isostatique totale (avec $\rho_{\text{eau}}=1030 \text{ kg/m}^3$; $\rho_{\text{manteau}}=3300 \text{ kg/m}^3$; $\rho_{\text{basalte}}=3000 \text{ kg/m}^3$) impliquerait une augmentation du niveau marin d'environ 75 mètres. Cet ordre de grandeur est comparable à l'estimation de *Hardebeck and Anderson (1996)* d'une variation d'environ 60 mètres induite par leur mise en place durant le Crétacé, entre 120 et 70 Ma. De même, *Müller et al. (2008)* estime une variation de l'ordre de 100 m, pour la mise en place des plateaux entre 140 et 80 Ma. Cette estimation dépend de la reconstruction du volume des plateaux océaniques à partir de leur topographie et de la compensation isostatique mais également du contexte dans lequel ceux-ci se sont formés : sur une dorsale ou si une partie a été subductée. Cet ordre de grandeur permet tout de même d'estimer que ce processus intervient de façon non négligeable sur les variations du niveau marin globales à long terme en particulier ici pour le Crétacé.

1.2.1.3. Orogénèse et sédimentation

Les marges continentales, qu'elles soient actives ou passives, sont soumises à des processus influant sur les mouvements verticaux ou le comblement des bassins. Ceux-ci peuvent alors induire des variations du niveau marin local ou global.

- *La sédimentation : comblement et charge sédimentaire*

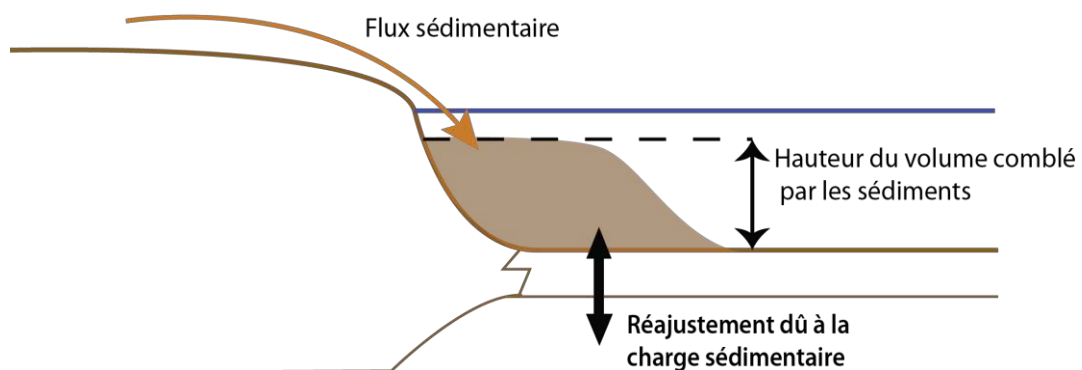


Figure 7 : Sédimentation et isostasie au niveau des marges

Sans considérer d'éventuels mouvements tectoniques et variations du niveau marin induits par d'autres processus, si le volume de sédiments augmente dans le bassin, cela implique une diminution du volume du bassin océanique. Une variation du volume occupé par les sédiments dans le bassin océanique global, peut donc impliquer une variation du niveau marin global.

Pour évaluer l'impact de ce processus, nous prenons pour exemple le volume de sédiments accumulés dans le delta le plus important actuellement, le delta du Bengale, qui reçoit les sédiments résultant de l'érosion de l'Himalaya. Celui-ci a commencé à se former il y a environ 50 millions d'années, lors de la collision de la plaque indienne avec la plaque eurasiennne. Ce delta représente le plus gros apport actuel de sédiments avec un volume actuel de $1,27 \cdot 10^7 \text{ km}^3$ (*Goodbred Jr. and Kuehnb, 2000*).

Ainsi, si ce volume est réparti sur l'ensemble de la surface de l'océan global, la hauteur comblée par les sédiments est d'environ 35 mètres en 50 millions d'années, ce qui représente une hausse du niveau marin de l'ordre de 0,7m/Ma. Cependant l'apport d'un

volume de sédiments va surcharger la lithosphère par rapport à un bassin uniquement rempli d'eau et va donc entraîner une subsidence de la lithosphère afin d'obtenir l'équilibre isostatique. En considérant la compensation isostatique totale de ce volume de sédiments, sa mise en place induirait une hausse du niveau marin d'environ 14 mètres en 50 millions d'années (avec $\rho_{\text{eau}}=1030 \text{ kg/m}^3$; $\rho_{\text{manteau}}=3300 \text{ kg/m}^3$; $\rho_{\text{sédiments}}=2400 \text{ kg/m}^3$), soit une vitesse de 0,3 m/Ma. Une si faible vitesse de variation ne peut être discernée à partir d'enregistrements sédimentaires dans les bassins.

Pour aller plus loin, nous considérons l'ensemble du volume associé aux reliefs actuels, y compris leur racine, ce qui représente un volume total de $2,16 \cdot 10^8 \text{ km}^3$. Ce volume peut alors représenter le volume total de sédiments présents dans les océans, si l'ensemble des reliefs était totalement érodé et dans l'hypothèse que l'ensemble de celui-ci était précipité dans les océans. Ceci conduirait alors à une hausse du niveau marin de 600 mètres. Compensé isostatiquement totalement, il induirait une hausse de 237 mètres. Ceci permet de donner une estimation maximale de l'impact de la sédimentation sur la variation du niveau marin.

Müller et al. (2008) ont estimé, à partir d'une reconstruction de la variation de l'épaisseur des sédiments sur le plancher océanique au cours du temps, un impact sur le niveau marin global de ± 60 mètres. Cependant l'incertitude sur l'épaisseur des sédiments évaluée peut être jusqu'à ± 25 mètres, selon l'estimation de *Müller et al. (2008)*.

La sédimentation induit donc des variations du volume de l'océan global à long terme mais l'estimation de l'amplitude des variations qu'elle induit sur le niveau marin au cours du temps comporte des incertitudes.

- *Orogénèse : épaissement et diminution de la surface continentale*

Les phases de collision continentale, favorisent les orogénèses et réduisent ainsi la surface continentale totale, ce qui réciproquement conduit à l'augmentation de la surface océanique totale (*Worsley et al., 1984*). Celle-ci conduit alors à une chute du niveau marin. Ceci implique donc que durant les périodes associées à la présence d'un supercontinent, une chute du niveau marin eustatique sera associée. Inversement, la dislocation d'un supercontinent sera associée à une hausse du niveau marin eustatique. Cependant les variations de la surface continentale totale sont faibles et n'induisent qu'une faible variation du niveau marin eustatique n'excédant pas environ 10 mètres (*Miller et al., 2005*).

1.2.1.4. La topographie dynamique

L'origine des variations à long terme du niveau marin a été et est encore débattue notamment sur la part de l'eustatisme, pour expliquer les enregistrements géologiques montrant des transgressions ou régressions au cours des temps géologiques (*Miall and Miall, 2001*). Un autre processus est finalement de plus en plus pris en compte : les mouvements verticaux de la lithosphère induits par les flux dans le manteau.

- *Principe : déformation de la Terre solide*

La topographie dynamique résulte de l'interaction entre les flux dans le manteau et la lithosphère (*Hager et al. 1985 ; Mitrovica et al. 1989*).

Les flux dans le manteau sont générés par la présence de matériel d'une densité plus élevée ou plus faible que celle du manteau. Le gradient de température dans le manteau induit en effet des variations de densités par dilatation thermique. Les anomalies de densités induisent une instabilité : selon le principe d'Archimède, un matériel chaud moins dense que son fluide encaissant entraîne un déplacement dans un flux ascendant. A l'inverse, un matériel froid plus dense que son encaissant conduit à un flux descendant (figure 8). Ces flux interagissent avec les différentes interfaces, en particulier la limite noyau-manteau ou la lithosphère (Hager *et al.* 1985 ; Panasyuk and Hager 2000). Par exemple, un flux descendant de matériel froid induit une traction de la lithosphère alors qu'un matériel chaud ascendant induit une poussée sous la lithosphère. Cette flexure de la lithosphère engendre alors respectivement soit une déflection soit un bombement en surface maintenu par les flux sous-jacents (figure 8). Une telle déformation n'aurait pas lieu s'il n'y avait pas déplacement des anomalies de densités. Ce signal topographique s'oppose alors par son origine dynamique à la topographie générée par isostasie.

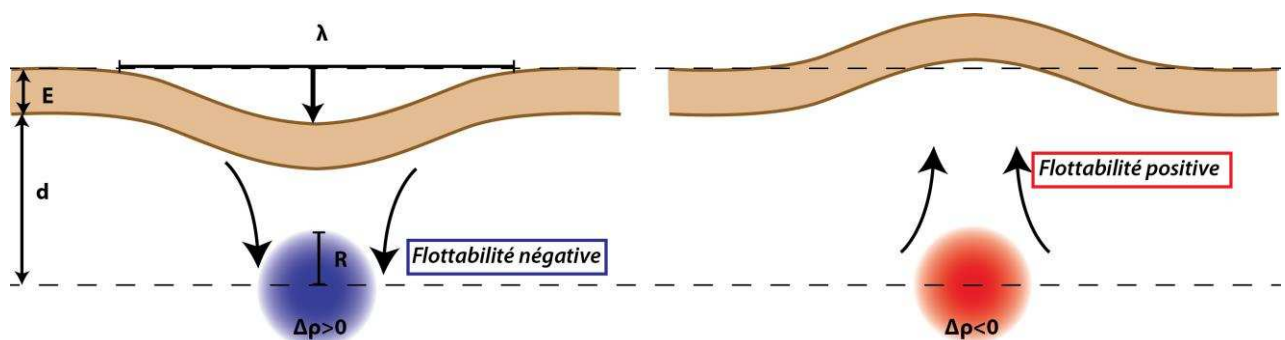


Figure 8 : Déformation de la lithosphère causée par des anomalies de densités dans le manteau

$\Delta\rho$ est le contraste de densité. λ est la longueur d'onde de la déformation de la lithosphère. E est l'épaisseur élastique de la lithosphère. d la distance à laquelle se situe l'anomalie de densité de rayon R par rapport à la lithosphère.

Le déplacement des anomalies de densité est freiné par la résistance visqueuse du manteau et la diffusion thermique qui tend à rétablir la différence de température entre l'encaissant et le matériel plus chaud ou plus froid. Ces paramètres et la poussée d'Archimède subie par l'anomalie caractérisent ainsi sa flottabilité qui représente la résultante verticale des forces exercées sur le fluide. Si celle-ci est positive, le déplacement du fluide est dirigé vers le haut, à l'inverse il est dirigé vers le bas si la flottabilité est négative (figure 8).

Prenons l'exemple du déplacement, à la vitesse u d'un élément sphérique de rayon R et de densité ρ_s au sein du manteau de densité ρ_m .

La sphère est soumise à la force d'Archimède (F_A) qui agit sur son volume.

$$F_A = \Delta\rho g \left(\frac{4}{3} \pi R^3 \right)$$

avec $\Delta\rho$ la différence de densité entre la sphère et le manteau, g la constante d'accélération gravitationnelle.

Dans le cas où la chaleur se diffuse moins vite que la quantité de mouvement (nombre de Prandtl supérieur à 1), la sphère ne se refroidit pas ou peu pendant son déplacement, elle n'est alors freinée que par la force visqueuse. Selon la loi de Stokes la force visqueuse (F_v) d'un fluide sur une sphère en déplacement dans ce fluide se traduit par :

$$F_v = 6\pi\mu R u$$

avec μ la viscosité du manteau, u est la vitesse de déplacement de la sphère à l'équilibre, lorsque seule la force visqueuse s'oppose au poids et à la poussée d'Archimède ; R le rayon de la sphère.

A l'équilibre, pour $F_A = F_v$ la vitesse de déplacement de la sphère peut être exprimée de la façon suivante :

$$u = \frac{2(\rho_m g \alpha \Delta T R^2)}{9\mu}$$

avec $\Delta\rho = \rho_m \alpha \Delta T$ et ρ_m la densité du manteau, α le coefficient de dilatation thermique et ΔT le contraste de température entre le manteau et la sphère de rayon R et μ la viscosité du manteau ; g la constante d'accélération gravitationnelle.

La vitesse de déplacement de la sphère dépend ainsi du contraste de température entre la sphère et le manteau qui va déterminer le contraste de densité, la taille de la sphère et la viscosité du manteau. Cette relation permet de mettre en évidence que les deux variables les plus influentes sur la vitesse de la sphère sont sa taille et la viscosité du fluide dans lequel elle se déplace.

Par exemple, pour une même viscosité, une sphère de 300 km de rayon a une vitesse de 38 km/Ma (en considérant les caractéristiques suivantes : $\rho_m = 4\,000 \text{ kg.m}^{-3}$; $g = 10 \text{ m.s}^{-2}$; $\alpha = 3.10^{-5} \text{ K}^{-1}$; $\Delta T = 500 \text{ K}$; $\mu = 10^{22} \text{ Pa.s}$). Si sa taille est doublée, sa vitesse sera quatre fois supérieure (elle est d'environ 151 km/Ma pour une sphère de 600 km de rayon). Pour une sphère de 300 km, si la viscosité est un ordre de grandeur plus faible, la vitesse sera un ordre de grandeur plus élevée (elle est de 380 km/Ma pour une viscosité de 10^{21} Pa.s).

Ainsi par exemple une sphère de 300 km de rayon (dont les propriétés sont décrites ci-dessus) au sein d'un manteau isovisqueux de l'ordre de 10^{22} Pa.s mettra environ 75 millions d'années pour traverser entièrement une épaisseur équivalente à celle du manteau et arriver sous la lithosphère (en supposant que la sphère circule dans un milieu infini). Les conditions

réelles de la structure interne de la Terre sont plus complexes, puisque le manteau n'est pas infini et que sa viscosité varie radialement et latéralement. Cet exercice permet tout de même d'estimer que le temps de variations des flux dans le manteau se produit à long terme (i.e. sur des temps « géologiques »), au moins de l'ordre du million d'années, du fait de la viscosité du manteau. Le temps caractéristique de variation de la topographie dynamique est donc dépendant de ces vitesses, soit supérieur au million d'années d'après l'estimation faite ci-dessus. Ceci est en accord avec l'estimation faite par exemple par *Gurnis (1990a)* ; *Gurnis (1990b)* ; *Gurnis (1993)*.

L'amplitude de la déformation en surface et sur les interfaces internes est fortement dépendante de la structure en viscosité. En effet, si la sphère est freinée par la présence en profondeur d'un fluide plus visqueux que le précédent, les contraintes sur la surface seront plus faibles et la déformation sera donc de moindre amplitude qu'en présence d'un fluide isovisqueux ou avec un faible contraste de viscosité (*Ricard et al. 1984* ; *Richards and Hager 1984*). *Ricard et al. (1984)* ; *Richards and Hager (1984)* ont ainsi montré qu'une différence de viscosité d'un facteur de l'ordre de 30 serait nécessaire pour limiter la déformation en surface (*Ricard et al., 2006*).

L'amplitude et la longueur d'onde de la déformation de la lithosphère sont ainsi contrôlées principalement par la taille et la profondeur des anomalies de densités ainsi que par l'intensité des flux dans le manteau, dépendante de la structure de viscosité de celui-ci. La modélisation du signal de topographie dynamique est donc dépendante de ces paramètres. La tomographie sismique fournit une imagerie des contrastes de vitesse de propagation des ondes sismiques dans l'ensemble du manteau, à l'échelle régionale et globale. Des modèles permettent de traduire les anomalies de vitesse liées à des anomalies de température en anomalies de densité (e.g. *Simmons et al. 2009*). Cependant les estimations peuvent être différentes suivant les modèles, ce qui impacte les estimations du signal de topographie dynamique comme il l'est discuté par exemple par *Boschi et al. (2010)*. Ils montrent que les prédictions du signal de topographie dynamique pour la Méditerranée sont affectées par le choix de différents modèles de tomographie.

Le paramètre le moins contraint est la structure en viscosité dans le manteau. Il n'existe pas de consensus sur cette structure (ceci sera discuté plus précisément dans la partie 1.2.2.1). Différentes structures de viscosité sont donc utilisées suivant les modèles.

▪ *Observations et modélisation*

Les modèles globaux de flux dans le manteau suggèrent que le signal de topographie dynamique est de grande longueur d'onde, supérieure à 1 000 km, avec une amplitude maximum de 2 km (*Hager et al. 1985* ; *Mitrovica et al. 1989* ; *Moucha et al. 2008* ; *Conrad and Husson 2009* ; *Braun 2010*), de même que les modèles régionaux (e.g. *Guillaume et al. 2009* ; *Boschi et al. 2010*). Par exemple, *Husson (2006)* montre que les zones de subduction sont estimées être soumises à un signal de topographie dynamique négative pouvant atteindre 2 km. Ce signal est contrôlé par un flux descendant dans le manteau dirigé par l'enfoncement progressif du slab de la plaque subductée. Cette amplitude est élevée mais répartie sur une telle longueur d'onde qu'il en résulte un signal de faible amplitude. Il est alors difficile à quantifier par les observations dominées par des longueurs d'onde plus faibles associées à des amplitudes plus élevées. Par exemple les observations actuelles des mouvements verticaux montrent qu'ils sont dominés par les processus tectoniques et isostatiques (*Braun 2010* ; *Ostanciaux et al. 2012* présentés dans le chapitre 2 de ce mémoire). L'estimation de la topographie résiduelle résulte de la soustraction de la composante isostatique à la topographie

observée. Elle permet ainsi d'accéder à une estimation du signal de topographie dynamique actuelle. Elle représente une estimation car elle est dépendante de l'évaluation de la composante isostatique via des modèles (e.g. *Bassin et al. 2000*). Elle représente cependant une contrainte importante pour les prédictions des modèles de topographie dynamique (*Flament et al. 2012, in press*).

Des observations géologiques ont été identifiées comme étant un enregistrement d'un signal de topographie dynamique passé. C'est le cas par exemple du plateau Sud africain. Ce craton est situé à 1 km au-dessus du niveau marin alors que les cratons se situent en moyenne entre 400 et 500 m d'altitude (*Lithgow-Bertelloni and Silver, 1998*). De plus, la marge conjuguée (la marge sud américaine) se situe en dessous du niveau marin (*Deschamps, 2010*), ce qui témoigne d'une évolution différente des marges sud africaine et sud américaine. Une élévation avec une telle longueur d'onde ne peut être expliquée par des processus isostatiques (*Lithgow-Bertelloni and Silver 1998*). De plus le plateau est corrélé à des vitesses sismiques lentes dans le manteau sous-jacent qui témoignent de la présence d'une anomalie de densité liée à un matériel chaud. Des modèles numériques de flux dans le manteau ont permis de montrer que la topographie dynamique peut expliquer l'amplitude et la longueur d'onde du plateau sud africain (*Lithgow-Bertelloni and Silver 1998 ; Gurnis et al. 2000*). De même, l'Australie a subi une inondation durant le Cénozoïque alors que, selon la charte eustatique de *Haq et al. (1987)*, cette période correspond à une baisse du niveau marin global. Ceci conduit alors à supposer une subsidence du Nord du continent, de l'ordre de 200 à 300 m, pour expliquer cette inondation (*Russell and Gurnis 1994 ; Sandiford 2007*). Ce basculement d'une telle longueur d'onde durant une période où le continent est considéré comme étant dans un contexte tectonique stable (*DiCaprio et al. 2009 ; Sandiford 2007*) est alors associé à un signal de topographie dynamique négatif dû au déplacement du continent vers la zone de subduction au Sud-Est de l'Asie (*Lithgow-Bertelloni and Gurnis 1997 ; Sandiford 2007 ; DiCaprio et al. 2009 ; DiCaprio et al. 2011*).

Ainsi les estimations de l'amplitude, des longueurs d'onde et du temps d'action caractéristique du signal de topographie dynamique reposent essentiellement sur les prédictions des modèles. Or, comme je l'ai discuté précédemment, ceux-ci sont fortement dépendants des incertitudes sur la structure de viscosité du manteau. Certains modèles des flux dans le manteau global sont basés sur l'interprétation des données de tomographie sismique en terme d'anomalie de densité (e.g. *Steinberger 2007 ; Conrad and Husson 2009*) pour les prédictions du signal actuel de topographie dynamique. D'autres se basent sur une structure du manteau reconstruite par l'histoire tectonique (e.g. *Ricard et al. 1993*).

Quel que soit le modèle, la répartition du signal actuel de topographie dynamique à l'échelle globale est similaire. Il est en effet observé un signal d'ordre 2 : deux zones présentent une topographie dynamique positive qui correspondent à la présence de deux superplumes sous l'Afrique du Sud et le Sud du Pacifique, et des zones de topographie dynamique négative, qui correspondent aux principales zones de subduction, à savoir l'Amérique du Sud et le Sud-Est de l'Asie (figure 9 issue de *Conrad and Husson, 2009*).

A) Whole Mantle

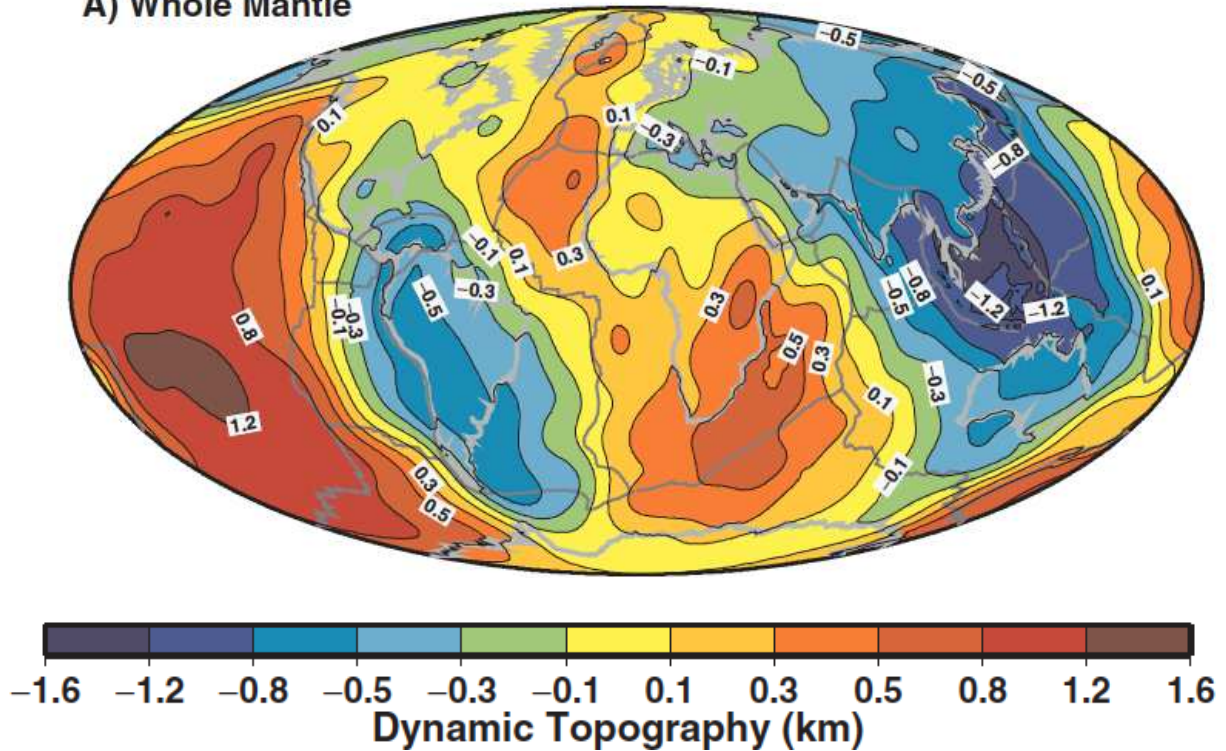


Figure 9 : Prédications du modèle numérique de *Conrad and Husson (2009)* de l'amplitude actuelle de la topographie dynamique

Les amplitudes peuvent par contre différer selon les modèles. Par exemple, si *Lithgow-Bertelloni and Gurnis (1997)* ; *Moucha et al. (2008)* et *C. P. Conrad and Husson (2009)* obtiennent des amplitudes similaires, avec des amplitudes maximales autour de $\pm 1,5$ km, elles diffèrent de celles de *Ricard et al. (1993)* ; *Steinberger (2007)* et *Flament et al. (2012)*, *in press*, avec parfois des amplitudes maximales plus élevées, allant jusqu'à ± 3 km (*Steinberger, 2007*). Ces différences sont liées aux différents modèles de structure du manteau utilisés, basés sur les données de tomographie comme *Lithgow-Bertelloni and Gurnis (1997)* ; *Moucha et al. (2008)* et *Conrad and Husson (2009)* ou sur la reconstruction tectonique des mouvements des plaques comme *Ricard et al. (1993)*. De même, par exemple, *Conrad and Husson (2009)* et *Steinberger (2007)* utilisent une estimation différente des anomalies de densité issue de la tomographie qui entraîne des amplitudes différentes de la topographie dynamique estimée.

L'estimation de la topographie dynamique au cours des temps géologiques est compliquée puisqu'il n'existe pas d'enregistrement de la structure passée du manteau. Les modèles s'appuient alors soit sur les données actuelles de tomographies et le manteau est alors advecté à partir de cette structure vers le passé (e.g. *Clinton Conrad and Gurnis 2003*), soit sur la reconstruction du mouvement des plaques, situant ainsi les zones de subduction passées (e.g. *Ricard et al. 1993*). Ces derniers sont alors limités par la précision de la reconstruction du mouvement des plaques qui devient faible au-delà de 100 millions d'années (reconstruction en fonction de l'âge du plancher océanique). De plus, de cette façon, ils ne considèrent que les anomalies de densités associées aux zones de subduction, donc associées à des flux descendants. Les flux ascendants sont alors passifs, ce qui engendre une topographie dynamique positive avec une amplitude maximale plus faible que l'amplitude de la topographie négative. Ceci est le cas par exemple du modèle de *Ricard et al. (1993)*.

- *Interactions entre la topographie dynamique et le niveau marin relatif et eustatique*

Le niveau marin relatif enregistré dans les bassins sédimentaires est constitué du signal eustatique et des mouvements verticaux de la lithosphère (ceci sera détaillé dans la partie 1.3.2.2 de ce chapitre). Ainsi le signal de la topographie dynamique est contenu dans l'enregistrement du niveau marin relatif par sa contribution aux variations des mouvements verticaux de la lithosphère. Mais elle est également responsable d'une variation globale du niveau marin et contribue ainsi au signal eustatique (*Gurnis 1990b ; Gurnis 1992 ; Husson and Conrad 2006 ; Moucha et al. 2008 ; Conrad and Husson 2009*) contenu dans le signal du niveau marin relatif.

- Topographie dynamique et niveau marin relatif

Localement, au niveau des marges, les mouvements verticaux engendrés par la topographie dynamique perturbent l'enregistrement du niveau marin. Le niveau marin relatif observé à partir de l'étude stratigraphique peut donc contenir une part importante du signal des mouvements verticaux. Ainsi un résultat important des différentes observations et estimations du signal de topographie dynamique est qu'aucune plate-forme ne peut être considérée comme stable au cours du temps (*Moucha et al., 2008*). Ceci remet alors en cause les mesures des variations eustatiques au cours des temps géologiques qui s'appuient sur l'étude stratigraphique de bassins situés au niveau des marges passives, supposées tectoniquement stables (ceci sera détaillé dans la partie 1.3.2.2. de ce chapitre). Par exemple, *Miller et al. (2005)* ont fourni une charte eustatique à partir de données sismiques issues de la marge du New-Jersey. Leurs résultats montrent une amplitude eustatique largement inférieure à celle présentée sur les autres chartes eustatiques (e.g. *Vail et al. 1977a ; Haq et al. 1987 ; Haq and Al-Qahtani 2005*). L'écart atteint par exemple environ 200 m au milieu du Crétacé. Différents travaux ont ainsi exploré la possibilité de l'existence d'un signal de topographie dynamique qui pourrait expliquer cette différence (*Moucha et al. 2008 ; Spasojevic et al. 2008 ; Müller et al. 2008*). Certains résultats suggèrent l'existence d'une topographie dynamique négative qui peut s'expliquer par la présence du slab Farallon issu de la subduction de la plaque Pacifique sous la marge Nord-Ouest américaine (*Conrad et al. 2004 ; Spasojevic et al. 2008 ; Müller et al. 2008*). Cependant les estimations de l'amplitude de la subsidence ainsi engendrée diffèrent selon les modèles de -100 m à plus de -300 m depuis 55 millions d'années. D'autres résultats suggèrent au contraire un soulèvement de 100 à 200 m sur les derniers 30 millions d'années (*Moucha et al., 2008*). La marge Nord-Est américaine ne peut donc être représentative d'un signal de variations du niveau marin au cours des temps géologiques à l'échelle globale. Ainsi certaines observations des variations du niveau marin relatif peuvent être dominées par les mouvements verticaux induits par la topographie dynamique (*Lovell 2010 ; Petersen et al. 2010*). Les variations eustatiques induites par la topographie dynamique sont enregistrées par le niveau marin relatif. Les mécanismes des variations eustatiques par la topographie dynamique présentés ci-après conduisent donc également à la variation du niveau marin relatif.

- Topographie dynamique et eustatisme

Lorsque les déformations dues à la topographie dynamique se situent au niveau de la lithosphère océanique, elle modifie le volume des bassins océaniques et engendre ainsi une variation globale du niveau marin (*Husson and Conrad 2006 ; Moucha et al. 2008*) (figure 10). Le déplacement des continents au-dessus des flux dans le manteau engendre une variation globale du niveau marin enregistré également dans le niveau marin relatif (*Conrad and Husson, 2009*) (figure 10).

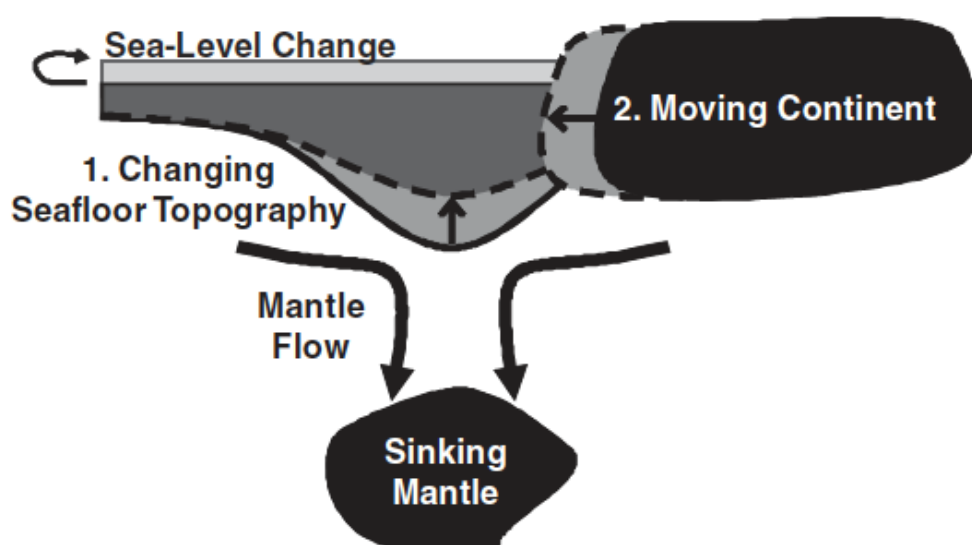


Figure 10 : Mécanismes de variations du niveau marin provoquées par la topographie dynamique (*Conrad and Husson, 2009*)

Les estimations de l'amplitude des variations eustatiques engendrées par la topographie dynamique diffèrent suivant les modèles. *Gurnis (1993)* estime une augmentation du niveau marin global de +100 à +200 m. En effet, il montre que la topographie dynamique négative correspondant aux zones de subduction, est principalement située au niveau des surfaces continentales. Il montre également que l'augmentation de la vitesse de déplacement des plaques, associée à la présence de dorsales océaniques plus larges (voir la partie tectono-eustatisme de ce chapitre) conduit à une augmentation de la topographie négative au niveau des zones de subduction. L'ensemble du plancher océanique se trouve alors en moyenne soulevé par rapport aux continents, ce qui conduit à une augmentation du niveau marin. Cependant *Husson and Conrad (2006)* ont montré que l'amplitude et le sens de variation du niveau marin global engendrés par une variation de la vitesse des plaques dépendent de l'origine de cette variation de vitesse et de l'échelle de temps sur lesquelles cela se produit. Ils montrent que sur de courtes échelles de temps (inférieures à 20 Ma), la variation de topographie dynamique due à une variation de la vitesse des plaques engendre une variation eustatique de l'ordre de 22 m, donc plus faible que les variations engendrées par le tectono-eustatisme. Par contre, à long terme, le signal de topographie dynamique amplifié de l'ordre de 80 m l'augmentation du niveau marin engendrée par la présence d'un plancher océanique jeune, causée par une augmentation de la vitesse d'expansion océanique ou lors de la dislocation d'un supercontinent. *Conrad and Husson (2009)* estiment que lors de la dispersion des continents, au cours du dernier cycle de Wilson, le mouvement des continents vers une

topographie dynamique négative conduit à une augmentation du niveau marin de l'ordre de 1m/Ma.

Ainsi les mouvements verticaux engendrés par la topographie dynamique sont responsables de variations du niveau marin global. De plus ils peuvent dominer les enregistrements des variations du niveau marin relatif avec des amplitudes pouvant atteindre 2km, donc largement supérieures aux variations eustatiques. Le signal de topographie dynamique doit donc être pris en compte dans l'interprétation des enregistrements stratigraphiques.

La topographie dynamique est donc un processus qui agit de façon très importante sur les mouvements verticaux et les variations à long terme du niveau marin et qui ne peut être négligé.

1.2.1.5. Les variations du géoïde

Le géoïde est une surface équipotentielle du potentiel de pesanteur de la Terre. Il coïncide avec la surface des océans si celle-ci est au repos, soit en l'absence de l'effet des marées, des vagues, des variations stériques (variations de température et densité), de la circulation océanique etc. Ainsi les variations du niveau marin enregistrent les variations du géoïde.

Les variations du géoïde dépendent de la variation de la répartition des masses de la subsurface jusqu'au noyau. Un déficit de masse, soit une anomalie de densité locale négative, entraîne localement un potentiel de gravité plus faible et donc un minimum du géoïde. Inversement un excès de masse correspond à un maximum, comme il l'est illustré sur la figure 11.

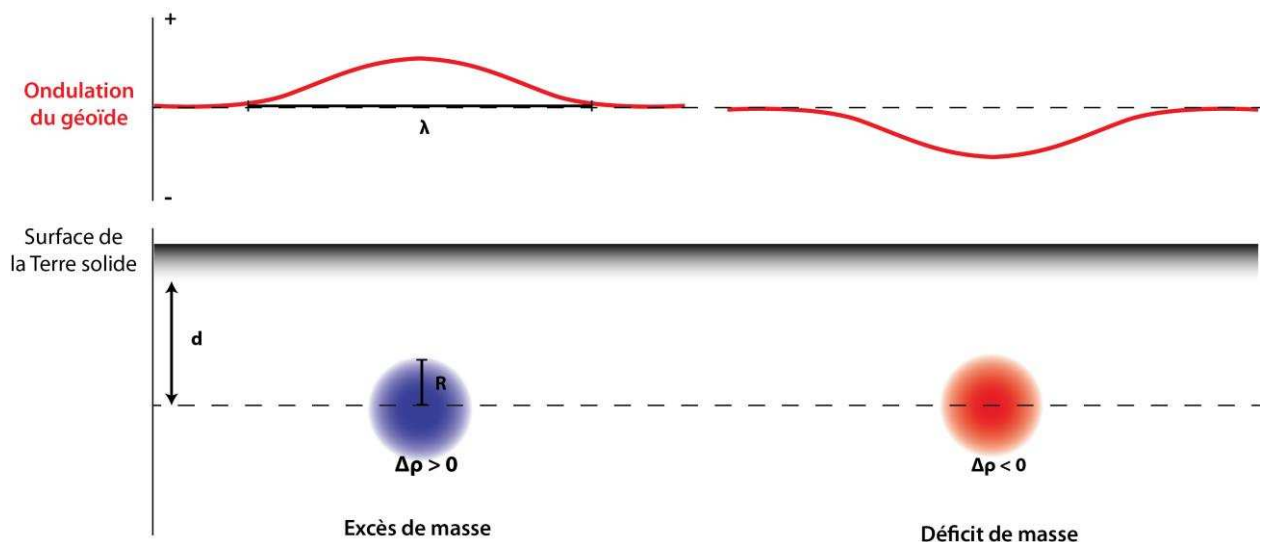


Figure 11 : Ondulations du géoïde en fonction des anomalies de densités présentes sous la surface de la Terre solide

Selon la profondeur et la taille de l'anomalie de densité, l'amplitude de l'ondulation du géoïde sera plus ou moins importante. Pour une même anomalie de densité, plus d est élevée, plus l'amplitude de l'ondulation est faible. Pour une profondeur donnée, plus R est grand, plus l'amplitude et la longueur d'onde de l'ondulation seront élevées.

L'amplitude et les échelles spatio-temporelles des variations du géoïde dépendent donc de la nature des anomalies de densités et de leur variabilité dans le temps.

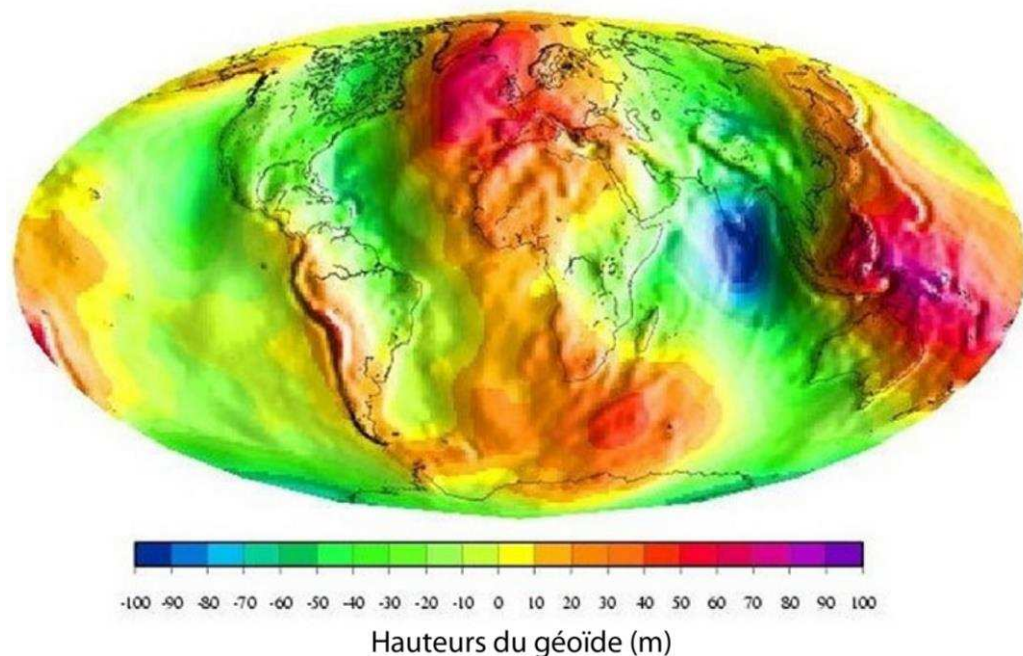


Figure 12 : Hauteurs du géoïde (grandes longueurs d'onde, source : Cnes, GRGS, CNRS)

Les variations du géoïde de petites longueurs d'onde sont corrélées avec la topographie et la bathymétrie (*Watts and Ribe 1984, Ricard et al. 2006*). Les fosses océaniques représentent un déficit de masse et correspondent ainsi à une déflexion du géoïde. Les reliefs, tels que la chaîne andine, sont des excès de masse qui sont donc associés à un bombement du géoïde (figure 12). A court terme, le géoïde est perturbé par des processus hydrologiques tels que la fonte des glaciers ou la tectonique, lors de mouvements cosismiques par exemple. A moyen terme, il est perturbé lors des cycles glaciaires-interglaciaires.

Les variations grandes longueurs d'onde du géoïde, soit supérieures à 1 000 kilomètres, sont expliquées par une contribution des anomalies de densité dans le manteau (*Hager et al. 1985 ; Ricard et al. 2006*). Dans le cas d'un manteau sans flux dynamique, un excès de masse dans le manteau conduit à une anomalie positive du géoïde (figure 11 et schéma le plus à gauche de la figure 13 issue de *King 2007*) mais les flux dans le manteau induits par les anomalies de densité entraînent une déformation des différentes interfaces internes et en surface. Celles-ci créent alors des déficits ou excès de masse au niveau de ces interfaces. La réponse du géoïde correspond alors à la contribution des anomalies de densité dans le manteau mais également à l'effet de la déformation des différentes interfaces (*Ricard et al. 1984 ; Hager et al. 1985*).

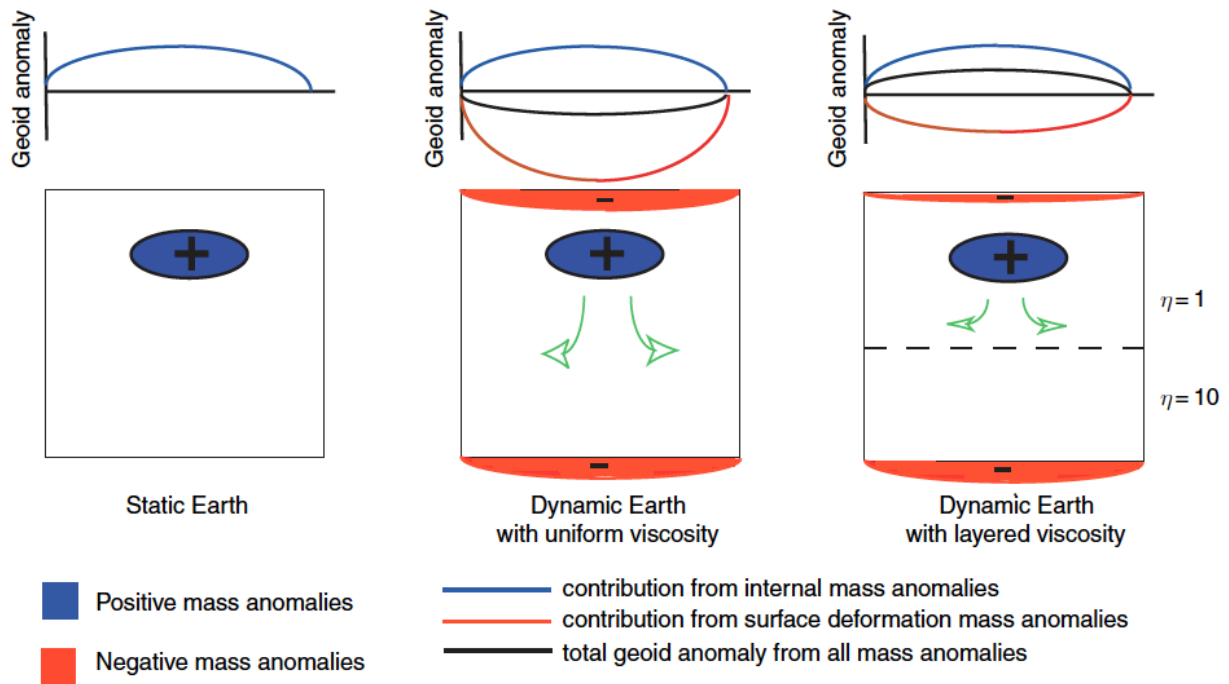


Figure 13 : Variations du géoïde et topographie dynamique (King, 2007)

Dans le cas d'un manteau isovisqueux, un excès de densité conduit des flux descendants qui entraînent une déflexion importante de la surface. Ce signal domine alors la réponse du géoïde en induisant une anomalie négative mais de faible amplitude car atténuée par la présence de l'excès de masse dans le manteau (schéma au centre de la figure 13 issue de King 2007). Dans le cas d'un manteau avec une structure de viscosité dépendante de la profondeur, les flux sont freinés par une viscosité plus importante en profondeur, ce qui conduit à une déflexion plus faible de la surface. La réponse du géoïde est alors dominée par la présence de l'excès de densité dans le manteau mais atténuée par le déficit en surface (schéma le plus à droite de la figure 13 issue de King 2007). Les réponses du géoïde et de la Terre solide sont alors anti-corrélées (Hager et al. 1985 ; King 2007). La structure de viscosité dans le manteau est alors déterminante sur le signal du géoïde et de la topographie dynamique. Les observations du géoïde permettent d'apporter une contrainte à la modélisation des flux dans le manteau et ainsi à l'estimation de la topographie dynamique.

La figure 14 permet de comparer les prédictions du signal de topographie dynamique et celui du géoïde.

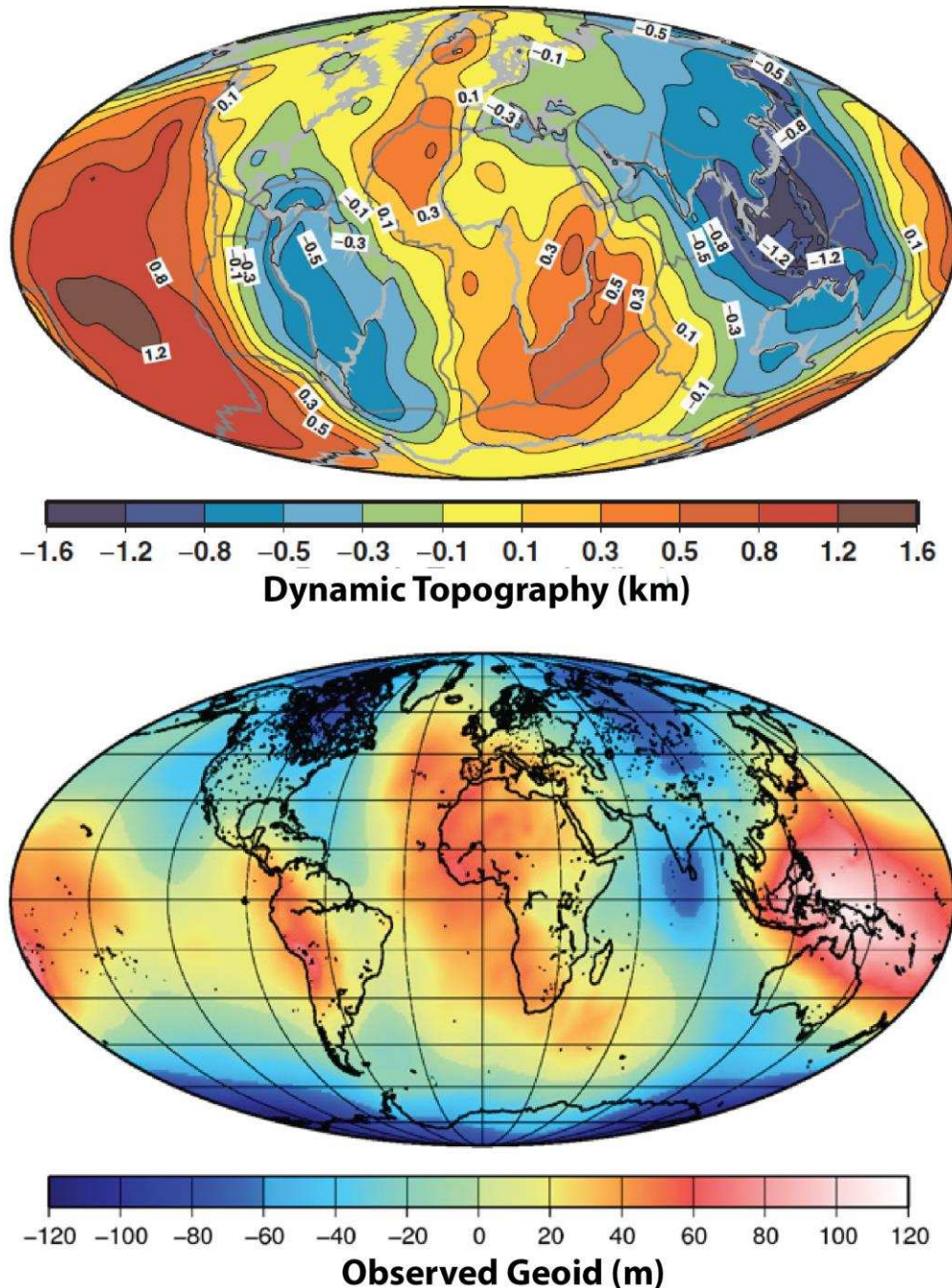


Figure 14 : Comparaison entre le signal de topographie dynamique estimé par *Conrad and Husson (2009)* et le signal de grande longueur d'onde du géoïde (figure issue de *Ricard et al. 2006*)

Il est possible d'observer que le signal du géoïde est plus faible que celui de la topographie dynamique (de l'ordre de ± 100 m pour le géoïde alors qu'il peut être de ± 2 km pour la topographie dynamique). Le signal est anti-corrélé entre la topographie dynamique et le géoïde au niveau de la zone de subduction de l'Ouest de l'Amérique du Sud de même que celle au niveau du Sud-Est de l'Asie pour lesquelles le géoïde montre une anomalie positive tandis que la topographie dynamique est négative. L'observation d'un signal plus faible du géoïde et d'une anti-corrélation entre ce dernier et la topographie dynamique correspondrait donc aux conditions présentées précédemment pour un manteau avec une viscosité

dépendante de la profondeur et un excès de masse associé ici au slab qui conduit des flux descendant dans le manteau. Par contre leur signal est corrélé au niveau de l'Afrique pour laquelle le géoïde et la topographie dynamique sont positifs. De même au niveau de l'Inde, le géoïde et la topographie dynamique sont négatifs. Ces observations suggèrent une contribution plus importante de la déflexion des interfaces que celle des anomalies de densité dans le manteau sur le signal du géoïde.

Les anomalies dans le manteau induisent des variations du géoïde et donc du niveau marin, de l'ordre de ± 100 m sur des longueurs d'onde supérieures à 1 000 km sur un intervalle de temps supérieur au million d'années.

1.2.1.6. La Divagation polaire (True polar wander)

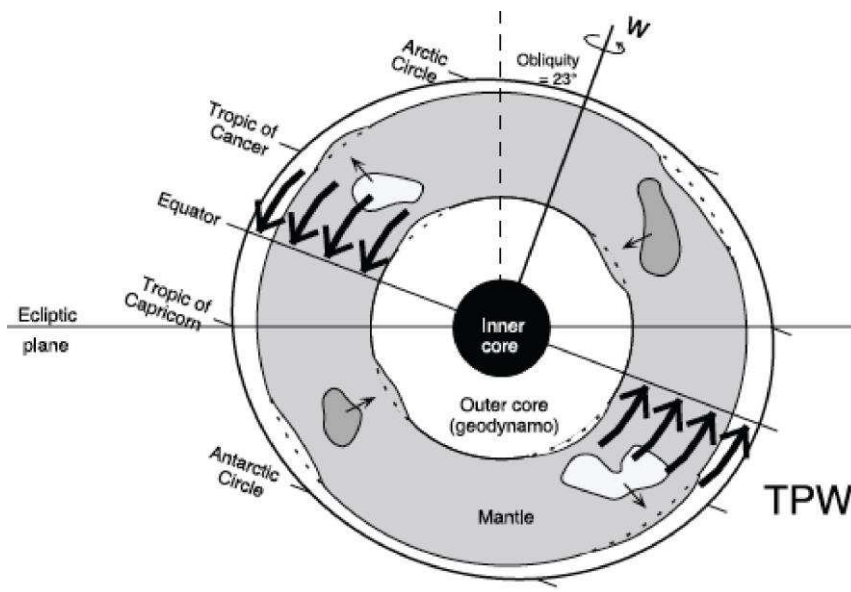


Figure 15 : Mécanisme de la divagation polaire (True Polar Wander, TPW) (Evans, 2003)

Les masses figurées en gris clair et gris foncé représentent respectivement des déficits et excès de masses dans le manteau.

La divagation polaire est le basculement de la terre solide par rapport à son axe de rotation. L'axe de rotation s'oriente en fonction du maximum du moment d'inertie de la planète. Celui-ci est déterminé par la répartition des masses en surface et en profondeur de la planète, contrôlée par les forces centrifuges : les excès de masse tendent à être rassemblés vers l'équateur alors que les déficits le sont vers les pôles. La redistribution des masses conduit au basculement de toute la terre solide par rapport à son axe de rotation (figure 15) et conduit ainsi à un déplacement de la position du pôle au cours du temps. La dérive du pôle est donc gouvernée par des processus rapides, comme la redistribution des masses due à la fonte de calottes glaciaires au cours du temps (Peltier 1998a ; Vermeersen and Sabadini 1999 ; Cambiotti et al. 2010 ; nous reviendrons sur cet aspect dans la **partie 1.2.2.1**) et, sur des temps supérieurs au million d'années, par les anomalies de densité dans le manteau et le mouvement des plaques continentales (Ricard 1992 ; Mound et al. 1999). La réponse de la Terre solide aux variations des forces centrifuges induites par une dérive polaire entre deux positions distinctes, conduit à des variations du niveau marin à long terme dont la géométrie

est définie par une harmonique sphérique de degré 2 et d'ordre 1, avec ainsi une géométrie en « quadrants » (Sabadini *et al.* 1990 ; Mound and Mitrovica 1998) illustrée sur la figure 16. Les variations du niveau marin induites pour chaque quadrant dépendent de la position instantanée du pôle et de la direction de son mouvement dans ces quadrants : si le pôle dérive au sein d'un quadrant, le niveau marin baisse alors que lorsqu'il quitte un quadrant, le niveau marin augmente (Sabadini *et al.* 1990 ; Mound and Mitrovica 1998).

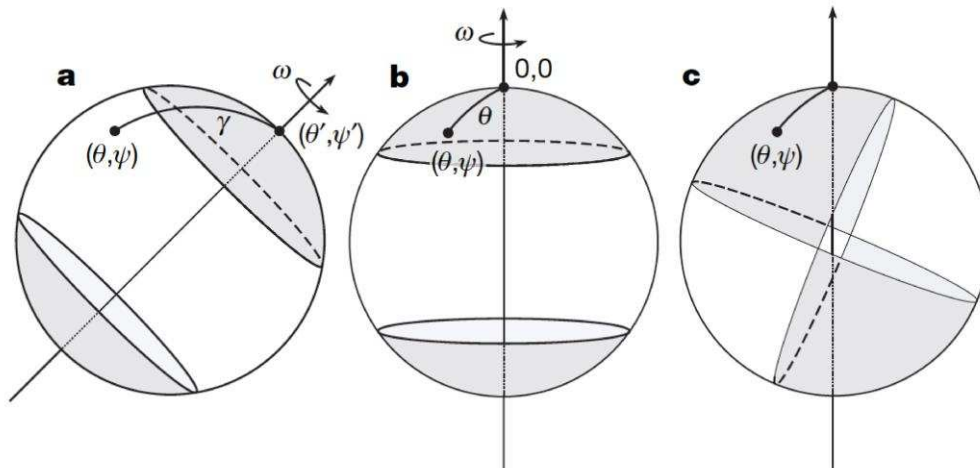


Figure 16 : Effet du basculement de la Terre solide par rapport à son axe de rotation sur le niveau marin (Perron *et al.*, 2007)

Déplacement du pôle Nord d'une planète avec vitesse de rotation ω à partir d'une position initiale (θ', ψ') (a) vers la position actuelle (b), γ étant la distance angulaire entre ces deux positions. La figure c montre la géométrie en quadrant des variations du potentiel centrifuge et donc du niveau marin. Celles-ci sont égales à 0 le long des 2 grands cercles perpendiculaires au trajet du pôle.

Sabadini *et al.* (1990) ont été les premiers à quantifier cet effet. En appliquant un mouvement constant de l'axe de rotation de $1^\circ/\text{Ma}$, ils estiment une variation à long terme du niveau marin d'environ 10 mètres. Considérant cette vitesse comme une limite minimum, ils sont les premiers à conclure que ce mécanisme doit être considéré comme un processus important pour générer des variations du niveau marin sur 1 à 10 Ma (variations du troisième ordre). Mound and Mitrovica (1998) ont étendu cette analyse à des temps plus longs, de 10 à 100 Ma (variations du second ordre), avec une estimation de 50 à 100 mètres de variations du niveau marin suivant la position géographique. Perron *et al.* (2007) ont même envisagé que la divagation polaire sur Mars, en réponse à la formation du dôme de Tharsis, soit responsable de la déformation plurikilométrique des paléo-littoraux présumés Arabia et Deuteronilus, engendrée donc par les variations du niveau marin associées à cette dérive.

Ces estimations sont les résultats de la modélisation des effets du basculement de la Terre solide par rapport à son axe de rotation sur le niveau marin. Ainsi elles dépendent fortement des paramètres suivants :

- Les mesures de la position de l'axe de rotation au cours du temps

La vitesse moyenne de la dérive du pôle pour le 20ème siècle est de l'ordre de 10 cm/an (Vermeersen and Sabadini, 1999), elle est obtenue par des mesures astronomiques. Pour effectuer des estimations plus anciennes, par exemple pour le Mésozoïque, il faut s'appuyer sur les mouvements apparents du pôle magnétique enregistré à partir des roches des

surfaces continentales et la reconstruction des mouvements des plaques à partir du repère considéré fixe des points chauds (Evans, 2003). Ceci permet d'accéder à la « vraie » valeur de la dérive du pôle de rotation et non à sa valeur apparente « contaminée » par le propre mouvement des plaques continentales. Cependant les points chauds ne sont pas totalement fixes, ce qui peut entraîner une imprécision des estimations (Evans, 2003).

- Du modèle de la structure interne de la Terre solide

La réponse de la Terre solide aux variations des forces centrifuges dépend des propriétés rhéologiques des lithosphères océanique et continentale, mais aussi de celles des manteaux supérieur et inférieur. Ces propriétés étant encore mal contraintes, suivant le modèle de structure interne de la Terre utilisé, les prédictions sur les variations du niveau marin en seront impactées. Par exemple, *Mound and Mitrovica (1998)* ont montré que le choix de l'épaisseur de la lithosphère impacte de façon plus importante les prédictions des variations du niveau marin que la variation de viscosité du manteau en fonction de la profondeur. Leur modèle ne prenant pas en compte les variations latérales de l'épaisseur de la lithosphère, ils montrent en effet qu'en doublant l'épaisseur de la lithosphère globale, les prédictions des variations du niveau marin peuvent être doublées.

D'après ces estimations, le basculement de la Terre solide par rapport à son axe de rotation est un processus induisant des variations du niveau marin à long terme, de 1 à 100 Ma avec des amplitudes qui ne peuvent être négligées car pouvant atteindre 100 mètres si la rhéologie est favorable. Même si les estimations de l'amplitude engendrée sont fortement dépendantes du modèle de la structure interne de la Terre encore mal contraint, il est établi que cette amplitude varie suivant la situation géographique : ce processus n'affecte pas de la même façon l'ensemble de l'océan global mais entraîne des variations régionales du niveau marin.

1.2.2. Processus opérant à court et à moyen terme

Les processus présentés ici impliquent des variations du niveau marin inférieures au million d'années.

1.2.2.1. Les variations climatiques

Les variations du niveau marin induites par les changements climatiques sont actuellement au cœur d'enjeux socio-économiques. Actuellement c'est l'impact de l'augmentation de la température moyenne sur les variations du niveau marin qui est essentiel à évaluer du fait de la vitesse à laquelle se produisent ces variations de température. Sur l'ensemble du Quaternaire ce sont les cycles glaciaires/interglaciaires qui contrôlent les variations du niveau marin. En effet l'un des principaux facteurs contrôlant à moyen terme les changements du climat est le taux d'ensoleillement à la surface de la Terre. Celui-ci est contrôlé par les paramètres orbitaux de la Terre, tels que son excentricité, l'obliquité et la précession de son axe de rotation. Tout d'abord avancée comme théorie à partir du milieu du XIX^{ème} siècle, et précisée ensuite par M. Milankovic au siècle suivant, l'influence cyclique de la variation de ces paramètres sur le climat n'a été réellement observée qu'à partir des années 70 grâce aux analyses du rapport δO^{18} dans les glaces de l'Antarctique. Ainsi l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires observées pour le Quaternaire, a pu être reliée à ces forçages astronomiques cycliques (excentricité : 100 000 et 400 000 ans ; obliquité : 41 000 ans ; précession : 19 000 et 23 000 ans).

Evaluer l'amplitude et la vitesse des variations du niveau marin provoquées par les changements du climat dans le passé et depuis un siècle devient un objectif important afin d'évaluer leur impact et d'essayer d'en faire des prédictions pour les années à venir. Pour cela discriminer les principaux facteurs contrôlant les variations du niveau marin induites par les variations climatiques est essentiel afin d'identifier et d'évaluer chacun de leur impact et notamment actuellement afin de comprendre lesquels sont les plus susceptibles d'engendrer les variations du niveau marin et dans quelles mesures.

- *Impact des variations de températures sur les océans :
variations du volume d'eau dans les océans*

La masse volumique de l'eau de mer varie suivant les conditions de température, de pression et également de sa salinité. Suivant ces conditions le volume d'une colonne d'eau va donc varier. Les variations climatiques sont à l'origine de variations des conditions de température et de salinité dans les océans. Les variations du niveau marin engendrées par ces variations stériques ont donc une composante thermostérique, par exemple une augmentation de la température entraîne une élévation du niveau marin, et une composante halostérique, une diminution de la salinité engendrée par exemple par l'apport d'eau douce entraînera une diminution du niveau marin. La contribution de ces composantes pour les variations du niveau marin actuel est très étudiée. *Antonov et al. (2002)* et par la suite *Ishii et al. (2006)* ont montré que si l'on considère l'échelle globale, la hausse du niveau marin engendrée par l'expansion halostérique depuis les 50 dernières années est négligeable devant celle due à l'expansion thermostérique (hausse de seulement $0,04 \pm 0,01$ mm/an du niveau marin global, pour des mesures à 700 m, sur les $1,8 \pm 0,5$ mm/an estimés pour la période de 1961 à 2003 selon le 4ème rapport du GIEC en 2007). Nous parlerons donc ici seulement de l'effet de l'expansion engendrée par les variations de température.

Les observations actuelles montrent que la contribution majeure des variations de température sur la hauteur d'eau globale provient des eaux superficielles de l'océan (*Cazenave et al. 2008 ; Antonov et al. 2005*), entre 0 à 1000 mètres soit au-dessus de la thermocline séparant les eaux profondes des eaux superficielles soumises totalement aux variations de température atmosphériques (environ 300 m pour les océans Pacifique et Indien et 1000 m pour l'Atlantique *Lombard et al. 2005a*). Ainsi afin d'observer les conséquences d'une variation de température sur une colonne d'eau, nous faisons une estimation de la variation de hauteur d'eau consécutive à une variation de température ΔT concernant une épaisseur d'eau E suivant le coefficient de dilatation de l'eau de mer α ($\Delta h = E\alpha\Delta T$; $\alpha = 2,6 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$). Ainsi selon cette relation, l'augmentation de la température atmosphérique moyenne d'environ $0,74^\circ$ pour la période de 1906 à 2005 d'après le dernier rapport du GIEC serait responsable d'une augmentation d'environ 19 cm de la hauteur d'eau. Il en est de même pour le Crétacé, dont la température est supposée avoir été plus élevée qu'actuellement avec une estimation de 3 à 5°C de plus (cette estimation sera plus précisément discutée dans le Chapitre 3). Cette augmentation serait donc responsable d'une élévation d'environ 80 à 130 cm de hauteur d'eau. Une telle augmentation de température est proche des prédictions prévues pour 2100 : de 2 à $3,6^\circ$ selon les estimations dans le 4ème rapport du GIEC, ce qui engendrerait jusqu'à une augmentation d'environ 94 cm de hauteur d'eau. Cependant cette relation sous-entend que la variation de température est la même sur l'ensemble de la tranche d'eau jusqu'à 1000 m, or même si en effet les eaux superficielles sont les plus sensibles aux variations de température, celle-ci n'est pour autant pas homogène sur l'ensemble de la tranche d'eau jusqu'à la thermocline. Nous pouvons donc considérer que ces estimations sont surestimées. De même, l'impact des variations de température en surface se répercutent

également sur les eaux plus profondes et montrent donc une expansion thermostérique même si elle est plus faible que sur les eaux superficielles (*Lombard, 2005*).

Pour les estimations actuelles, les bases de données des mesures hydrographiques permettent de mesurer de façon plus réaliste l'impact de l'expansion thermostérique sur les eaux océaniques au cours du temps à partir de 1950 (date minimum des mesures présentes dans les bases de données). Ces mesures donnant le profil de température, salinité et pression, la hauteur stérique peut être calculée :

$$H(0, z_{ref}) = \int_0^{z_{ref}} \frac{\rho(z) - \rho_{ref}}{\rho_{ref}} dz ,$$

avec z la profondeur, z_{ref} la profondeur dite de référence, en général de 700m ou 3000m, qui correspond aux profondeurs standards des mesures (*Lombard, 2005*) , ρ_{ref} la densité à une température de 0° et une salinité de 35 PSU (unité de salinité pratique, « Practical Salinity Unit »).

Ainsi il est estimé que de 1993 à 2003 l'expansion thermostérique est responsable d'environ 30% de la hausse du niveau marin durant cette période (*Cazenave and Llovel, 2010*) et d'environ 20 à 25% de 1950 à 2000, correspondant à une vitesse d'environ $0,4 \pm 0,05$ mm/an (*Lombard et al., 2005b*) pour cette période. Cependant pour ces estimations globales il est important de noter qu'un biais existe en raison de la répartition des données hydrographiques principalement concentrées dans l'hémisphère Nord. De plus ce signal global n'est pas uniforme. En effet *Cabanes et al. (2001)* et ensuite *Lombard et al. (2005a)* ont montré que les variations spatiales du niveau marin actuel observables depuis les premières cartes acquises par le satellite Topex/Poseidon à partir de 1992, sont contrôlées par l'expansion thermostérique, même si localement les variations de salinité peuvent également engendrer des variations de hauteur d'eau, comme le montre *Antonov et al. (2002)* pour la mer du Labrador où une augmentation de la salinité compense les effets thermostériques. Ces variations spatiales présentent également une variabilité temporelle, les deux étant dominées par la variation décennale du phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation) (*Levitus et al. 2005 ; Lombard et al. 2005a*).

Ainsi les variations de températures agissent sur le volume d'eau de l'océan global mais avec des amplitudes peu élevées, n'excédant pas quelques mètres. Outre ce signal global uniforme, les observations actuelles montrent que cette expansion induit également un signal non uniforme. Son temps d'action dépend de la durée de la période d'augmentation ou de baisse de la température. Elles impactent donc actuellement sur des temps courts puisque l'augmentation de température depuis un siècle est rapide mais elle est également dépendante des cycles à moyen terme de l'ensemble du Quaternaire, sur des périodes de l'ordre de 10 000 ans.

A l'échelle globale l'expansion thermostérique n'explique que 30% de la hausse actuelle du niveau marin. Un autre effet est à prendre en compte pour expliquer les variations du niveau marin: l'impact de la fonte ou de la mise en place de calottes ou de glaciers continentaux. Ceci implique en effet différents processus que nous présentons dans la sous partie suivante.

- *Impact de la mise en place ou fonte d'un volume de glace*

Les variations du volume de glace au cours des cycles glaciaires interglaciaires du Quaternaire induisent un échange entre les réservoirs d'eau de la Terre mais également une réponse de la Terre solide comme en témoigne le soulèvement de la Fennoscandie, région englacée il y a 20 000 ans, durant le dernier maximum glaciaire. Actuellement le réchauffement rapide des températures atmosphériques peut précipiter la fonte des calottes Antarctique et du Groenland ainsi que les glaciers terrestres. Il est alors capital d'identifier de quelle manière la variation du volume de glace au cours du temps peut impacter les variations du niveau marin et ainsi comment le prendre en compte pour les observations actuelles.

Les conséquences d'une variation de volume de glace sur le niveau marin relatif ont été exprimées par *Farrell and Clark (1976)* sous la forme de l'équation du niveau marin. Celle-ci peut être dans un premier temps résumée de la façon suivante :

$$\Delta\zeta_{rsl}(x, t) = \Delta\zeta_{eus}(t) + \Delta\zeta_{iso}(x, t)$$

Avec $\Delta\zeta$ représentant une variation du niveau marin, rsl pour le niveau marin relatif qui est variable suivant la localisation, x et au cours du temps t, eus pour le niveau marin global identique spatialement et variant au cours du temps. Le paramètre iso représente la réponse de la Terre solide à la charge et la fonte de glace (processus glacio et hydro isostatiques). En effet, l'impact global et uniforme sur le niveau marin de la variation du volume de glace s'accompagne d'une réponse de la Terre solide à la redistribution des masses en profondeur et en surface et une déformation de la surface du géoïde, tout ceci conduisant alors à des variations non uniformes du niveau marin, comme l'ont montré *Clark et al. (1978)*, illustré sur la figure 17.

Le modèle de *Clark et al. (1978)* est construit pour une Terre visco-élastique avec une symétrie sphérique (seules les variations rhéologiques radiales sont permises). La fonction de Green utilisée permet de sommer les effets cumulés d'une collection de charges/décharges ponctuelles, et ainsi de quantifier les changements de forme de la Terre solide en réponse à la fonte des calottes glaciaires. Une version préliminaire, mais néanmoins explicite de l'équation du niveau marin (« Sea Level Equation », SLE) est donnée par *Farrell and Clark (1976)*. Trois termes déterminent le changement du niveau marin en fonction de la position sur Terre et du temps : (i) la réponse élastique à la décharge en glace, (ii) la réponse élastique à la charge en eau, (iii) la réponse visqueuse de la Terre solide aux charges/décharges en eau et glace.

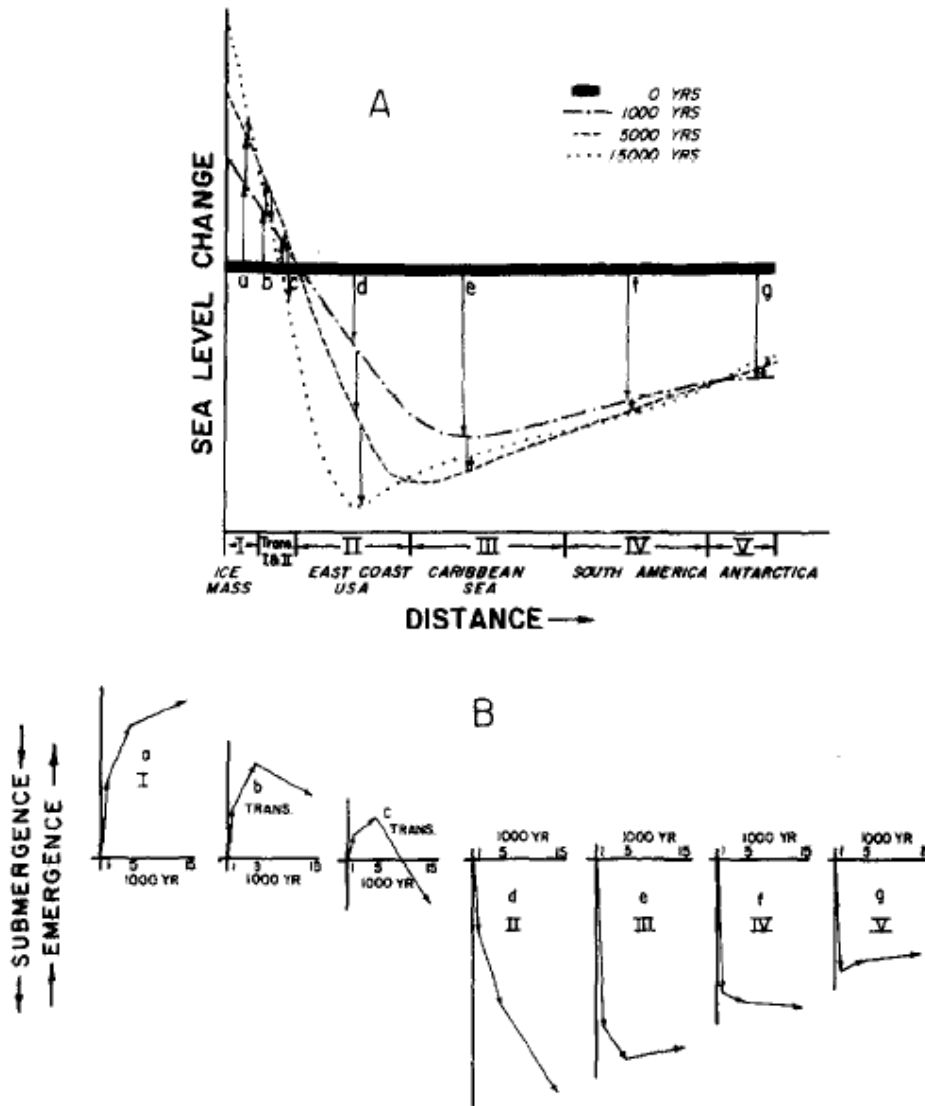


Figure 17 : Signatures du niveau marin relatif à la suite de la fonte des calottes glaciaires du dernier maximum glaciaire en fonction de la situation géographique *Clark et al. (1978)*

La figure A montre l'évolution du trait de côte par rapport à l'actuel pour des régions plus ou moins éloignées de la région glaciaire, à gauche de l'axe, à 15 000, 5 000 et 1 000 ans après sa fonte. Pour chaque région, l'évolution du niveau marin relatif est indiquée sur la figure B.

Sur la base de ce modèle, *Clark et al. (1978)* montrent que les régions proches de la charge de glace, comme la région I, devraient être identifiées par une baisse du niveau marin relatif, du fait d'un soulèvement continu du continent, alors qu'au contraire les régions plus éloignées comme la III, devraient montrer une forte hausse du niveau marin relatif, suivie d'une lente baisse.

Par la suite, l'estimation des conséquences de la fonte de glace sur la Terre solide et le niveau marin a continué de faire l'objet de nombreux travaux et l'expression de l'équation du niveau marin a évolué en fonction de l'augmentation des observations disponibles et de la compréhension des différents processus et paramètres à prendre en compte. Par exemple, la considération de la modification de la rotation de la Terre par la redistribution des masses et ainsi son impact sur le niveau marin n'était pas prise en compte par le modèle de *Farrell and*

Clark (1976) alors que depuis, son effet a été beaucoup questionné et pris en compte (Peltier 1982 ; Milne and Mitrovica 1998 ; Johnston and Lambeck 1999).

L'équation du niveau marin, dans sa version plus aboutie, peut s'écrire de la façon suivante (relation 5) (Peltier, 2004) afin de traduire l'état du niveau marin S à un temps t , une latitude θ et longitude λ qui est fonction de l'action de ces processus sur chaque élément de l'espace Ω au cours du temps :

$$S(\theta, \lambda, t) = C(\theta, \lambda, t) \left[\int_{-\infty}^t dt' \iint_{\Omega} d\Omega' \{L(\theta', \lambda', t')G^L(\gamma, t-t') + T(\theta', \lambda', t')G^T(\gamma, t-t')\} + \frac{\Delta\Phi(t)}{g} \right] \quad (5)$$

La résolution de cette équation du niveau marin implique alors la connaissance des dimensions de la charge de glace ou d'eau (L), donc l'histoire glaciaire de la Terre ainsi que ses propriétés rhéologiques, afin de pouvoir traduire la réponse de la Terre solide à la charge de glace (avec ici la fonction viscoélastique de Green exprimée GL) et aux perturbations du potentiel centrifuge (T) (la réponse de la Terre solide est alors exprimée avec GT) en raison de la redistribution des masses, en prenant également en compte les variations du potentiel gravitationnel ($\Delta\phi(t)$) associées, qui déterminent la forme et la hauteur du géoïde. Ceci est modulé par la fonction « océan » ($C(\theta, \lambda, t)$) qui prend la valeur 1 pour un lieu inondé au temps t et 0 ailleurs. L'histoire glaciaire de la Terre et ses propriétés rhéologiques contrôlent en effet l'amplitude et la longueur d'onde spatiale et temporelle de la réponse de la Terre solide et la déformation du géoïde, à cet effet de charge/décharge d'un volume de glace ou d'eau sur la lithosphère. Cependant ces deux paramètres sont mal contraints et traduits par différents modèles. Ici le formalisme de cette équation impose, par l'usage de la fonction de Green, de préserver une structure rhéologique radiale. Nous verrons dans cette partie que cette approximation de premier ordre ne peut être évitée qu'à la condition de changer la méthode de résolution (pour une résolution purement numérique).

Ainsi, tout d'abord, nous discutons des paramètres nécessaires à la résolution de l'équation du niveau marin pour présenter ensuite les différents processus pris en compte par les modèles actuels.

- Reconstruction de l'histoire glaciaire de la Terre

L'objectif des modèles actuels de l'histoire glaciaire est d'estimer l'épaisseur de la glace et son extension pour un temps donné, en plusieurs points de la surface de la Terre. Comme nous allons le discuter, les observations ne fournissant qu'une approximation des dimensions des calottes glaciaires passées, ceci laisse la possibilité de l'existence de plusieurs modèles différents, avec différentes extensions des calottes, différentes épaisseurs et différentes localisations géographiques de l'épaisseur maximale.

L'estimation du volume de glace durant le Quaternaire peut être évaluée à partir des mesures isotopiques de l'oxygène sur des fossiles ou sédiments (*Schackleton, 1987*) (les méthodes pour reconstruire les variations du niveau marin à partir des observations géologiques seront détaillées dans la **partie 1.3**). De même, pour évaluer le volume de glace associé au dernier maximum glaciaire (il y a environ 20 000 ans), les enregistrements du niveau marin relatif, par les coraux par exemple ou encore les enregistrements sédimentaires de la migration des traits de côtes, sont également utilisés (*Yokoyama et al. 2001; Fleming et al. 1998; Milne et al. 2002; Lambeck et al. 2002b; Peltier and Fairbanks 2006*). Je reviendrai sur les méthodes utilisées dans la partie **1.3**. Les observations éloignées des régions anciennement englacées sont privilégiées comme c'est le cas par exemple dans *Fairbanks (1989)*, afin d'assurer un minimum de contamination du signal par les autres effets de la fonte de glace, tel que le réajustement isostatique, pour ainsi isoler seulement l'apport d'eau dans le bassin océanique global par la fonte du volume de glace présent au dernier maximum glaciaire. Pour l'ensemble des observations, les corrections à leur apporter sont donc liées aux estimations faites à partir de la résolution de l'équation du niveau marin dépendantes alors du choix du modèle de Terre et de la répartition de la glace (*Nakada and Lambeck 1988; Peltier 1994; Fleming et al. 1998; Lambeck et al. 2002b; Milne et al. 2002; Milne and Mitrovica 2008*). Les différentes observations et corrections qui leur sont apportées fournissent alors différentes estimations de la hauteur du niveau marin associée au dernier maximum glaciaire : de 105 à 175 m (*Yokoyama et al., 2001*), la valeur actuellement admise se situant autour de -125 ± 5 m par rapport à l'actuel (*Fairbanks 1989; Fleming et al. 1998; Yokoyama et al. 2001*). Pour ces deux méthodes (mesures isotopiques et niveau marin relatif), le volume de glace est alors estimé en « volume équivalent niveau marin ». Son estimation varie donc également suivant les différents travaux, autour de 46 à 52.10^6 km³.

Cependant ceci ne fournit pas d'information sur la position géographique des limites des charges de glace ni de leur épaisseur.

Les traces laissées par la dernière grande extension de glace associée au dernier maximum glaciaire telles que les moraines, permettent d'avoir une estimation de la situation géographique et de l'extension de celle-ci (par exemple *Dyke and Prest 1987 et Dyke et al. 2002* pour la calotte Laurentide, *Larsen et al. 1999* pour la Scandinavie, *Svendsen et al. 1999* pour l'Eurasie). Mais les limites peuvent différer selon les auteurs. Par exemple, *Clark and Mix (2002)* décrivent deux scénarios pour l'extension des calottes glaciaires de l'hémisphère Nord pour le dernier maximum glaciaire : un dit maximum correspondant à une plus grande extension des calottes glaciaires avec la présence des calottes Inuite, de la mer de Barents et de Kara absentes du scénario minimum (figure 18).

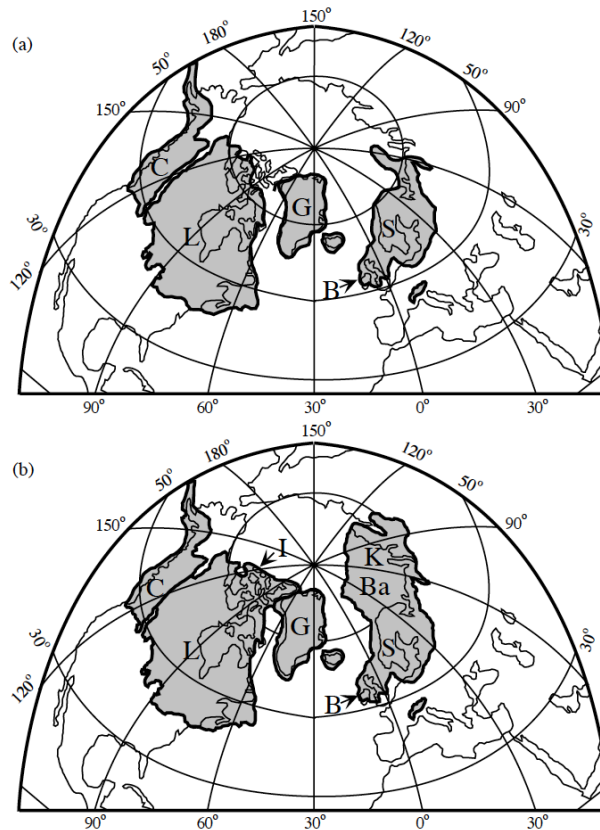


Figure 18 : Exemple de deux scénarios différents de l'extension des calottes glaciaires au dernier maximum glaciaire (Clark and Mix, 2002)

(a) le scénario minimum et (b) maximum. Les lettres identifient les calottes: L: Laurentide; C: Cordillères; I: Inuite, G: Groenland; B: Britannique; S: Scandinavie; Ba: mer de Barents Sea; K: mer de Kara

Pour ce qui est de l'épaisseur passée de la glace, elle ne peut être mesurée directement. C'est le paramètre le moins contraint des modèles de reconstruction de l'histoire glaciaire. En plus de l'épaisseur maximale des calottes, il faudrait pouvoir connaître la durée de leur fonte et leur distribution au cours de celle-ci mais également le temps qu'il a fallu pour son développement avant d'arriver à son épaisseur maximale (Lambeck, 1997). Ceci peut être déduit des modèles dynamiques de l'écoulement de la glace (comme Winguth *et al.* 2005 pour la Scandinavie et Dyke *et al.* 2002 pour la calotte Laurentide) permettent d'estimer le comportement de la calotte durant sa fonte ou son développement. Mais ces modèles sont mal contraints car ils sont par exemple très sensibles aux conditions climatiques (températures, précipitations...) et aux caractéristiques de la base de la calotte (du sol sous-jacent), mal connues dans le passé.

Les modèles de l'histoire glaciaire utilisés pour la résolution de l'équation du niveau marin sont souvent ajustés par les résultats de la modélisation de celle-ci. En effet une première estimation de l'histoire glaciaire est utilisée pour estimer les variations du niveau marin relatif, ces résultats sont ensuite comparés aux observations du niveau marin relatif et le modèle glaciaire ainsi que le modèle de Terre sont alors ajustés pour mieux correspondre aux observations, comme c'est le cas par exemple pour les modèles Lambeck *et al.* (1998), Lambeck (1997) et Peltier (2004). Ces modèles glaciaires sont donc associés à un modèle de Terre.

Parmi les modèles de l'histoire glaciaire utilisés pour la résolution de l'équation du niveau marin, le modèle global ICE-5G de *Peltier (2004)* est le plus utilisé. C'est une évolution des précédentes versions, ICE-3G (*Tushingham and Peltier, 1991*) et ICE-4G (*Peltier, 1994*). Par rapport aux précédentes, le modèle ICE-5G est contraint par de nouvelles données de niveau marin relatif et de géomorphologie, conduisant notamment à une nouvelle distribution de la calotte pour l'Eurasie et une épaisseur de glace plus fine de la calotte britannique (discuté dans *Peltier et al. 2002*) et du Groenland, mais également contraint avec des données de géodésie (*Argus et al., 1999*) et de gravimétrie (*Lambert et al., 2001*), notamment pour l'Amérique du Nord avec également une prise en compte de modèles dynamiques de l'écoulement de la glace (*Tarasov and Peltier, 2004*) pour cette même région.

Un autre modèle global existe, mais il n'est pas publié en tant que base de données : le modèle RSES décrit dans *Kaufmann and Lambeck (2002)*. Il regroupe différents modèles régionaux : *Lambeck et al. (1998)* pour la Fennoscandie et mer de Barents, *Lambeck (1993)* pour les îles britanniques, *Nakada and Lambeck (1988)* pour l'Antarctique et ICE-1 de *Peltier and Andrews (1976)* pour Laurentide et Groenland. Ce dernier modèle implique que ce modèle global est moins bien contraint pour ces régions, comme il l'est précisé dans *Kaufmann and Lambeck (2002)*.

Ainsi chacun fournit une reconstruction différente de l'histoire glaciaire. Par exemple pour la Fennoscandie, le modèle ICE-5G (*Peltier, 2004*), le maximum d'épaisseur de la calotte est centré sur la Suède alors que dans *Lambeck et al. (1998)* il est situé sur le golfe de Bothnie même si l'épaisseur prévue par les deux modèles est similaire, environ 2 400 m. De même ICE-5G implique une plus grande extension et épaisseur pour le Nord (Svalbard) que *Lambeck et al. (1998)*. Ces différences impacteront donc les estimations faites à partir de la résolution de l'équation du niveau marin.

- La structure de la Terre et ses propriétés rhéologiques dans les modèles pour la résolution de l'équation du niveau marin

Les propriétés élastiques et de viscosité de la Terre contrôlent l'amplitude, le temps et la longueur d'onde de la réponse de la Terre solide. Pour ce qui est de la lithosphère, les travaux de *England and Houseman (1986)* sur la déformation de la lithosphère continentale et de *Watts (2001)* sur la flexure de la lithosphère, ont permis de préciser la structure de la lithosphère et sa réponse aux contraintes, résumées par exemple dans *Jackson et al. (2008)*. Pour les couches internes, les observations géophysiques, notamment sismique, ont permis d'évaluer la structure radiale de la Terre et la tomographie a pu mettre en évidence les variations latérales, notamment de la température. Les propriétés du manteau, en particulier sa viscosité, sont contraintes notamment grâce aux observations de la réponse de la Terre solide suite à la fonte de la charge de glace. Comme la reconstruction de l'histoire glaciaire, celle-ci est ajustée par la modélisation de l'équation du niveau marin. Plusieurs modèles de Terre sont donc développés pour s'ajuster au mieux aux observations des variations du niveau marin.

Comme nous l'avons indiqué précédemment, la méthode de résolution de l'équation du niveau marin, telle qu'elle est décrite par *Farrell and Clark (1976)* implique un modèle de structure de la Terre dit 1-D, traduisant les variations des propriétés élastiques et de viscosité de chaque couche, seulement dans une direction, en fonction de la profondeur. Ceci est le cas par exemple pour les modèles *Lambeck et al. (1998)* ; *Kaufmann and Lambeck (2002)* et VM1, VM2, VM3 décrits dans *Peltier (2004)* (figure 19).

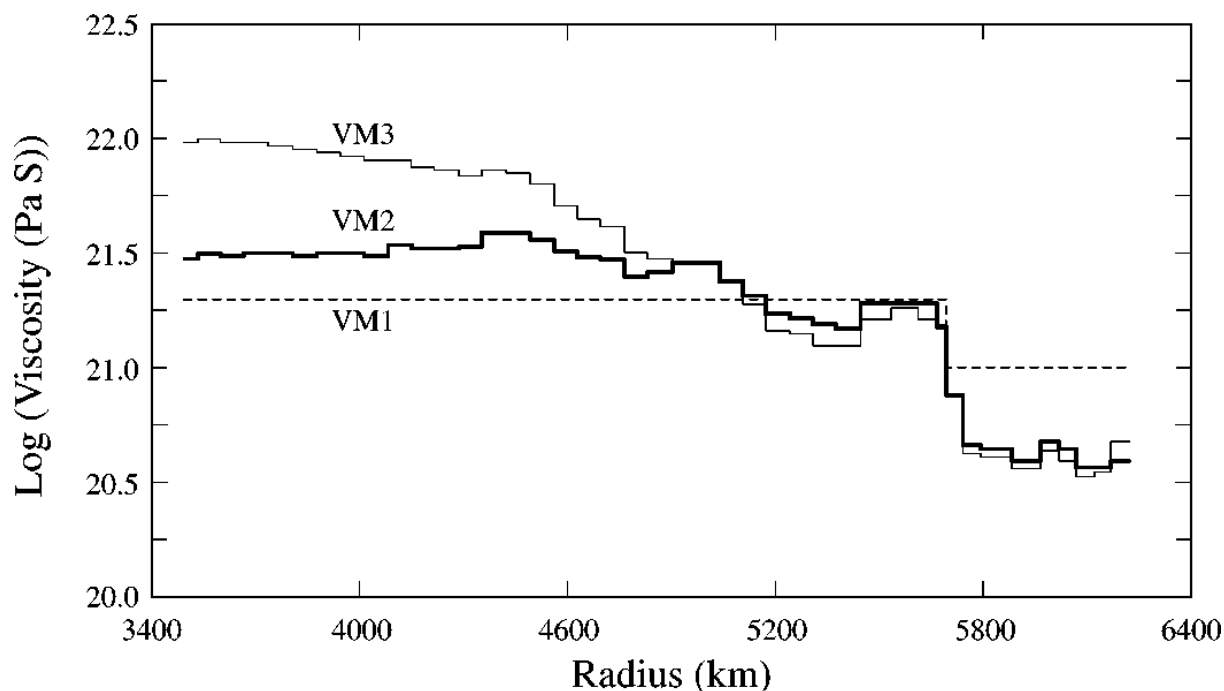


Figure 19 : Variation de la viscosité du manteau en fonction de la profondeur dans les modèles VM1, VM2 et VM3 de la structure radiale viscoélastique décrite dans *Peltier (2004)*

Ces modèles avec une géométrie et une symétrie sphérique se basent alors sur le modèle de Terre PREM (Preliminary Reference Earth Model) de *Dziewonski and Anderson (1981)* comme il l'est précisé par exemple dans *Mitrovica and Forte (1997)* ; *Lambeck et al. (1998)* et *Peltier (2004)*. Ce modèle est établi à partir des données sismiques pour la définition de la distribution radiale de la densité et des propriétés élastiques. A partir de cela trois couches sont donc généralement considérées (*Lambeck et al. 1998* et *Peltier 2004* par exemple) : avec la lithosphère et le manteau supérieur séparé du manteau inférieur. Un nombre supérieur de couches est parfois utilisé pour caractériser le manteau (*Forte and Mitrovica 1996* et *Peltier 1998a*). De même, les modèles de Terre utilisés imposent une Terre incompressible, son volume est considéré quasiment constant sous l'action d'une pression externe.

Pour ce qui est de la lithosphère, sur des millions d'années, elle se déforme de façon visqueuse sous une contrainte (*England and Houseman, 1986*) mais sur les cycles glaciaires, de l'ordre de 100 000 ans, les modèles considèrent une lithosphère d'épaisseur constante qui répond de façon élastique. Pour le manteau, il est considéré comme viscoélastique sur les périodes des cycles glaciaires (*Wu and Peltier, 1982*), avec une rhéologie Newtonienne, donc avec une relation linéaire entre la contrainte et la déformation associée. Les paramètres qui varient d'un modèle à l'autre sont alors :

- L'épaisseur de la lithosphère élastique : elle peut varier de 70 à 200 km par exemple
- La viscosité attribuée pour le manteau en fonction de la profondeur : elle peut s'étendre de 10^{19} à 10^{24} Pas.

Ces propriétés sont alors déduites de l'inversion des observations de la réponse de la Terre solide à la charge de glace et des modèles utilisant l'équation du niveau marin (par exemple : *Cathles 1975 ; Wu and Peltier 1982 ; Kaufmann and Lambeck 2002*). Les observables postglaciaires, en particulier l'observation de la réponse isostatique de la Terre solide, représentent donc des données essentielles pour contraindre la viscosité du manteau (ceci sera détaillé lors de la description de la réponse isostatique de la Terre solide dans cette partie).

De nombreux travaux se sont questionnés sur la validité de tels modèles de Terre, avec une structure 1-D et une rhéologie linéaire. En effet, considérer une telle structure n'est pas réaliste au vu des variations latérales de l'épaisseur de la lithosphère, ou encore en considérant les observations de la tomographie montrant des variations latérales de température dans le manteau, associées à des variations latérales de la viscosité. De même, la rhéologie du manteau sur les cycles glaciaires est encore débattue. En effet, les expérimentations en laboratoire sur des roches et minéraux à hautes pressions et températures et soumis à de fortes contraintes, montrent que la vitesse de déformation ($\dot{\epsilon}$) augmente de façon non linéaire avec la contrainte (σ) et suit alors une loi de puissance (relation (6)) telle qu'elle est décrite dans *Wu (1995)*.

$$\dot{\epsilon} = A \sigma_E^{n-1} \sigma'_{ij} \quad (6)$$

avec n , compris entre 2 et 6 et $\sigma_E = \sqrt{\frac{1}{2} \sigma'_{ij} \sigma'_{ij}}$ la contrainte déviatorique équivalente et σ'_{ij} les composantes déviatoriques de la contrainte. A est le paramètre de fluage, il dépend du type du matériau.

Pour des contraintes plus faibles, la déformation est plutôt linéaire (soit $n=1$). La transition entre une rhéologie linéaire et non linéaire se situe dans le manteau supérieur mais ceci est mal contraint (*Wu, 1995*). Considérer une rhéologie linéaire pour l'ensemble du manteau est donc sûrement une forte approximation (*Giunchi and Spada, 2000*) (*Milne and Shennan, 2007*).

Comme nous l'avons indiqué précédemment, pour prendre en compte ces variations, que ce soit de la rhéologie ou la prise en compte des variations latérales de la viscosité et de l'épaisseur de la lithosphère, un modèle avec une résolution numérique en éléments finis ou volumes finis est nécessaire. Ainsi, de nombreux travaux utilisant cette méthode numérique ont pour but d'évaluer l'impact du choix d'une rhéologie non linéaire, que ce soit pour la totalité du manteau (eg *Wu 1993 ; Wu 1999*) ou seulement pour le manteau supérieur associé à un manteau inférieur avec une rhéologie linéaire (eg *Gasperini et al. 1992 ; Gasperini et al. 2004 ; Dal Forno et al. 2005 ; Dal Forno and Gasperini 2007*). Si l'utilisation d'une rhéologie non linéaire pour l'ensemble du manteau a été rejetée, notamment parce que cela ne permettait pas d'obtenir une bonne correspondance avec les observations du niveau marin relatif pour les régions en périphéries des anciennes régions englacées (*Wu 1993 ; Wu 1995*), une rhéologie dite mixte (manteau supérieur non linéaire et manteau inférieur linéaire), permet d'obtenir une meilleure correspondance avec les observations, par exemple pour l'ancienne calotte Laurentide (*Dal Forno et al. 2005 ; Dal Forno and Gasperini 2007*), qu'avec l'utilisation d'une rhéologie purement Newtonienne pour l'ensemble du manteau. *Wu*

(2002) montre lui, également pour la Laurentide, qu'une rhéologie composite mais avec cette fois une rhéologie non linéaire pour le manteau inférieur, présente une meilleure correspondance avec les observations qu'avec l'utilisation d'un modèle de Terre avec une rhéologie non linéaire pour l'ensemble du manteau ou avec une zone non linéaire sous la lithosphère sur un manteau linéaire. Ces travaux utilisent une géométrie de Terre non sphérique, n'autorisant pas de résultats à l'échelle globale. *Giunchi and Spada (2000)* sont les premiers à appliquer une telle méthode numérique avec une géométrie sphérique, ceci afin d'évaluer l'effet du choix d'une rhéologie non linéaire pour le manteau supérieur sur les déformations grandes longueurs d'ondes postglaciaires. Ils concluent alors que ces déformations deviennent insensibles à la viscosité du manteau inférieur si une rhéologie non linéaire est adoptée pour le manteau supérieur, ce qui les conduit à conclure que, dans une telle configuration, les déformations grandes longueurs d'onde ne peuvent être utilisées pour contraindre la viscosité du manteau inférieur. Récemment, *Wu and Wang (2008)* ont également utilisé cette méthode pour une géométrie sphérique et l'histoire glaciaire décrite par le modèle ICE-4G (*Peltier, 1994*). Ils estiment que l'épaisseur de glace de la calotte Laurentide doit être modifiée et selon cette nouvelle configuration, ils montrent que l'utilisation d'un modèle de Terre avec une rhéologie non linéaire dans le manteau inférieur permettrait de mieux correspondre aux observations du niveau marin relatif, aux taux de soulèvement observé par les GPS et aux observations de la gravité pour la région Laurentide, que les modèles de Terre avec une rhéologie non linéaire pour le manteau supérieur ou pour l'ensemble du manteau.

Ainsi, si les observations et les résultats des modèles ne permettent pas de trancher sur la nature de la rhéologie du manteau inférieur et supérieur, ils montrent qu'il est nécessaire de considérer une rhéologie autre que linéaire pour tout le manteau dans la modélisation des effets de la fonte d'une calotte glaciaire.

Les mêmes interrogations sont soulevées pour les variations latérales de la viscosité dans le manteau et de l'épaisseur de la lithosphère. Les premiers modèles incluant de telles variations latérales étaient associés à une géométrie non sphérique de la Terre (eg *Sabadini et al. 1986 ; Giunchi et al. 1997 ; Kaufmann and Wu 2002b*) avec ensuite l'utilisation d'une histoire glaciaire plus réaliste et des variations de viscosité latérales définies à partir de la tomographie sismique (eg *Wu 2005 ; Kaufmann et al. 2005*). Les résultats de ces modèles permettent alors de conclure dans un premier temps que l'impact de l'introduction de telles variations latérales est suffisamment important pour être détecté par les mesures géodésiques telles que les GPS. Par exemple, *Kaufmann and Wu (2002a)* montrent, avec l'exemple de la Fennoscandie et de la mer de Barrent, que l'influence des variations de viscosité sur les signatures post-glaciaires peut être non négligeable, avec des différences de 1 à 2 mm/an par rapport aux prédictions des modèles 1-D comparées aux observations GPS. De même, les observations du niveau marin relatif sont utilisées pour observer l'influence de la prise en compte des variations latérales d'épaisseur et de viscosité. Cependant, pour ces dernières, en comparant les prédictions des modèles et les observations, il est montré que les données situées à l'intérieur des anciennes régions glaciaires ne permettent pas de traduire les effets de ces variations alors que cela est discernable avec les données en périphérie de ces régions. Ces mêmes conclusions sont obtenues également par des modèles avec une géométrie sphérique (*Wu and van der Wal, 2003*). En effet, par exemple, *Wu et al. (2005)* montrent qu'il est possible de discerner l'effet de l'utilisation des variations latérales de viscosité avec les observations des variations du niveau marin relatif en périphérie des anciennes calottes. De même, *Zhong et al. (2003)* et *Spada et al. (2006)* montrent que la variation latérale de l'épaisseur de la lithosphère permet d'obtenir une meilleure correspondance avec les observations du niveau marin relatif, proches de la périphérie des régions anciennement

glacées en particulier pour la Fennoscandie. Cependant, *Spada et al. (2006)* n'obtiennent pas une telle correspondance pour d'autres régions telles que la baie d'Hudson. En effet la comparaison des prédictions du niveau marin avec un modèle de Terre 1-D et 3-D avec les observations montre très peu de différences. *Wang and Wu (2006)* utilisent une autre méthode numérique de résolution de l'équation du niveau marin (méthode CLFE, « Coupled Laplace Finite Element ») permettant d'inclure des variations latérales de viscosité non négligeables et leur modèle prend en compte l'autogravitation de la Terre, qui ne l'est pas dans le modèle de *Spada et al. (2006)*. Avec cet autre modèle, ils montrent que l'introduction des variations latérales de l'épaisseur de la lithosphère et de viscosité dans le manteau, permet une meilleure correspondance avec des données du niveau marin relatif à l'échelle globale qu'un modèle 1-D.

D'après ces résultats, considérer les variations latérales de l'épaisseur de la lithosphère et de la viscosité dans le manteau pour les modèles de Terre utilisés pour la résolution de l'équation du niveau marin, permettrait d'obtenir des prédictions plus proches des observations notamment pour le niveau marin relatif. Ainsi, même si le modèle de Terre radial est toujours utilisé (eg *Peltier 2004*) et considéré comme étant une bonne représentation de la viscosité du manteau pour les régions anciennement glacées (*Paulson et al., 2005*), l'impact de l'utilisation d'une structure plus réaliste est discernable et semble mieux expliquer les observations.

Ainsi le choix du modèle de Terre et du modèle de l'histoire glaciaire est déterminant pour les prédictions des modèles de la résolution de l'équation du niveau marin. Le choix du modèle de glaciation semble impacter de façon plus importante les estimations devant le choix du modèle de structure de la Terre (*Kaufmann and Lambeck, 2002*). De même, *Spada et al. (2006)* montrent que les variations du niveau marin sont plus sensibles à la reconstruction de l'histoire glaciaire qu'à la structure de la Terre. Pour autant, *Whitehouse et al. (2006)* ont montré que les différences sur le signal du réajustement isostatique pour la région de Fennoscandie, si deux modèles de Terre 1D et 3D sont utilisés avec le même modèle de reconstruction de la calotte glaciaire, ne sont pas à négliger. De même, *Engelhart et al. (2011)* comparent pour la côte Est de l'Amérique du Nord, les observations des variations du niveau marin relatif Holocène avec les prédictions du niveau marin relatif, à partir de deux modèles de Terre 1-D et de l'histoire glaciaire différente (ICE-5G ; VM5a *Peltier and Drummond, 2008* ; ICE-6G et VM5b *Engelhart et al., 2011*). Leurs résultats montrent que l'utilisation du modèle ICE-6G de même que la réduction de la viscosité dans le manteau supérieur du modèle VM5b permettent une meilleure correspondance avec les données, alors qu'il existe d'importants écarts avec ICE-5G et VM5a. Cependant les prédictions ne traduisent pas correctement les observations pour l'ensemble de la région. Ils concluent alors que ces écarts peuvent traduire l'importance de l'effet des variations latérales de la viscosité dans le manteau supérieur.

La structure de la Terre et l'histoire glaciaire sont donc les paramètres en entrée de la modélisation de la résolution de l'équation du niveau marin. Comme nous l'avons indiqué, celle-ci a évolué suivant les processus pris en compte. Nous présentons ici ces différents processus qui constituent actuellement l'équation du niveau marin.

- Composante eustatique : variations du volume d'eau dans le bassin océanique (glacio-eustatisme)

Le stockage de l'eau sous forme de calottes glaciaires ou leur fonte suivant les changements climatiques contrôlent le volume d'eau dans le bassin océanique. L'amplitude des variations du niveau marin induites dépend donc du volume de glace stocké qui sera ensuite amené à fondre et donc à apporter un volume d'eau supplémentaire au volume d'eau présent avant la fonte. Ainsi, pour estimer cette amplitude il faut connaître le volume total de glace à un temps donné. Seule la quantité de glace stockée sur les continents doit être prise en compte, puisque les glaces « océaniques », lorsqu'elles se forment, déplacent environ le même volume d'eau qu'elles ajoutent lorsqu'elles fondent (modulo les variations de densité liées à la salinité), ce qui n'a donc pas d'impact sur le niveau marin face à l'amplitude générée par la fonte des calottes continentales.

Actuellement le volume de glaces « continentales » sur Terre est d'environ 30.10^6 km³. Ainsi, si ce volume n'existait pas à certaines périodes géologiques (comme le Crétacé par exemple mais cela sera discuté plus précisément dans le **Chapitre 3**) ou s'il était amené à fondre, l'impact sur le niveau marin serait une augmentation d'environ 74 mètres (si l'on prend en compte la perte de volume lors du passage de l'état solide à liquide) par rapport à l'actuel $\Delta h(t) = \frac{V_{Glacé}(t)}{S_{Océanique}}$ (V pour volume et S pour surface). Si l'on prend en compte le réajustement isostatique engendré par ce poids supplémentaire d'eau, cette fonte conduirait à une augmentation du niveau marin d'environ 54 m, ce qui est en accord avec l'estimation de *Miller et al. (2005)*.

De même, il est possible d'estimer que le volume de glace, associé à un niveau marin plus bas d'environ 120 m il y a 20 000 ans, était d'environ $47,65.10^6$ km³. Ceci est en accord avec les estimations de 46 à 52.10^6 km³ discutées précédemment.

D'après le dernier rapport du GIEC en 2007, la fonte des calottes actuelles et des glaciers a conduit à une augmentation du niveau marin de $1,1 \pm 0,5$ mm/an sur 1961-2003 et de $2,8 \pm 0,7$ mm/an pour 1993-2003. La plus forte contribution à la hausse du niveau marin actuelle vient de la fonte des glaciers, en effet la seule fonte de ceux-ci a entraîné une augmentation du niveau marin de $0,5 \pm 0,18$ mm/an de 1961-2003 et de $\pm 0,77$ à $0,22$ mm/an pour 1993-2003, alors qu'elle est inférieure à $0,2$ mm/an de par la fonte de l'Antarctique ou du Groenland pour les mêmes périodes. De plus, depuis 2003 la fonte des glaciers s'accélère. Ainsi, de 2005 à 2010, la contribution de la fonte des glaciers et des calottes à la hausse du niveau marin est à près de 80% contre 55% de 1993 à 2007 (*Cazenave and Llovel, 2010*). Les conséquences de cette fonte rapide des calottes de glace n'engendrent cependant pas qu'une variation du volume d'eau dans le bassin global, elles s'accompagnent également d'une signature variable spatialement des variations du niveau marin. Ceci est décrit par exemple dans *Mitrovica et al. (2009)* : une masse de glace exerce une attraction gravitationnelle sur les masses d'eau qui l'entourent. Ainsi, si la calotte fond, la force gravitationnelle exercée par celle-ci diminue. Ceci provoque alors une migration de l'eau, de la périphérie de la calotte vers le large. Il est estimé que, jusqu'à 2000 km de la calotte, cette migration domine, ce qui entraîne une baisse du niveau marin, alors qu'au loin, la migration de l'eau s'ajoute à l'augmentation du volume d'eau dans le bassin global, ce qui conduit alors à une hausse du

niveau marin d'une amplitude supérieure à la signature eustatique, comme illustré sur la figure 20 (Mitrovica et al., 2009).

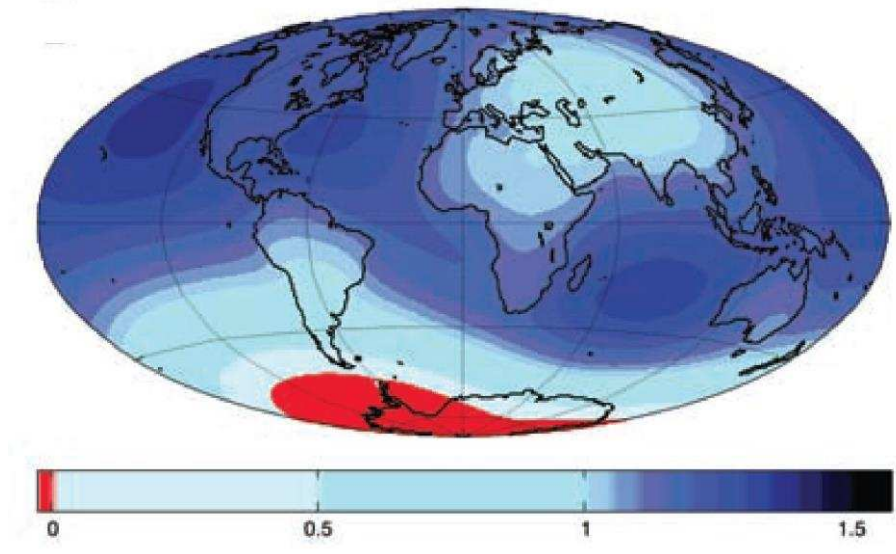


Figure 20 : Signatures spatiales des variations du niveau marin dans le cas d'une fonte de l'Ouest de la calotte Antarctique (Mitrovica et al., 2009)

Estimations des variations du niveau marin faites à partir du modèle de Kendall et al. (2005) prenant en compte la rotation de la Terre, la structure calotte marine (cette structure sera décrite plus loin dans cette partie) et considérant une géométrie variable des traits de côtes au cours du temps. Les estimations sont normalisées par l'amplitude eustatique associée à la fonte totale de l'Ouest de la calotte, soit environ 5 mètres d'après le 4ème rapport du GIEC.

Cette distribution spatiale est importante à considérer pour les prédictions des variations du niveau marin actuelles car, suivant la situation géographique, l'impact de la hausse du niveau marin sera plus important, comme par exemple ici pour la côte Est des Etats-Unis où, selon ces prédictions, la hausse du niveau marin serait d'environ 1,3 m plus élevée que l'amplitude eustatique associée, soit une élévation totale de 6,3m (Mitrovica et al., 2009). D'autres estimations avec des amplitudes différentes existent, par exemple Bamber et al. (2009) obtiennent des amplitudes plus faibles pour cette même région. Ces différences s'expliquent par le choix du modèle de la structure élastique de la Terre utilisé ou la méthode de résolution de l'équation du niveau marin utilisée (Mitrovica et al., 2011). Mitrovica et al. (2011) montrent également que la considération d'une structure de Terre 3-D a un effet négligeable sur les prédictions et concluent ainsi que la complexité apportée par ce type de modèle n'est pas nécessaire dans ce cas pour ces estimations.

Ainsi le stockage ou la fonte d'un volume de glace peut entraîner des variations du niveau marin global puisqu'il modifie le volume d'eau total dans le bassin global, avec des amplitudes pouvant être importantes, d'environ ± 100 m, sur des temps inférieurs à 100 000 ans. Cependant, ces estimations dépendent fortement de l'évaluation du volume de glace au cours du temps, or celui-ci reste mal connu. Pour le cas d'une fonte rapide comme actuellement ce processus implique également une signature non uniforme des variations du niveau marin.

- Composante isostatique (glacio-hydro isostasie)

La mise en place ou la fonte d'une calotte de glace sur la lithosphère engendre des réajustements isostatiques entraînant donc des mouvements verticaux de la Terre solide. Cette déformation isostatique a deux composantes : glacio-isostatique et hydro-isostatique (Clark *et al.*, 1978). En effet, la décharge ou la charge de l'étendue glaciaire produit un soulèvement ou une subsidence respectivement de la lithosphère par le fluage du manteau (figure 21) mais également le volume d'eau ajouté ou enlevé dans le bassin océanique engendre de la même façon un réajustement isostatique.

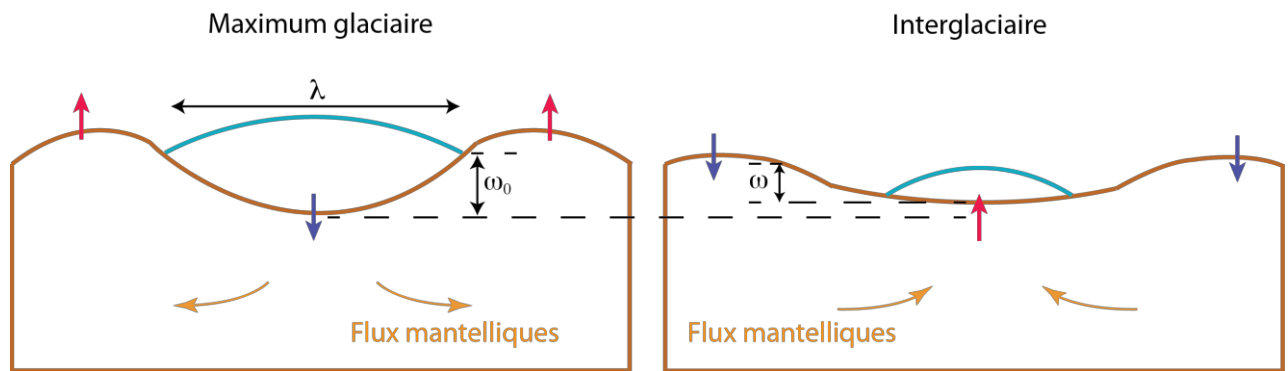


Figure 21 : Principe du réajustement glacio-isostatique

Les flèches rouges indiquent le soulèvement, les bleues la subsidence; λ l'étendue latérale maximale de la calotte glaciaire; ω_0 , la déflexion initiale sous le poids de la glace; ω , le soulèvement associé à la fonte de la glace.

Le soulèvement ou la subsidence de la lithosphère perdure après la fonte complète des calottes, comme c'est le cas actuellement pour la Fennoscandie ou la baie d'Hudson. Le manteau n'ayant pas un comportement purement élastique, le temps de réponse à la déformation et le retour à l'état initial, jusqu'à l'équilibre isostatique, dépendent des propriétés rhéologiques et de la structure de l'ensemble lithosphère, manteau supérieur et inférieur. La réponse de la Terre solide dépend donc de ce temps de réponse (temps de relaxation τ), son amplitude est décroissante dans le temps (relation (7); Turcotte and Schubert, 2002), à partir du début du délestage de la lithosphère, associé à la fonte, jusqu'à l'équilibre isostatique.

$$\omega = \omega_0 e^{-t/\tau} \quad (7)$$

Avec ω étant le déplacement vertical de la lithosphère induit par la fonte de glace, t correspondant à l'âge à partir duquel la calotte de glace commence à fondre, et $\omega_0 = \frac{E_G \rho_G}{\rho_m}$, l'estimation de la déflexion initiale sous le poids de la glace (à partir du principe d'isostasie). E_G est l'épaisseur de la glace, ρ_G la densité de la glace et ρ_m la densité du manteau.

Suivant l'étendue des calottes glaciaires, le signal engendré peut être global car la redistribution des masses dues aux réajustements isostatiques concerne alors l'ensemble de la Terre solide. Cependant ses effets sont fortement dépendants de la localisation par rapport aux régions glaciaires (comme cela a été indiqué précédemment dans cette partie et illustré par la figure 17). En effet, proche de celles-ci, la déformation de la Terre solide est dominante devant le signal global du glacio-eustatisme, avec des vitesses pouvant atteindre 10 mm/an de

soulèvement comme c'est le cas pour la baie de Bothnie dans le centre de la Fennoscandie (eg *Johansson et al. 2002*). Ainsi le niveau marin relatif dans ces régions montre une chute. De même, la charge supplémentaire d'eau dans les bassins océaniques engendre alors une baisse du niveau marin.

Les réseaux GPS permettent actuellement de mesurer directement les vitesses verticales de la lithosphère, engendrées par ce processus (eg le réseau BIFROST, The Baseline Inferences for Fennoscandian Rebound Observations Sea Level and Tectonics, *Milne et al. 2001*), de même que les enregistrements des variations du niveau marin relatif, passées ou récentes, avec les marégraphes qui enregistrent à la fois les mouvements verticaux et les variations du niveau marin (ceci sera développé dans le chapitre 2) ou encore avec les mesures des vitesses de variation du champ de gravité par le satellite GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (eg *Tamisiea et al. 2007 ; Steffen et al. 2009*). Dans le cadre de la résolution de l'équation du niveau marin, ces observations du signal isostatique permettent de contraindre les modèles en les comparant aux prédictions et représentent des contraintes importantes pour l'estimation de la viscosité (*Paulson and Richards, 2009*). Dans cet objectif, la Fennoscandie a fait par exemple l'objet de nombreux travaux (eg *Cathles 1975 ; Fjeldskaar 1994 ; Mitrovica 1996 ; Milne et al. 2001*), conduisant à des estimations différentes de la viscosité ou de l'épaisseur de la lithosphère élastique (*Steffen and Wu, 2011*), allant par exemple d'une viscosité moyenne du manteau de 10^{21} Pa.s à $3-10 \cdot 10^{20}$ Pa.s pour le manteau supérieur et $2-4 \cdot 10^{21}$ Pa.s pour le manteau inférieur. Certains modèles tels que *Peltier (2004)* et *Paulson et al. (2007)*, permettent d'évaluer l'impact actuel de l'ajustement isostatique à l'échelle globale. Le signal spatial attendu est donc connu mais sa quantification dans le cadre de la résolution de l'équation du niveau marin dépend des modèles de glaciation et de Terre utilisés. De plus, afin de traduire correctement les effets de charges, hormis la définition de l'extension et de l'épaisseur de l'histoire glaciaire, les éléments suivants doivent également être pris en compte et intégrés à l'équation du niveau marin :

- La migration des traits de côtes

Les premières formulations de l'équation du niveau marin imposaient une surface constante du bassin océanique global au cours du temps. Or, les traits de côtes migrent dans les terres ou vers l'océan suivant les hausses ou baisses du niveau marin. La surface supportant la charge des eaux océaniques varie donc au cours du temps, ce qui doit alors être pris en compte dans les modèles, ceci en l'absence ou présence de calottes marines (elles seront décrites par la suite dans cette partie). *Lambeck and Nakada (1990)* et *Johnston (1993)* sont les premiers à considérer cela dans le cadre de la modélisation des effets postglaciaires. Par la suite *Peltier (1994)* propose une méthode utilisant la fonction océan mais de façon à ce qu'elle soit fonction du temps, afin de prendre ainsi en compte les transgressions et régressions et donc les migrations des traits de côtes associés depuis le dernier maximum glaciaire. Il considère les traits de côtes actuels et ceux au temps t_0 correspondant au maximum glaciaire. *Milne and Mitrovica (1998)*, *Milne and Mitrovica (1998)* et *Milne et al. (1999)* proposent sur la base de la méthode employée par *Johnston (1993)* une approche incrémentale, avec une discrétisation de la période t_0 à t en N pas de temps, afin de traduire l'évolution des traits de côtes durant cette période. Ceci permet, selon *Mitrovica (2003)*, *Lambeck et al. (2003)*, *Mitrovica and Milne (2003)* et *Kendall et al. (2005)*, de réduire une surestimation ou sous estimation des prédictions du niveau marin liées à la méthode de *Peltier (1994)* comme il l'est montré sur la figure 22 (*Mitrovica, 2003*). En effet *Mitrovica (2003)* estime que l'utilisation de la méthode de *Peltier (1994)* peut engendrer pour certaines régions une erreur maximum de l'ordre de l'amplitude eustatique, soit ± 125 m sur la période du dernier maximum glaciaire à aujourd'hui.

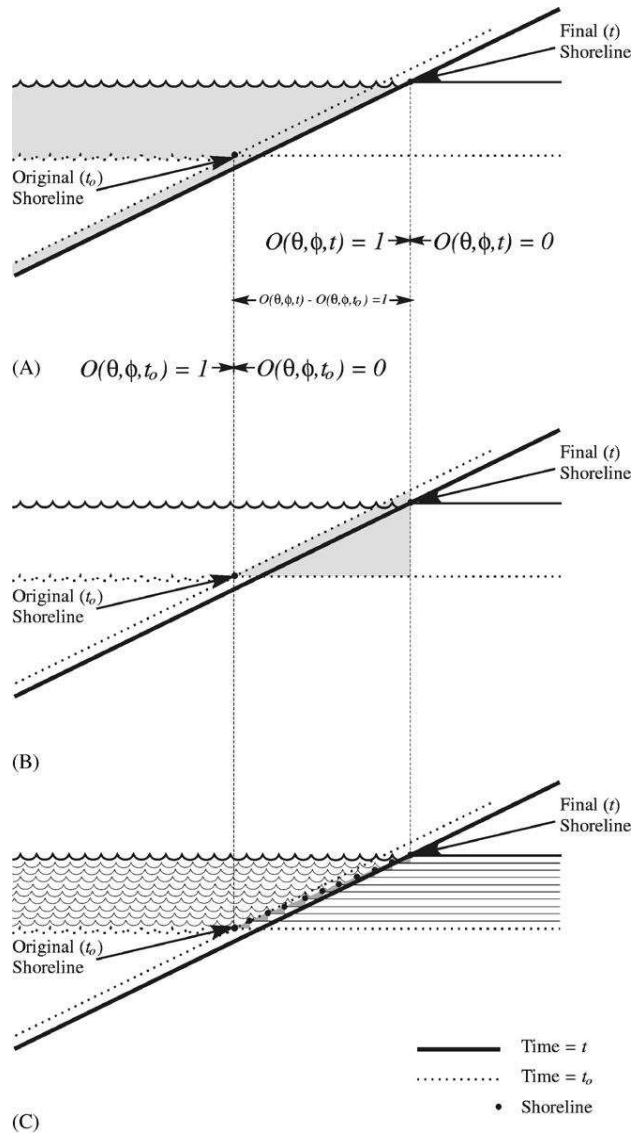


Figure 22 : Principe de la migration des traits de côtes et erreurs associées (Mitrovica, 2003)

indique le principe de la migration du trait de côte, (B) montre l'erreur associée à la méthode de Peltier (1994) par la partie grisée, (C) la méthode itérative de G. A. Milne and Mitrovica (1998) et l'erreur associée en gris. O est la fonction océan. T_0 correspond au temps initial, au moment du maximum glaciaire; Θ et Φ sont les coordonnées des lieux correspondants.

Peltier and Drummond (2002) apporte alors une modification de leur méthode (Peltier, 1994) en ajoutant la prise en compte du « broad shelf effect » soit la considération de la morphologie en grand plateau de certaines côtes. En effet ils considèrent que, pour les côtes étroites, l'empiètement de l'océan est faible et qu'ainsi l'impact sur la prédiction du niveau marin pour ces régions est négligeable alors qu'il est important pour les côtes avec une morphologie en plateau qui favorise un large empiètement de l'océan. Il n'y a pas de détails sur la méthode employée pour inclure cet effet mais les résultats montrent que ceci améliore de façon importante leur méthode de la prise en compte de la migration des traits de côtes au cours du temps dans l'équation du niveau marin (Mitrovica 2003 ; Kendall et al. 2005) et ainsi leurs prédictions des variations du niveau marin pour les régions concernées, telles que la côte Est de l'Amérique du Sud (Peltier and Drummond, 2002).

Ainsi l'absence de la considération de la migration des traits de côtes ou les erreurs liées au type de méthode utilisée peuvent engendrer une sur ou sous- estimation d'amplitude importante, supérieure à 100m, sur les prédictions du niveau marin.

- Les calottes marines

Les calottes glaciaires se prolongent parfois sur l'océan, comme c'est le cas par exemple de la calotte Ouest de l'Antarctique. Une grande partie se situe alors sous le niveau marin. Ainsi, lorsque ces portions fondent, elles ne contribuent pas aux variations du niveau marin de la même façon qu'un inlandsis situé uniquement sur un socle continental. Notamment, lors de leur fonte, un flux d'eau va venir occuper la place libérée par la glace (schéma B de la figure 23) et donc apporter une charge d'eau.

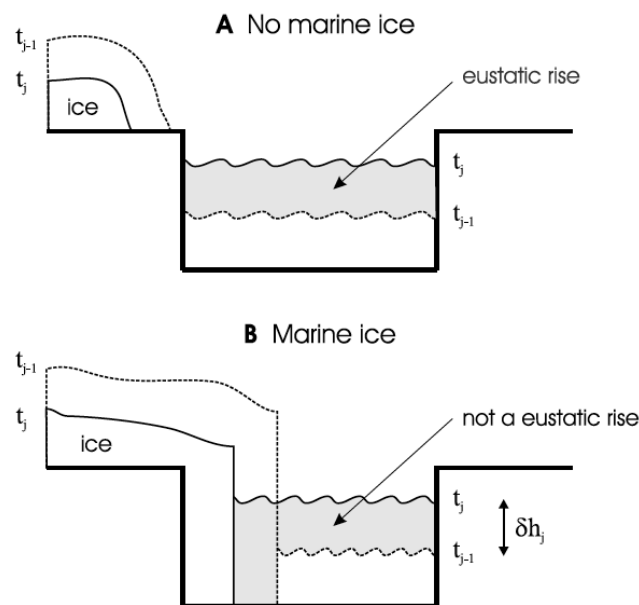


Figure 23 : Calottes marines et non marines Kendall et al. (2005)

A: variation eustatique du niveau marin à la suite de la mise en place au temps t_{j-1} d'une calotte située uniquement sur un socle continental, et suite à sa fonte jusqu'au temps t_j . B: Même principe que pour A mais pour une calotte dite marine, qui se prolonge sur l'océan.

Milne et al. (1999) montrent que cet effet a un impact sur le niveau marin relatif, à la fois pour les régions proches des côtes concernées mais également pour les régions très éloignées. Cela conduit à une baisse du niveau marin global. Deux approches différentes sont utilisées pour prendre en compte cet effet (Mitrovica and Milne 2003 ; Kendall et al. 2005). Milne et al. (1999) et Lambeck et al. (2003) incorporent les effets de la charge locale de l'eau et les effets gravitationnels associés au flux d'eau en modifiant l'équation du niveau marin alors que Peltier (1998b) calcule a posteriori le volume total du flux d'eau dans les régions concernées et son impact sur les variations eustatiques.

Milne et al. (1999) montrent que si cet effet n'est pas pris en compte, cela conduit à une surestimation du niveau marin relatif pour les régions proches des calottes et une sous-estimation du volume de glace du dernier maximum glaciaire d'environ 10%. En effet, pour les régions avec des calottes marines au dernier maximum glaciaire comme pour la baie d'Hudson ou le golfe de Bothnie, les prédictions du niveau marin relatif peuvent être affectées jusqu'à 100m Kendall et al. (2005).

Ainsi le réajustement isostatique suite à la mise en place ou à la fonte de calottes glaciaires sur la lithosphère induit des variations du niveau marin relatif, à l'échelle globale mais de façon non uniforme. Son temps caractéristique dépend de la durée des périodes glaciaires/interglaciaires et du temps de relaxation du manteau avec une amplitude décroissante au cours du temps. Cependant la redistribution des masses engendrée par le réajustement isostatique implique d'autres processus faisant varier le niveau marin.

- Composante rotationnelle, divagation polaire

La redistribution des masses, suite au réajustement isostatique, perturbe la rotation de la Terre, ce qui déforme le géoïde et la Terre solide et affecte ainsi le niveau marin relatif, sur le même principe que celui que nous avons décrit dans la partie 1.2.1.6. Cet effet n'était pas pris en compte dans l'équation du niveau marin de *Farrell and Clark (1976)* qui ne prenait pas en compte la rotation de la Terre. Par la suite, de nombreux travaux, tels que *Wu and Peltier (1984)* ; *Bills and James (1996)*, ont permis d'étendre cette théorie pour y inclure les effets rotationnels. *Milne and Mitrovica (1996)* et *Milne and Mitrovica (1998)* sont les premiers à les intégrer à l'équation du niveau marin. Les effets de la divagation polaire dominant et produisent un signal caractéristique de degré 2 et d'ordre 1, prenant donc la forme de quadrants, avec des effets nuls au niveau de l'équateur et entre les quadrants, comme il l'est illustré sur la figure 24 (*Mitrovica et al., 2005*).

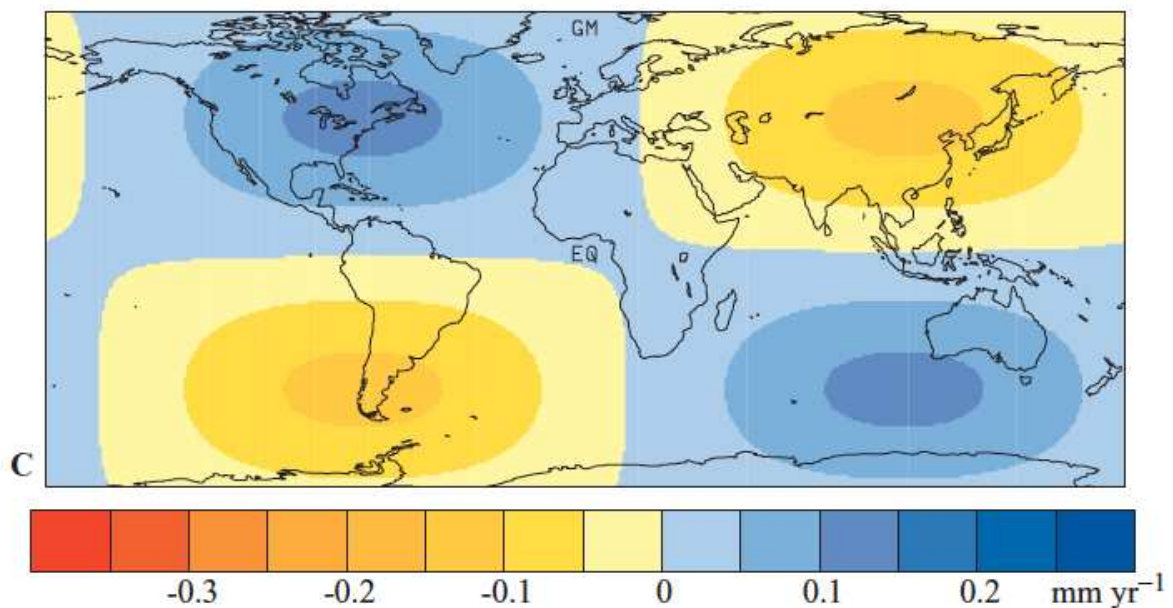


Figure 24 : Signal du niveau marin relatif engendré par les effets rotationnels (*Mitrovica et al., 2005*)

*Impact de l'intégration des effets rotationnels sur les prédictions du niveau marin relatif dans le cadre de la résolution de l'équation du niveau marin pour le dernier maximum glaciaire. Ces prédictions ont été réalisées selon la méthode présentée par (*Mitrovica et al., 2005*), avec un modèle de Terre imposant une lithosphère purement élastique d'une épaisseur de 100km, un manteau supérieur avec une viscosité de 10^{21} Pas et celle du manteau inférieur de 2.10^{21} Pas*

Milne and Mitrovica (1996), *Milne and Mitrovica (1998)* et *Peltier (1998a)* montrent ainsi que si ces effets ne sont pas pris en compte dans la résolution de l'équation du niveau marin, les prédictions du niveau marin relatif depuis le dernier maximum glaciaire peuvent être affectées d'erreurs d'une amplitude jusqu'à 7 à 8 m dans les quadrants. De même, cela

peut produire des erreurs de plus de 0,15 mm/an sur les prédictions des variations actuelles du niveau marin, ce qui est discuté également par *Mitrovica et al. (2001)*. Cependant, si le signal spatial du niveau marin relatif engendré par les effets rotationnels est établi, plusieurs travaux ont montré que les prédictions de son amplitude par ces modèles, étaient fortement dépendantes du modèle de Terre choisi, que ce soit de la viscosité du manteau inférieur ou de l'épaisseur de la lithosphère élastique (eg *Mitrovica and Milne 1998 ; Johnston and Lambeck 1999 ; Nakada 2000*). Récemment, l'amplitude du signal a été remise en cause par *Mitrovica et al. (2005)* sur la base des résultats de *Nakada (2002)*. En effet, ces derniers ont testé la sensibilité des prédictions des vitesses de la divagation polaire à la rhéologie de la lithosphère et ont ainsi mis en évidence une incohérence : les prédictions de la vitesse de la divagation polaire actuelle prédite en utilisant un modèle de Terre avec une lithosphère élastique sont différentes de celles obtenues avec une lithosphère viscoélastique, même si la viscosité de cette dernière devient très élevée (10^{26} Pas par exemple). *Mitrovica et al. (2005)* montrent alors que les prédictions de la vitesse actuelle de la divagation polaire sont surestimées car le formalisme de la théorie utilisée jusqu'à présent impose l'utilisation du même modèle de Terre pour le calcul de la déformation de la Terre et du forçage du potentiel centrifuge, en réponse à la mise en place d'une charge en surface, que pour le calcul de l'aplatissement existant de la planète, ce qui conduit à une sous-estimation de celui-ci. Or, plus la planète est aplatie, plus son vecteur rotation est stable en présence d'une charge en surface, ce qui induit donc une vitesse de divagation polaire plus faible. Ainsi *Mitrovica et al. (2005)* a revisité la théorie existante afin d'écarter ce problème et, en plus, de tenir compte des effets de la convection mantellique sur l'aplatissement de la Terre. Ils montrent alors que les effets rotationnels sont surestimés pour les observables telles que le niveau marin relatif. Cette nouvelle forme a été utilisée par la suite pour des travaux sur les prédictions de la vitesse actuelle de la divagation polaire engendrée par la fonte du dernier maximum glaciaire (*Nakada 2009 ; Matsuyama et al. 2010*).

Ainsi l'équation du niveau marin permet de regrouper et d'établir la relation entre les processus contrôlant les variations du niveau marin lors des variations climatiques entraînant la mise en place et la fonte de calottes glaciaires, en assurant que la surface des océans reste une surface de potentiel gravitationnel constant. Cette équation a évolué depuis sa formulation par *Farrell and Clark (1976)* et elle diffère suivant les modèles existants, ce qui implique des variations des estimations qu'ils permettent de calculer. Or, actuellement, il est essentiel d'estimer l'impact du réchauffement sur le niveau marin, ainsi, les estimations des variations du niveau marin causées par la fonte des calottes depuis le dernier maximum glaciaire sont particulièrement importantes afin de retirer cet effet aux observations actuelles et isoler ainsi les variations engendrées par le réchauffement. Pour cela, les différentes mesures des récentes variations du niveau marin sont « décontaminées » du signal post- glaciaire, comme par exemple pour les enregistrements des marégraphes (*Peltier 2001*, ceci sera largement développé dans le Chapitre 2). Il en est de même pour les mesures de l'altimétrie satellitaire, pour lesquelles *Peltier (2001)* et *Douglas and Peltier (2002)* suggèrent une correction de -0,3 mm/an à cause de l'augmentation de la capacité des bassins océaniques, suite à la déformation de la Terre solide depuis le dernier maximum glaciaire. Plus tard, *Peltier (2009)* obtiennent la même valeur avec le modèle plus récent ICE-5G (VM2) (*Peltier, 2004*). *Tamisiea (2011)* montrent cependant que des erreurs importantes peuvent être engendrées lors de la correction des différents types de mesures, particulièrement pour les mesures des variations de la masse d'eau des océans par le champ de gravité (actuellement par le satellite GRACE). Pour la correction des mesures altimétriques, il montre que celle-ci peut être comprise entre -0,15 à -0,5 mm/an. De même les corrections sont fortement dépendantes des modèles utilisés. Par exemple, *Kendall et al. (2006)* montrent l'impact de l'utilisation de différents modèles de

Terre, notamment l'effet de l'intégration des variations latérales de la viscosité du manteau et de l'épaisseur de la lithosphère. Ils mettent en évidence que la prise en compte de telles variations peut engendrer des différences entre les prédictions d'un modèle 1-D et 3-D pour 300 sites d'enregistrements marégraphiques, de plus de 0,2 mm/an pour 50% des sites et 0,5 mm/an pour 25%. De même, plus tard, *Davis et al. (2008)* montrent pour la côte Est des Etats-Unis, que la considération d'une structure 3-D, avec des variations latérales de la viscosité du manteau inférieur, conduit à des différences de 0,5 mm/an par rapport aux prédictions pour ces sites avec un modèle 1-D. Ceci contribue à montrer l'importance de considérer des structures 3-D pour la correction des mesures des marégraphes, ce qui n'est actuellement pas le cas à l'échelle globale.

Ainsi les observations des effets des processus liés à la fonte des calottes glaciaires sont nécessaires pour contribuer à mieux contraindre les modèles les corrections estimées. C'est l'un des objectifs du groupe de travail PALeo constraints on Sea-level (PALSEA) PAGES (Past Global Changes)/IMAGES (International Marine Past Global Changes study)/WUN (World University Network) (*Mitrovica et al., 2011*) qui regroupent les travaux de modélisations et d'observations des causes et des signatures des variations du niveau marin avec différentes approches, données et période de temps.

1.2.2.2. Stockage des eaux continentales et effets anthropiques

Plus il y a d'eau stockée sur les continents, moins celle-ci arrive jusqu'aux océans et inversement. Ainsi, par ce processus, les variations du stockage des eaux continentales influent sur les variations du niveau marin global.

Les eaux continentales sont stockées sur les continents via différents réservoirs tels que le manteau neigeux, la végétation, les aquifères et nappes phréatiques, les eaux contenues dans le sol ou dans les réservoirs de surface tels que les lacs. Les variations de la quantité d'eau contenue dans ces réservoirs dépendent du bilan entre les précipitations, l'évapotranspiration et le ruissellement vers les océans (*Milly and Shmakin, 2002*). Ainsi elles sont liées aux variations climatiques qui influent sur ces trois composantes. Elles sont également fortement liées à des processus anthropiques qui agissent sur les réservoirs de surface ou subsurface. Ces différents processus sont décrits par exemple par *Sahagian (2000)* et *Gornitz (2001)*. Les processus induisant une baisse du niveau marin sont notamment la construction de barrages et l'irrigation qui limitent l'écoulement de l'eau vers les océans, tandis que ceux engendrant une hausse du niveau marin sont la déforestation et le pompage des nappes phréatiques. En effet, la déforestation induit une diminution de l'évapotranspiration et de l'infiltration d'eau dans le sol, favorisant son écoulement vers les océans. De même, le pompage des nappes phréatiques se fait plus vite que le stockage de l'eau dans celle-ci pour des usages agricoles ou autres, l'eau se retrouvant ainsi finalement dans les océans. Même si l'effet de ces processus est connu, il est très difficile de chiffrer leur contribution sur le stockage des eaux continentales et ainsi leur impact sur le niveau marin en raison d'un manque d'information et de suivi des différentes composantes. Le processus le mieux connu est l'effet de la construction des barrages. Par exemple, *Chao et al. (2008)* ont estimé à -0,55 mm/an l'effet de la construction des barrages (plus de 30 000) sur le niveau marin global, durant les 50 dernières années. Ces processus anthropiques agissent également sur les mouvements verticaux de la lithosphère. En effet l'extraction de fluides de subsurface et le drainage des eaux de surface engendrent un affaissement du sol. C'est le cas par exemple au Sud de la Louisiane, où l'extraction de fluides entraîne une subsidence estimée de 8 à 23 mm/an (cf. *Letetrel 2010*) Il en est de même pour les extractions d'eaux souterraines à Venise et en Floride ou les pompages de Pétrole au Venezuela.

Avant le lancement de la mission GRACE, les estimations de l'effet du stockage des eaux continentales sur le niveau marin étaient réalisées à partir des modèles développés pour les études du climat (e.g. *Milly et al. 2003* ; *Ngo-Duc et al. 2005*). Par la suite les données de GRACE ont permis d'évaluer cet impact. Par exemple, *Llovel et al. (2010)* ont estimé à $-0,22 \pm 0,05$ mm/an l'effet de la variation du stockage des eaux continentales sur le niveau marin global, sur la période de 2003 à 2009, à partir de l'observation par GRACE des grands bassins hydrologiques tels que l'Amazone, le Mississipi, le Gange et autres. Dans le dernier rapport du GIEC, la contribution de ce processus est considérée comme étant inférieure à 0,5 mm/an.

Ainsi le stockage des eaux continentales contribue à des variations du niveau marin global avec de faibles vitesses. De plus, il n'agit pas à long terme mais présente des variabilités interannuelles ou décennales *Milly et al. (2009)*. La contribution des processus anthropiques sur le stockage des eaux continentales n'est pas encore bien connue, par contre leurs effets sur les mouvements verticaux de la lithosphère sont mieux connus et peuvent engendrer des mouvements verticaux importants.

1.2.2.3. Autres processus

D'autres processus peuvent impacter les variations du niveau marin et les mouvements verticaux mais avec des amplitudes et une variabilité bien connue ou une localisation précise. C'est le cas des effets de marées, océaniques ou terrestres. L'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil peut en effet engendrer des amplitudes importantes mais c'est un phénomène périodique qui n'intervient pas dans l'étude de l'évolution des variations du niveau marin, si ce n'est pour retirer son signal aux observations des marégraphes ou des GPS. Ceci peut être fait précisément par le biais de modèles car les différentes composantes sont maintenant bien décrites, de même que des modèles sont utilisés pour traiter l'effet de la pression atmosphérique et de la surcharge océanique qui peut entraîner des mouvements verticaux associés à chaque marée.

Le volcanisme, par le gonflement ou le dégonflement au niveau du volcan, peut induire des mouvements verticaux et des variations du niveau marin relatif bien visibles dans les enregistrements marégraphiques et géodésiques, comme le montre *Cazenave et al. (1999)* pour le volcan Socorro. De même la sismicité peut engendrer des mouvements verticaux et des variations du niveau marin relatif, brefs mais de grande amplitude.

1.3. Observations et quantification des variations du niveau marin et des mouvements verticaux terrestres

Suivant les intervalles de temps observés, les méthodes et instruments utilisés pour mesurer ou reconstruire les variations du niveau marin, relatif ou absolu, diffèrent. Ainsi, dans cette partie, les différents moyens d'observations des variations du niveau marin et des mouvements verticaux de la lithosphère sont décrits pour l'actuel puis sur les temps géologiques, ceci afin de faire un état des lieux des moyens disponibles pour quantifier ces variations et leurs limites.

1.3.1. Observations et quantification des variations actuelles

Les observations dites actuelles correspondent aux mesures disponibles enregistrées sur des temps inférieurs au siècle.

1.3.1.1. Mesures des variations du niveau marin

La mesure directe des récentes variations du niveau marin, est acquise à partir de deux types d'instruments : les marégraphes et les altimètres. Les observations acquises par les altimètres et les marégraphes diffèrent principalement par le type de mesure : les marégraphes mesurent le niveau marin relatif alors que les altimètres, le niveau absolu. Elles diffèrent également par la durée de leur temps d'observation, certains marégraphes fournissant des données depuis le siècle dernier, alors que l'observation continue par les altimètres n'a commencé que depuis moins de vingt ans.

- *La marégraphie*

Les marégraphes sont les premiers instruments permettant de mesurer les variations du niveau marin. Cette étude s'effectuait au XVIII^{ème} siècle par simple lecture de la hauteur d'eau sur une échelle graduée, l'échelle de marée située au niveau de certains ports. Les marégraphes mécaniques se sont développés ensuite au XIX^{ème} siècle, permettant ainsi un enregistrement automatique des hauteurs d'eau mesurées par le marégraphe. Les premiers instruments mécaniques sont des marégraphes à flotteurs. Le principe de mesure s'appuie sur le déplacement vertical d'un flotteur dans un tube, le puits de tranquillisation, qui permet de filtrer mécaniquement les oscillations de faibles longueurs d'onde de la surface de l'eau. Les déplacements verticaux du flotteur sont tracés sur un rouleau de papier qui fournit alors un enregistrement automatique des hauteurs d'eau en fonction du temps. L'un des exemples les plus connus de ce type de marégraphe est celui installé à Marseille depuis 1885. Les instruments se sont ensuite perfectionnés. En effet des marégraphes permettant un enregistrement numérique et un accès à distance pour collecter les données ont été développés, c'est le cas des marégraphes à ultrasons, dont les enregistrements reposent sur la mesure du temps de propagation de l'aller- retour d'une onde acoustique entre l'émetteur et la surface de l'eau. Les marégraphes à pressions, eux, mesurent la pression exercée par la colonne d'eau au-dessus de l'appareil immergé. Dans tous les cas, les stations mesurent et enregistrent la hauteur de la surface de la mer au point précis où il se situe à chaque heure de la journée. Ils sont installés sur la côte, souvent dans les ports, et fournissent alors des mesures par rapport à une référence terrestre locale définie par rapport à des repères matériels proches du socle de l'instrument. Ceci doit ainsi assurer la continuité et la cohérence des

observations, même s'il y a remplacement de l'instrument. Les mesures fournies sont donc locales et relatives.

Par la suite j'ai utilisé la base de données des mesures marégraphiques fournie par le PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level). Le PSMSL a été établi en 1933, il est responsable de la collecte, de l'analyse, de l'interprétation, de la diffusion et de l'archivage des données du niveau marin issues du réseau mondial de marégraphes. Il fournit la plus grande base de données des mesures marégraphiques. Celles-ci sont fournies sous forme de moyennes mensuelles ou annuelles. Les premières sont obtenues à partir des moyennes journalières, moyennes de la hauteur d'eau mesurée à chaque heure de la journée, alors que les moyennes annuelles sont calculées à partir des moyennes mensuelles, en prenant en compte le nombre de données manquantes. Cependant, lorsque les lacunes sont trop importantes le PSMSL le signale. Les données sont également disponibles suivant deux formats : d'une part, les données « metric », moyennes mensuelles et annuelles du niveau marin fournies par les responsables de chaque station, et enregistrées directement dans des fichiers, sans aucun contrôle du PSMSL, et d'autre part, les données « RLR » (Revised Local Reference), moyennes mensuelles et annuelles produites par le PSMSL. Ces dernières ont l'avantage d'avoir subi plusieurs contrôles et traitements (détaillés dans *Woodworth and Player 2003*), visant à vérifier la continuité et la stabilité locale de la référence du marégraphe ainsi que l'état de celui-ci. Le niveau zéro de référence est ensuite redéfini par le PSMSL pour chacun des marégraphes (ce nouveau repère de marée est le TGBM (Tide Gauge Bench Mark)). Ceci se fait suivant un choix arbitraire d'environ 7 000 mm en dessous du niveau moyen de la station. Ce choix a notamment pour objectifs de permettre que toutes les mesures de niveau marin, passées et à venir, aient une valeur positive et qu'il n'y ait aucune ambiguïté possible avec d'autres références locales du marégraphe (*Wöppelmann, 1997*).

L'intérêt principal de l'utilisation des données marégraphiques est leur longue période d'observation, certains ont commencé à enregistrer depuis environ un siècle. Des enregistrements suffisamment longs sont en effet essentiels pour l'étude de l'évolution récente du niveau marin. En effet, ils permettent alors de s'affranchir des variations de courte période, interannuelles ou décennales. La longueur des enregistrements nécessaire pour obtenir une tendance fiable a été discutée: au moins 50 ans pour *Peltier and Tushingham (1989)*, 60 ans pour *Douglas (1991)* et *Douglas (1992)*, puis enfin 80 ans d'après l'étude de *Douglas (2001)*.

Ces données présentent cependant certaines limites, concernant particulièrement leur échantillonnage spatial et temporel. En effet, la longueur totale des séries temporelles des différentes stations diffère beaucoup et elles ne sont pas toutes continues. En effet les marégraphes n'ont pas commencé à enregistrer en même temps, de même que certains se sont arrêtés alors que d'autres continuent encore leurs mesures. De plus, certains ont parfois cessé temporairement leur enregistrement pour le reprendre ensuite, pouvant ainsi laisser des lacunes dans les séries temporelles. Par ailleurs, les enregistrements longs restent une minorité sur la totalité des enregistrements. Par exemple, environ 22% de la totalité des mesures RLR de la base du PSMSL sont des séries temporelles supérieures à 50 ans d'enregistrements. La distribution géographique des stations n'est également pas homogène, elle n'offre pas une couverture globale des océans car elles sont situées essentiellement sur les côtes et 88% des données proviennent de l'hémisphère Nord, où sont également concentrés les enregistrements longs. Ceci est illustré sur la figure 25 qui permet d'observer la répartition des stations marégraphiques issues de la base de données RLR du PSMSL. La représentation en rouge des stations ayant enregistré depuis au moins 50 ans met en évidence leur concentration dans l'hémisphère Nord.

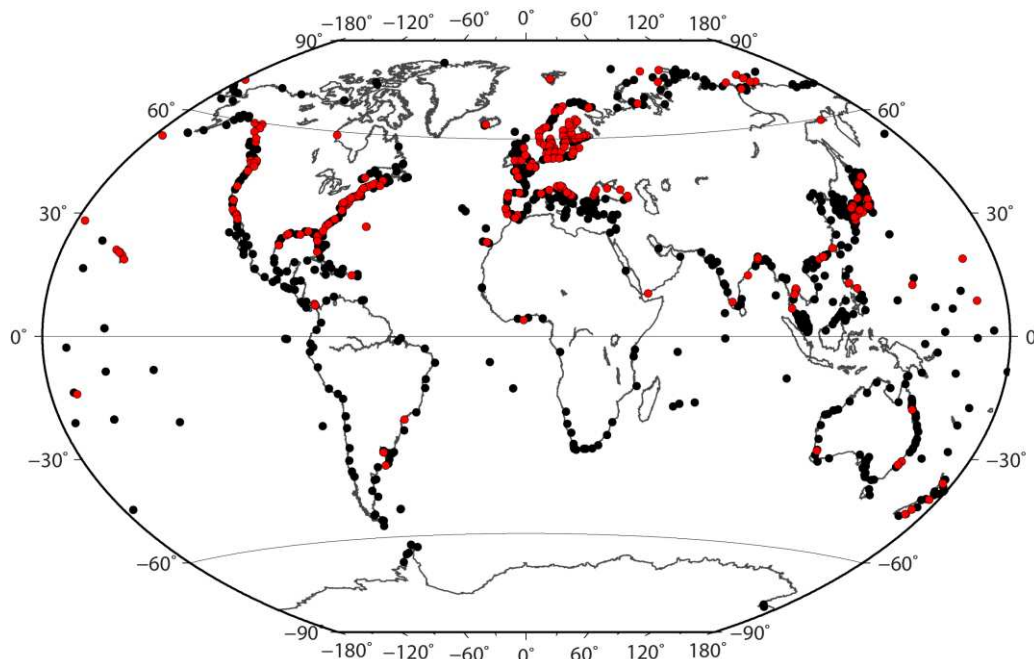


Figure 25 : Distribution géographique des stations marégraphiques sélectionnées pour la base de données RLR du PSMSL

Les points rouges représentent les stations marégraphiques dont la longueur des enregistrements est supérieure à 50 ans; les points noirs représentent les stations marégraphiques dont la longueur des enregistrements est inférieure à 50 ans.

L'estimation de la vitesse de variation du niveau marin pour le siècle dernier est d'environ 1,7 mm/an avec une erreur inférieure à $\pm 0,5$ mm/an d'après les travaux de *Douglas (2001)*; *Church and White (2006)* et *Holgate (2007)*. Mais les résultats peuvent différer suivant la prise en compte des mouvements verticaux des stations. En effet une autre limite vient de la contamination du signal des variations du niveau marin par d'autres signaux générés par les mouvements verticaux de la lithosphère sur laquelle sont fixés. les marégraphes Corriger les enregistrements des marégraphes des mouvements verticaux devient alors un objectif important et fait l'objet de plusieurs travaux, afin de caractériser et d'estimer correctement la hausse actuelle du niveau marin. Afin de s'en affranchir, le plus souvent, seule une correction des vitesses des mouvements verticaux dues au signal postglaciaire est apportée, basée sur l'estimation faite par les modèles, notamment celui de *Peltier (2001)*, comme il l'est discuté dans la partie 1.2.2.1. L'objectif à venir est de pouvoir utiliser les mesures des GPS proches de stations marégraphiques pour les corriger des mouvements verticaux ainsi observés (ceci est également abordé dans la partie 1.3.1.2). Ainsi par exemple *Bouin and Wöppelmann (2010)* estiment la vitesse de la hausse du niveau marin à $1,67 \pm 0,50$ mm/an en corrigeant les mesures des marégraphes avec les estimations d'une sélection de stations GPS. Cette contamination du signal par les mouvements verticaux peut cependant représenter un avantage pour la mesure des mouvements verticaux de la lithosphère, comme il l'est décrit par la suite et utilisé dans le chapitre 2.

- *L'altimétrie*

Le relevé continu des mesures de hauteur d'eau avec une précision de quelques dixièmes de mm/an a débuté avec Topex/Poseidon en 1992 et s'est poursuivi avec Jason. Le principe de mesure se traduit par la combinaison d'un altimètre radar, qui mesure la distance entre le satellite et la surface océanique sous le satellite en mesurant le temps de propagation

aller-retour des ondes qu'il émet, et de systèmes de localisation, comme les plateformes DORIS (Doppler Orbit determination and Radiopositioning by Satellite). Celles-ci représentent un réseau d'environ 60 balises au sol qui émettent en direction du satellite. Elles permettent de calculer à chaque instant la position du satellite à 1 ou 2 cm près et son altitude par rapport à un repère terrestre, l'ellipsoïde de référence. Le niveau des océans correspond alors à la différence entre l'altitude du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence et la distance satellite-océan obtenue avec le radar. Les principales sources d'erreurs proviennent de la traversée des ondes électromagnétiques dans l'atmosphère et la détermination de la position du satellite dans un référentiel terrestre. Des corrections sont ainsi nécessaires pour prendre en compte le ralentissement des ondes du radar en traversant l'atmosphère. Le satellite survole une même région tous les 10 jours. Au cours de ce cycle orbital le satellite effectue une couverture quasi complète des océans, observant 90% de leur surface avec un échantillonnage homogène. Celle-ci est simplement limitée par l'inclinaison de l'orbite du satellite impliquant que les données soient acquises de -65 à 65° de latitude. Une moyenne des hauteurs d'eau est calculée sur 10 jours, sur l'ensemble du domaine océanique, ce qui permet d'étudier la variabilité temporelle du niveau marin. Plusieurs corrections géophysiques sont apportées à l'aide de modèles, notamment pour prendre en compte les effets de marées. Les mesures sont également corrigées des effets du signal postglaciaire, en retranchant $-0,3$ mm/an, selon l'estimation des modèles. Cependant *Tamisiea (2011)* montre qu'il est inapproprié de déterminer une correction unique du signal postglaciaire, au vu des incertitudes des différents paramètres des modèles tels que l'histoire glaciaire ou le modèle de Terre (discutés dans la partie 1.2.2.1) qui mènent ainsi à différentes estimations possibles de la correction à apporter. Il montre en effet que suivant le modèle de Terre utilisé, l'estimation de l'effet du signal postglaciaire sur les mesures des altimètres peut s'étendre de $-0,15$ à $-0,5$ mm/an. De même au-delà des différentes estimations possibles suivant les modèles, cette correction doit être dépendante de la répartition spatiale des données : elle ne peut être identique pour une étude globale ou régionale.

Le principal avantage des mesures altimétriques pour l'observation des variations du niveau marin, est leur couverture globale des océans et un principe d'acquisition permettant d'obtenir des mesures absolues. L'altimétrie a permis pour la première fois la mise en évidence des variations régionales du niveau marin, même si l'ensemble des données indique une hausse moyenne du niveau marin avec une vitesse de $3,18 \pm 0,6$ mm/an entre 1992 et Février 2012 (résultat provenant des données fournies par AVISO, qui comprend la correction de $-0,3$ mm/an du signal postglaciaire). En effet, comme le montre la figure 26, il existe une variabilité régionale évidente des vitesses de variations du niveau marin, concentrées particulièrement entre -10 et 10 mm/an. Par exemple il est possible d'observer une baisse du niveau marin au niveau du Pacifique, près des côtes américaines ou une forte augmentation au Nord de l'Australie.

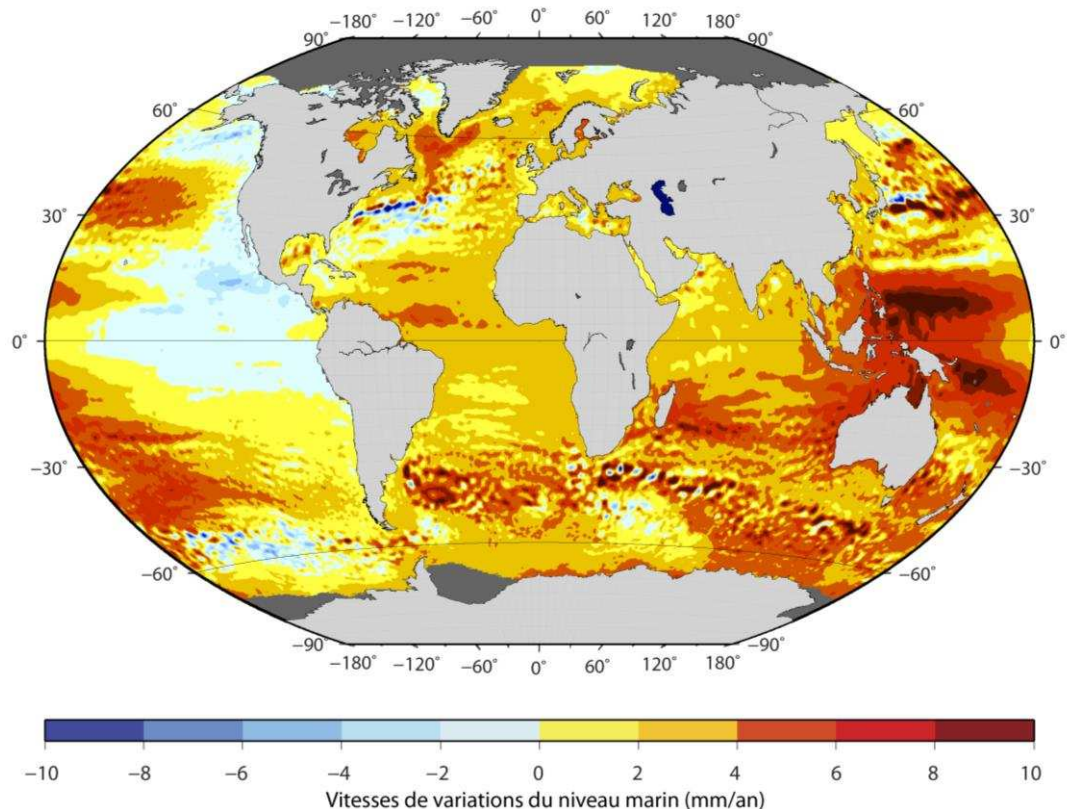


Figure 26 : Vitesses de variations du niveau marin entre 1992 et 2012 (source AVISO, données issues des mesures de Topex/Poseidon, Jason 1 et 2, corrigées du baromètre inverse)

Les seules données marégraphiques permettaient d’observer la hausse récente du niveau marin mais une telle variabilité spatiale était inconnue en raison de la distribution des données.

- *La gravimétrie*

La gravimétrie, en particulier grâce à la mission GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) ne fournit pas de mesure directe du niveau marin, contrairement aux deux modes de mesures précédents, mais elle présente également des intérêts multiples pour l’étude de l’évolution du niveau marin. Lancée en Mars 2002, cette mission permet de mesurer pour la première fois les variations spatio-temporelles du champ de gravité à l’échelle globale avec une précision, jusque-là jamais atteinte, de quelques millimètres sur la hauteur du géoïde, avec une résolution temporelle d’un mois et une résolution spatiale d’environ 300 à 400 km au sol (Cazenave *et al.*, 2009). Le principe d’acquisition consiste à mesurer par un système d’émetteur/récepteur embarqué, la vitesse entre deux satellites identiques, placés sur une même orbite, ceci associé à un système de positionnement de ces satellites par GPS. Les variations locales de la gravité modifient en effet la distance entre les deux satellites. La résolution spatio-temporelle permet de détecter les variations de la gravité résultant principalement de la redistribution de masse des enveloppes fluides superficielles, telles que l’atmosphère, les océans et les réservoirs d’eaux continentales et des calottes polaires. Ceci permet alors d’estimer les variations de masse d’eau de ces divers réservoirs et donc la contribution de chaque composante dans la hausse du niveau marin, à savoir la quantification de l’évolution du stockage des eaux continentales ou l’établissement d’un bilan

de masse des calottes polaires (Cazenave *et al.*, 2009). L'observation sur les océans permet d'y évaluer les redistributions de masses d'eau et ainsi par exemple d'estimer la contribution des apports de masse d'eau douce à la hausse du niveau marin global. La combinaison avec les mesures altimétriques permet également d'estimer la contribution stérique aux variations du niveau marin. Ces mesures doivent être également corrigées des effets du signal postglaciaire. Des valeurs différentes de cette correction ont été appliquées, de 1 mm/an par *J Willis et al.* (2008) et *Leuliette and Miller* (2009) estimée à partir du modèle de *Paulson et al.* (2007) et de 2 mm/an par *Cazenave et al.* (2009) à partir du modèle de *Peltier* (2004). *Peltier* (2009) a réévalué ensuite celle-ci à 1,8 mm/an. *Tamisiea* (2011) montre de la même façon que, pour la correction des mesures altimétriques, il est inapproprié de déterminer une correction unique du signal postglaciaire car elle est dépendante des modèles utilisés et doit être adaptée à la sélection et au type de données. Il estime que, suivant le modèle de Terre utilisé, l'estimation de l'effet du signal postglaciaire sur les mesures de GRACE peut s'étendre de -0,5 à -1,9 mm/an, ce qui représente un écart important.

1.3.1.2. Mesures des mouvements verticaux actuels

Il existe plusieurs types d'instruments capables de mesurer directement les mouvements verticaux de la croûte. Ils sont décrits ici en précisant leurs limites et le type d'utilisation qu'ils permettent.

- *Les instruments géodésiques*

Ce sont les stations VLBI (Very Long Baseline Interferometry), radiotélescopes qui captent les signaux des quasars (noyaux de galaxies lointaines très énergétiques) et les stations SLR (Satellite Laser Ranging), réseau d'instruments au sol qui mesurent instantanément le temps de trajet de signaux lasers vers des satellites équipés des réflecteurs adaptés. Ces instruments peuvent fournir des estimations satisfaisantes des vitesses de mouvements verticaux dans un repère géocentrique, avec une précision de quelques millimètres (*Heki 1996 ; Argus et al. 1999*). Cependant ce sont des structures coûteuses et difficiles à mettre en place, ce qui limite le nombre de stations. Leurs mesures sont donc peu utilisées ou essentiellement pour des estimations locales. Par exemple *Argus et al. (1999)* utilisent les mesures VLBI pour estimer les vitesses des mouvements verticaux au niveau du Canada et les confronter aux estimations du modèle du signal postglaciaire ICE-4G (*Peltier, 1994*). De même *Peltier (1995)* confronte les mesures VLBI au modèle ICE-3G et ICE-4G.

Les plateformes DORIS mises en place à l'origine pour le calcul de la position du satellite Topex/Poseidon, ont également été utilisées pour des applications tectoniques. Le principe de mesure s'appuie sur la mesure du décalage doppler de la fréquence de signaux radioélectriques, entre le moment de l'émission par les balises au sol et la réception par le récepteur du satellite. Ceci permet d'obtenir une mesure de la vitesse relative du satellite par rapport aux balises et donc d'en déduire sa trajectoire précise, mais également le déplacement des balises à la surface de la Terre avec une précision sur la mesure des vitesses verticales, de quelques mm/an. *Soudarin et al. (1999)* ont montré, en comparant des mesures GPS avec celles des plateformes DORIS, que les vitesses des mouvements verticaux séculaires peuvent être détectées et quantifiées avec ce système. De la même façon, *Cazenave et al. (1999)* puis plus récemment *Ray et al. (2010)* obtiennent également une bonne correspondance avec des mesures des mouvements verticaux à partir d'autres types d'instruments. L'avantage de ces données est la longueur des séries temporelles, de plus de 17 ans pour la plupart des stations. En effet seuls deux types d'antennes sont utilisés, ce qui permet ainsi un enregistrement continu sans changement de type de matériel. Elles présentent également un réseau de stations

réparties uniformément à la surface de la Terre (49% se situent dans l'hémisphère Nord *Willis et al. 2005*) contrairement aux autres instruments géodésiques qui sont concentrés principalement dans cet hémisphère. Cependant leur nombre reste limité (une soixantaine de stations au sol), ce qui réduit les applications pour des études à l'échelle globale.

Les GPS (Global Positioning System) sont actuellement les instruments les plus utilisés pour mesurer les mouvements verticaux. Ils mesurent le temps de trajet d'ondes électromagnétiques émises par des satellites et reçues par des stations au sol. La distance entre le satellite et la station en est ensuite déduite. Ce système a l'avantage d'être plus facile à mettre en place et moins coûteux que les autres instruments géodésiques, permettant ainsi une couverture géographique importante. Leur précision est principalement limitée par les erreurs : horloges des récepteurs et émetteurs, calcul des positions des satellites, et par les perturbations liées à la réfraction des ondes lors de la traversée de l'ionosphère et la troposphère, problème majeur des instruments géodésiques. Ce dernier est corrigé par le biais de modèles. Il en existe de nombreux en raison de la difficulté de modéliser certains paramètres tels que la composante humide dans la troposphère (*Schaer et al., 1999*). Ces effets affectent particulièrement la composante verticale des mesures GPS et, afin de réduire leur impact, les séries temporelles doivent être suffisamment longues, au moins dix ans, pour s'affranchir également des variations de courtes périodes, des signaux saisonniers par exemple. Pour cela il faut des stations enregistrant sans interruption, ce qui est souvent difficile en raison de changements fréquents du type d'instrument. Le système de référence terrestre par rapport auquel les mesures sont exprimées doit être stable sur toute la période d'observation de même que les modèles et corrections utilisés doivent être identiques. Actuellement les séries temporelles de certaines stations commencent à être suffisamment longues pour être exploitées pour l'estimation des vitesses des mouvements verticaux séculaires, avec des précisions très satisfaisantes, de moins de 1 mm/an sur les vitesses des mouvements verticaux (*Bouin and Wöppelmann 2010 ; Letetrel 2010; Santamaría-Gómez et al. 2011*). Un objectif important est de pouvoir utiliser les GPS afin de caractériser le signal des mouvements verticaux au niveau des stations marégraphiques. Ceci a fait par exemple l'objet de l'étude de *Bouin and Wöppelmann (2010)* et est au centre de projets comme le projet TIGA (Tide Gauge, décrit par exemple dans *Schöne et al. 2009*), développé en 2001 par l'IGS.

▪ *La gravimétrie*

Les gravimètres absolus au sol permettent de mesurer l'accélération d'une masse dans le vide. Les mesures répétitives permettent d'identifier les variations de gravité aux points où ils sont installés. *Van Camp et al. (2005)* montrent que ces mesures peuvent permettre d'évaluer la vitesse des mouvements verticaux séculaires associés avec une précision de 0,5 mm/an. En effet, les faibles variations d'altitudes des stations au sol provoquées par une redistribution de masse induite par exemple par le signal postglaciaire, entraînent des variations de gravité mesurées par ces gravimètres. La qualité des mesures dépend de l'instrument mais également des modèles de corrections des contributions géophysiques (marées terrestres, effets atmosphériques, compaction du sol...) Ce système est de plus en plus développé pour être associé aux mesures GPS car il représente un mode absolu donc indépendant de toutes références terrestre contrairement aux GPS. *Mazzotti et al. (2007)* ont utilisé ces mesures combinées aux observations GPS et des marégraphes pour la région des Cascades. De même, *Lambert et al. (2001)* ont confronté les mesures de gravimétrie absolue avec les estimations des modèles ICE-3G et ICE-4G du signal postglaciaire pour l'ancienne région glacée Laurentide. Cependant c'est un système souffrant d'un changement régulier

d'instrument et il est difficile de maintenir la stabilité des stations, il est encore peu développé actuellement.

La gravimétrie par satellite, avec actuellement la mission GRACE, permet également de déterminer les variations de gravités. Les mesures des anomalies de gravité observées sont utilisées particulièrement pour les confronter aux estimations des modèles du signal postglaciaire (*Paulson et al. 2007 ; Tamisiea et al. 2007*).

- *Les enregistrements des variations du niveau marin relatif*

Le signal des marégraphes contenant la contribution des mouvements verticaux de la lithosphère, des méthodes ont été développées afin de pouvoir les extraire. Pour ceci, l'idée principale de ces méthodes est d'utiliser les enregistrements des marégraphes contenant les variations du niveau marin et les mouvements verticaux avec les enregistrements des altimètres qui n'enregistrent que les variations du niveau marin absolues. Le principe de départ, développé en premier par *Mitchum (1998)*, est de soustraire les mesures des marégraphes aux mesures des altimètres. Pour cela, les mesures doivent correspondre à la même période d'observation. Ceci limite ainsi malheureusement la longueur des séries temporelles des marégraphes à la période d'observation plus courte des altimètres. Mais cette méthode représente une méthode de mesure des mouvements verticaux indépendante des mesures géodésiques, permettant ainsi de les confronter. Ceci est tout d'abord appliqué par *Nerem and Mitchum (2002)* à l'échelle globale sur 114 marégraphes sur la période 1992 à 2000, avec une précision estimée de 1 à 2 mm/an. Celle-ci avait également été utilisée auparavant par *Cazenave et al. (1999)*, montrant une correspondance satisfaisante avec d'autres types de mesures. Par la suite une autre méthode a été développée par *Kuo et al. (2004)* avec l'objectif de tirer profit des enregistrements longs des marégraphes et améliorer ainsi l'erreur sur les résultats, estimée alors inférieure à 0,5 mm/an pour certaines régions, mais aucune application à l'échelle globale n'a été réalisée pour l'instant. La description et discussion de ces méthodes sont largement développées par la suite dans le chapitre 2.

Ces méthodes représentent donc des alternatives intéressantes aux mesures géodésiques. Elles sont prometteuses car elles peuvent être encore développées et les périodes d'observations étant de plus en plus longues, cela peut améliorer d'autant la qualité des mesures.

1.3.2. Reconstruction des variations passées

Les observations sur des temps plus anciens que le siècle dernier, ne sont accessibles que par des enregistrements « fossiles » du niveau marin. Ces derniers sont principalement dépendants du repère terrestre et donnent ainsi accès aux variations du niveau marin relatif. De même il n'existe aucune mesure directe des mouvements verticaux passés, à moyen ou long terme, de la lithosphère. La quantification ne peut s'appuyer que sur les observations du niveau marin relatif pour accéder à la composante des mouvements verticaux de la lithosphère. Différents types de mesures sont utilisées suivant les échelles de temps des processus recherchés. C'est pourquoi elles sont décrites par la suite en regroupant les méthodes utilisées principalement pour les reconstructions à moyen terme, autrement dit sur les temps correspondant aux cycles glaciaires, et celles pour la reconstruction à long terme, soit pour des temps supérieurs au million d'années.

1.3.2.1. Reconstruction à moyen terme

A partir des années 50 les carottages des grands fonds ont permis d'accéder à des informations capitales pour l'estimation de la variabilité du niveau marin durant le Quaternaire, qui est dominé par les cycles glaciaires-interglaciaires. Mais avant cela, l'observation des paléorivages a contribué très tôt à se questionner sur les variations du niveau marin. Par exemple, avant même le XIX^{ème} siècle, l'étude des paléorivages du Golfe de Bothnie a soulevé des questions quant à leur origine eustatique ou tectonique (*Dott, 1992*). Egalement, la découverte de vestiges archéologiques submergés a fourni le témoignage de variations du niveau marin sur des milliers d'années.

▪ Les terrasses marines et les récifs coralliens

Les terrasses marines sont d'anciens rivages qui ont été préservés. Leur morphologie type est reconnaissable par une surface plane, la plateforme d'abrasion (figure 27), qui est le résultat de l'érosion marine lors d'un haut niveau marin, autrement dit lors d'une période interglaciaire. Cette surface est limitée, côté continent, par une falaise (figure 27). La base de celle-ci, ou pied de falaise, est le marqueur du paléo-niveau marin. Différents types de terrasses peuvent être identifiées, telles que les terrasses de dépôt, construites ou d'abrasion (*Pedoja et al., 2011*). Elles présentent des marqueurs plus ou moins identifiables de l'ancien niveau marin suivant les morphologies.

Les terrasses marines sont préservées par les mouvements verticaux de la lithosphère au niveau des marges. Par exemple, si le soulèvement est continu durant un interglaciaire, il y aura une succession de terrasses. La terrasse la plus élevée sera alors la plus ancienne (figure 27).

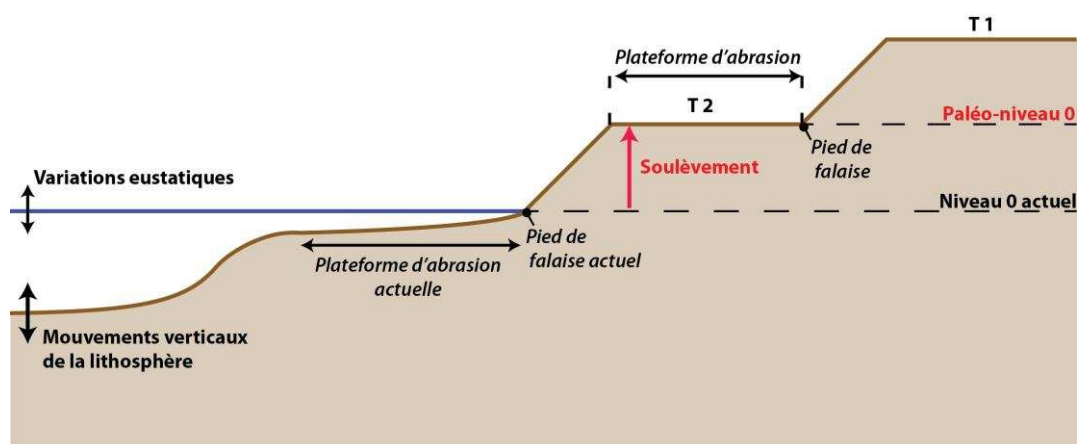


Figure 27 : Morphologie des terrasses marines

T1 et T2 sont les terrasses marines, la terrasse T1 est la plus ancienne.

Si le soulèvement n'est pas continu, s'il y a par exemple des épisodes de subsidence de la marge ou un soulèvement plus faible, certaines seront de nouveau exposées à l'érosion marine. De même, des terrasses formées lors d'une période glaciaire, pendant un bas niveau marin, seront par la suite érodées par le haut niveau marin de la période interglaciaire suivante ou elles seront immergées, en particulier si un mouvement de subsidence est associé à la remontée du niveau marin. Les terrasses marines représentent ainsi un parfait exemple de l'interaction entre les mouvements verticaux de la lithosphère et les variations eustatiques.

Elles sont donc utilisées à la fois pour quantifier les mouvements verticaux et les variations eustatiques. Ces deux paramètres sont liés par la relation suivante (8) (*Lajoie, 1986*) :

$$V = (E - e) / A \quad (8)$$

Cette relation comporte deux inconnues, V qui correspond à la vitesse des mouvements verticaux (soulèvement ou subsidence) et e qui est l'altitude, par rapport au niveau marin actuel, de l'ancien haut niveau marin responsable de la formation de la terrasse. Les autres paramètres, l'altitude actuelle E de la terrasse et A son âge, sont mesurés. Ainsi, pour quantifier les mouvements verticaux, il faut avoir connaissance de l'amplitude eustatique du niveau marin associée à la terrasse et inversement, il faut avoir une estimation de l'amplitude des mouvements verticaux pour déterminer les variations eustatiques.

Pour déterminer les mouvements verticaux, la datation de la terrasse permet de l'associer à un stade isotopique et de connaître ainsi l'altitude du haut niveau marin correspondant à ce stade (les stades isotopiques sont décrits par la suite). Ceci permet alors de calculer la vitesse moyenne des mouvements verticaux depuis ce stade. Les marges d'erreurs doivent prendre en compte les sources d'erreurs dues au matériel utilisé pour mesurer l'altitude actuelle de la terrasse et la précision des datations. Egalement la précision des estimations dépend de la préservation du pied de falaise ou autres marqueurs, essentiels pour identifier correctement le paléo niveau marin (*Pedoja, 2003*). *Pedoja et al. (2011)* ont constitué une importante base de données des mouvements verticaux calculés à partir des terrasses marines datées du dernier interglaciaire. Ils fournissent ainsi une synthèse à l'échelle globale des mouvements verticaux depuis le dernier interglaciaire. Je reviendrai dans le chapitre 2 sur la détermination des mouvements verticaux à partir des terrasses marines, de même que sur les résultats de *Pedoja et al. (2011)*.

Les variations eustatiques sont le plus souvent estimées à partir des terrasses coralliennes. Les coraux bâtisseurs sont en effet à l'origine des plus grands récifs. Ils développent leurs squelettes calcaires grâce à l'absorption des nutriments organiques rejetés par des algues unicellulaires (les zooxanthelles) contenues dans les tissus des coraux. Ces algues ont besoin d'une lumière suffisante pour effectuer la photosynthèse, du dioxyde de carbone et de composés azotés ou phosphorés dissous dans l'eau ou libérés par les coraux. Les conditions optimales sont donc des eaux chaudes et peu profondes pour la réalisation de la photosynthèse. Ils se développent alors à une profondeur inférieure à 20 mètres, au niveau des côtes. Pour maintenir ces conditions nécessaires à leur viabilité, ils se développent verticalement au rythme de la montée du niveau marin. Pour cela ils représentent un marqueur important des variations du niveau marin.

Le forage des récifs et ensuite la datation (par datation absolue Uranium/Thorium et radiocarbone) des différents étages permettent de déterminer l'altitude du niveau marin par rapport au niveau actuel. Une datation précise des récifs est essentielle pour reconstituer correctement l'évolution du niveau marin. Le plus souvent, ce sont les enregistrements du dernier maximum glaciaire et du dernier interglaciaire qui sont les plus utilisés (*Camoin et al., 2001*). Plus les fossiles sont anciens, plus il est difficile d'obtenir une datation précise en raison, d'échantillons rares et de leur altération diagénétique. Plusieurs études (e.g. *Camoin et al. 2001 ; Andersen et al. 2008 ; Stirling and Andersen 2009*) explorent la possibilité d'utiliser des fossiles très anciens, parfois d'un âge estimé jusqu'à 600 000 ans mais avec une

incertitude d'environ 15 000 ans (*Andersen et al., 2008*). Ainsi ils sont particulièrement utilisés pour la période du dernier maximum glaciaire. Ils représentent une source de données essentielle et très utilisée pour reconstruire l'évolution du niveau marin depuis le dernier maximum glaciaire et évaluer ainsi le volume de glace correspondant à cette variation (voir partie 1.2.2.1.). La figure (figure 28) suivante représente les variations du niveau marin construites depuis le dernier maximum glaciaire à partir des données des récifs coralliens. Elle met en évidence l'augmentation du niveau marin depuis le dernier maximum glaciaire identifié à partir de chacun des différents récifs. Elle montre également qu'il est difficile d'obtenir une valeur précise de l'amplitude du bas niveau marin associé au dernier maximum glaciaire car les résultats montrent ici une amplitude autour de 135 à 115 m au-dessous du niveau marin actuel.

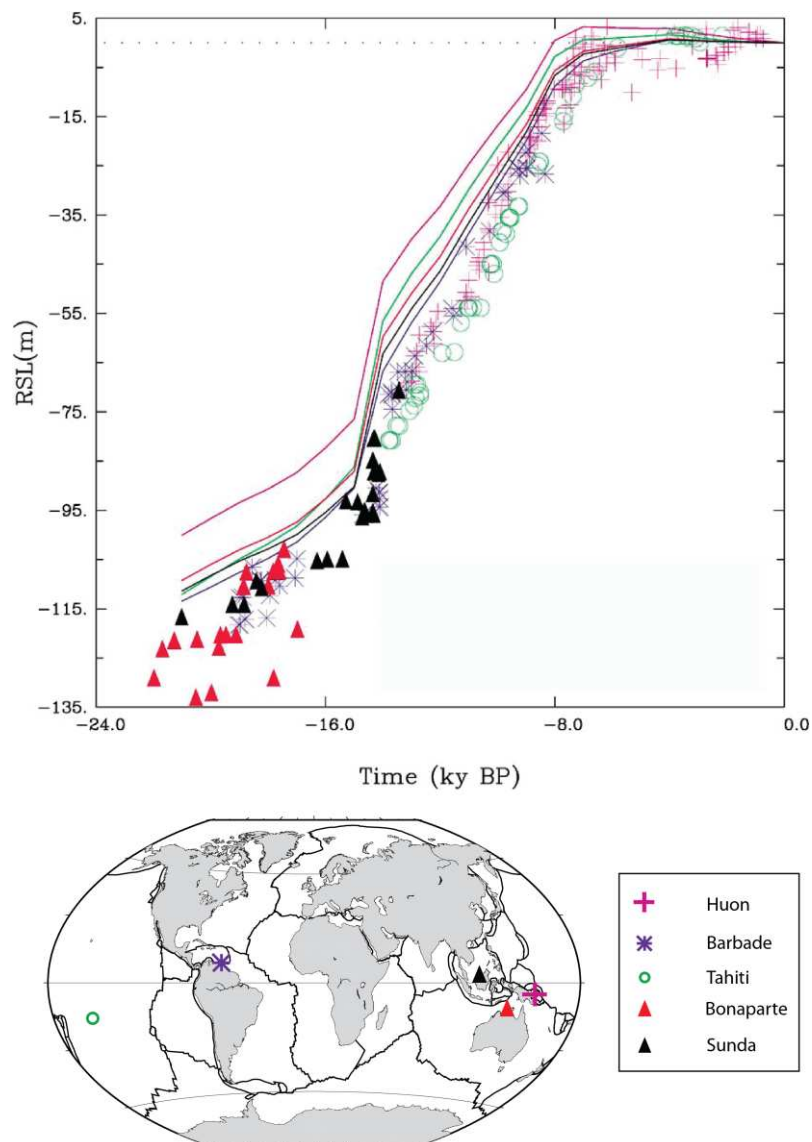


Figure 28 : Les variations du niveau marin depuis le dernier maximum glaciaire construites à partir des récifs coralliens (modifié de *Peltier 2002*)

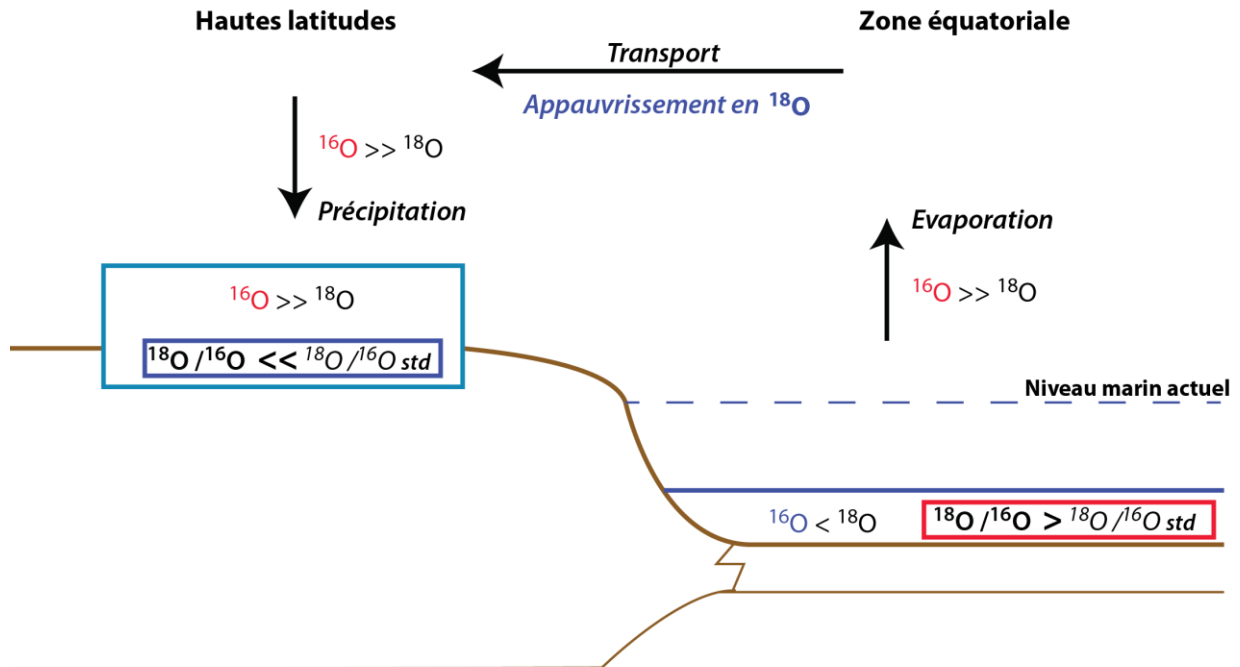
La carte permet de localiser les différents récifs. Les lignes correspondent aux prédictions du modèle du signal postglaciaire pour chacun des sites.

Afin d'évaluer le volume de glace associé aux périodes de glaciation il est essentiel d'accéder à la composante eustatique seule, non contaminée par les mouvements verticaux dus au signal postglaciaire et à l'environnement tectonique du site. Comme il l'a été expliqué dans la partie 1.2.2.1. de ce chapitre, les zones éloignées des anciennes régions glaciaires sont privilégiées afin de réduire au maximum la composante isostatique. De même, les enregistrements de récifs issus de lieux avec des contextes géodynamiques différents sont utilisés. Les mouvements tectoniques sont pris en compte en se basant sur l'altitude à laquelle se situe la terrasse marine associée au dernier interglaciaire, formée il y a environ 125 000 ans. A partir de cette altitude le taux de soulèvement est déterminé (avec la relation (8)) puis utilisé pour corriger les enregistrements du niveau marin issus des récifs coralliens. La correction des mouvements verticaux dus à la tectonique avec un taux constant spatialement et temporellement est encore débattue. Elle est à l'origine par exemple du débat sur l'estimation de l'amplitude du bas niveau marin associé au dernier maximum glaciaire (*Camoin et al. 2004 ; Fleming et al. 1998 ; Yokoyama et al. 2001*). Celui-ci est en général admis pour être d'environ 125 ± 5 m en dessous du niveau actuel (*Fairbanks 1989; Fleming et al. 1998; Yokoyama et al. 2001*) mais différentes estimations existent, de 105 à 175 m (*Yokoyama et al., 2001*). Beaucoup de récifs utilisés pour déterminer ce niveau et le volume de glace associé sont situés au niveau de marges actives. C'est le cas par exemple de l'île de la Barbade, de la Papouasie Nouvelle Guinée ou du Vanuatu (cf. carte de la figure 28), situés dans des zones de subduction (*Camoin et al., 2004*). *Radtke and Schellmann (2006)* discutent ainsi la validité de la prise en compte d'un soulèvement constant sur les derniers 130 000 ans et spatialement pour un site situé au niveau de l'île de la Barbade (Clermont Nose sur la côte Ouest de la Barbade). Cependant les enregistrements ne permettent pas d'observer et d'évaluer des variations de mouvements verticaux au cours de cette période, telles que des mouvements cosmiques ou autres (*Radtke and Schellmann, 2006*). Dans ce travail nous montrons en effet que l'amplitude des mouvements verticaux peut être très variable spatialement et suivant la période de temps observée, notamment entre l'actuel et le dernier interglaciaire (voir le Chapitre 2 partie 2).

- *Les enregistrements isotopiques*

La reconstruction des variations du niveau marin peut être réalisée à partir du rapport isotopique de l'eau de mer enregistré dans le squelette des foraminifères fossiles, contenus dans les sédiments marins. Les foraminifères, sont des organismes unicellulaires marins présents en grande quantité dans toutes les mers du globe. Ils fixent l'oxygène dans leurs tests (squelettes) de carbonate. Leur analyse isotopique donne ainsi accès à la composition isotopique de l'eau de mer dans laquelle les tests se sont développés. Cette composition varie suivant deux paramètres : la variation du volume global de glace et la variation de la température de l'eau de mer (*Emiliani 1955 ; Lambeck et al. 2002a*). Afin de s'affranchir de ce dernier paramètre, l'analyse des tests des foraminifères benthiques est privilégiée. En effet, comme ils se développent sur le fond où la température est considérée constante, la composition isotopique enregistrée dans leurs tests ne dépend plus que des variations du volume de glace. Cette dépendance est due au fractionnement isotopique de l'oxygène lors de l'évaporation au niveau des océans de la zone équatoriale et du transport de la vapeur d'eau jusqu'aux pôles (figure 29).

Période froide



Période chaude

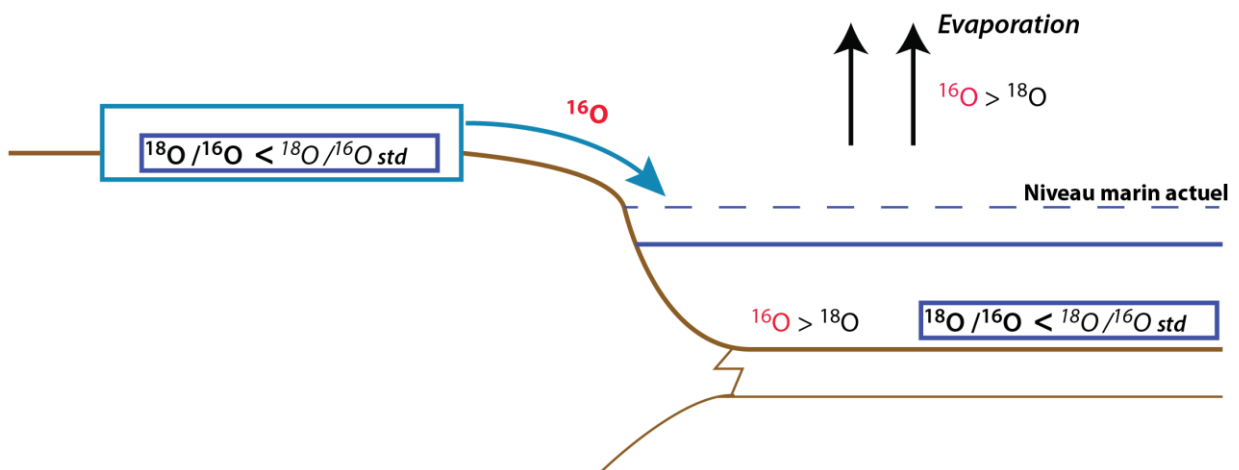


Figure 29 : Variations du rapport isotopique de l'eau de mer dues au fractionnement isotopique de l'oxygène en période chaude ou froide
std signifie standard. Le rapport isotopique d'un échantillon est comparé à ce standard qui est utilisé comme référence.

Lors de l'évaporation, l'isotope ^{16}O , qui est le plus léger, est préférentiellement évaporé, donc prélevé au niveau des océans. Ceci a donc pour conséquence de les enrichir en ^{18}O . Lors du transport de cette vapeur d'eau vers les hautes latitudes, l'isotope ^{18}O , le plus lourd, est préférentiellement condensé et précipité, ce qui appauvrit la vapeur d'eau en isotope lourd et l'enrichit en isotope léger. Les précipitations au niveau des pôles sont alors enrichies en isotope ^{16}O . Plus la glace s'accumule au niveau des pôles, comme c'est le cas durant les périodes glaciaires, plus celle-ci sera enrichie en ^{16}O . Lors des périodes chaudes, la fonte des glaces redistribue alors leur forte concentration en ^{16}O dans les océans qui sont alors enrichis en ^{16}O par rapport à l'isotope lourd. Le calcul du $\delta^{18}\text{O}$ par la relation (9), permet de comparer le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ d'un échantillon, déterminé par spectrométrie de masse, avec une référence et d'évaluer ainsi les variations du rapport isotopique des océans au cours du temps.

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{\left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right]_{\text{Ech}}}{\left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right]_{\text{std}}} - 1 \right] \quad (9)$$

Deux standards sont utilisés :

- SMOW : Standard Mean Ocean Water correspondant au rapport proche de la composition moyenne des océans actuels
- PDB : PeeDee Belemnite correspondant au rapport d'un rostre de bélemnite de la formation appelée PEEDEE aux USA

Les périodes glaciaires sont caractérisées par un rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ supérieur à la valeur du rapport standard alors qu'il est inférieur pour les interglaciaires (figure 29). Ainsi, le $\delta^{18}\text{O}$ est un indicateur du volume global de glace au cours du temps (*Lambeck et al., 2002a*). Une valeur faible du $\delta^{18}\text{O}$ indique un faible volume de glace, tandis qu'une valeur élevée caractérise un volume important. A partir de cela, les variations du niveau marin associées à ces variations du volume de glace sont estimées. L'analyse isotopique permet de reconstruire les variations du niveau marin jusqu'à cinq millions d'années comme il l'est illustré dans (*Lambeck et al., 2002a*). La figure 30, issue de *Waelbroeck et al. (2002)* à partir des résultats de *Shackleton (2000)*, montre un exemple de reconstitution des variations du niveau marin à partir du $\delta^{18}\text{O}$ depuis 450 000 ans.

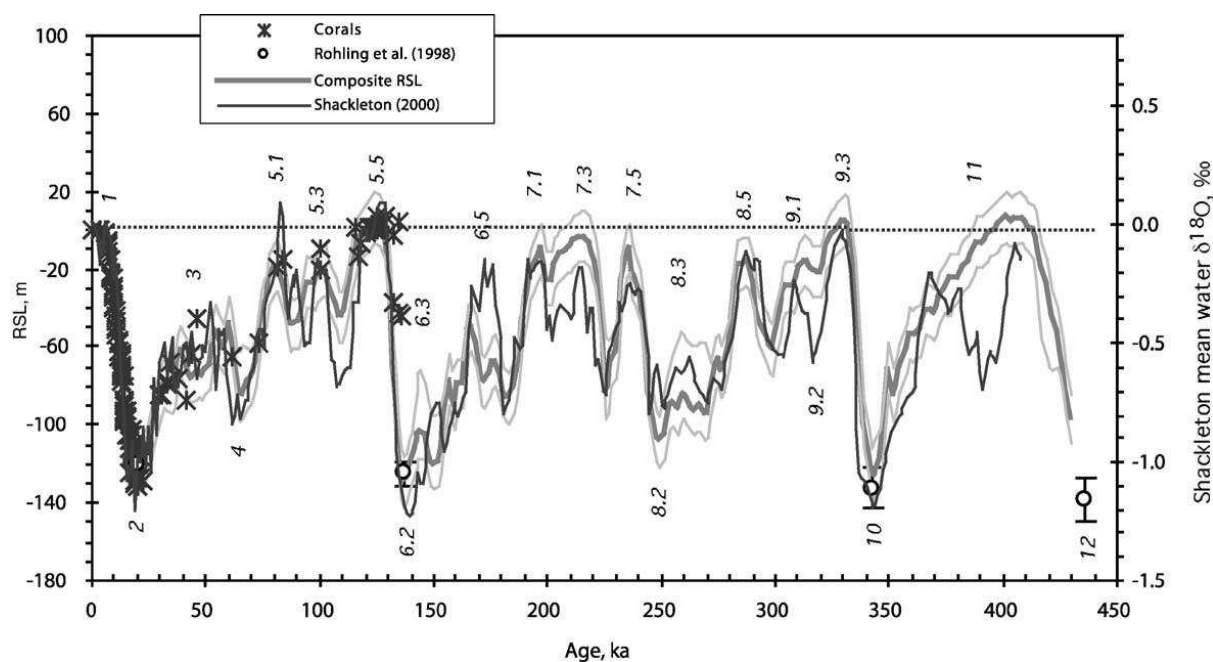


Figure 30 : Exemple de reconstitution des variations du niveau marin depuis 450 000 ans à partir des analyses du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères (Waelbroeck et al., 2002)

Les croix représentent les valeurs issues de l'analyse des récifs coralliens; la ligne noire correspond aux résultats issus de Shackleton (2000) à partir de l'analyse isotopique. La ligne épaisse grise correspond à une courbe composite obtenue dans (Waelbroeck et al., 2002) où il est expliqué comment elle est obtenue. Les lignes grises fines correspondent à la marge d'erreur de cette estimation.

Elle confronte également ces résultats avec les données issues des récifs coralliens et met ainsi en évidence une bonne corrélation entre les résultats des coraux et l'analyse isotopique. Il est à noter d'ailleurs la concentration des données issues des coraux avant le dernier maximum glaciaire, alors qu'elles sont rares après celui-ci, comme il l'a été mentionné précédemment. Ces reconstructions permettent de mettre en évidence la périodicité des hauts et bas niveaux marins caractéristiques du Quaternaire. Les résultats des analyses isotopiques ont contribué à la définition des stades isotopiques. Comme le montre la figure 30, les stades sont nommés par un premier chiffre, incrémenté à partir de l'interglaciaire actuel, soit le stade 1. Les stades correspondant aux interglaciaires portent un chiffre impair alors que ceux associés à une période glaciaire portent un chiffre pair. Un deuxième chiffre ou une lettre précise est ajouté s'il s'agit d'un stade intermédiaire.

Ces reconstructions permettent ainsi d'accéder à la composante glacio-eustatique du niveau marin (Shackleton, 1987). Cependant ces mesures permettent seulement d'obtenir une approximation du volume de glace et donc des variations du niveau marin (Shackleton 1987 ; Waelbroeck et al. 2002). En effet plusieurs sources d'erreurs apportent des incertitudes sur ces mesures. Notamment, la température des fonds océaniques supposée stable, peut varier au cours du temps induisant une variation de la composition de l'eau (Shackleton 1987 ; Waelbroeck et al. 2002 ; Lea et al. 2002), de même que la composition moyenne de l'eau de fonte des glaces (Mix and Ruddiman 1984 ; Clarke and Marshall 2002). Également des variations locales du $\delta^{18}\text{O}$ dans les océans peuvent être provoquées par les circulations océaniques (Rohling and Bigg 1998 ; Shackleton 1987 ; Labeyrie et al. 1996 ; Lea et al. 2002). Ainsi l'amplitude des hauts niveaux et bas niveaux marins durant le Quaternaire a été et continue à être réévaluée et discutée à partir de la corrélation entre les enregistrements des

terrasses marines et les analyses isotopiques (e.g. *Pedoja et al. (2011)* pour le stade isotopique MIS 5e).

- *L'archéologie*

Un exemple connu de traces d'occupation humaine en présence d'un niveau marin différent du niveau actuel est la découverte de la grotte Cosquer située à Marseille. L'entrée de cette grotte se trouve à 37 mètres en dessous du niveau marin actuel. Pourtant, des peintures rupestres y ont été retrouvées indiquant alors que le niveau marin devait être plus bas pour rendre la grotte accessible. Les peintures représentent des bisons, des pingouins et des phoques qui témoignent d'un climat froid et confirment donc l'hypothèse d'un bas niveau marin. Ceci est également confirmé par la datation des peintures au C14 qui permet d'estimer que celles-ci ont été réalisées entre 27 000 et 19 000 ans avant notre ère (*Lambeck and Bard, 2000a*), soit au cours de la dernière période glaciaire. *Lambeck and Bard (2000a)*, ont fait une synthèse de ce type d'observation le long de la côte française de la Méditerranée, afin de les confronter aux prédictions de modèles du signal postglaciaire. En effet, sur les côtes françaises de la Méditerranée, de nombreux vestiges, dont la grotte Cosquer, témoignent d'une augmentation du niveau marin relatif depuis le dernier maximum glaciaire. Ces observations donnent accès à une estimation des variations du niveau relatif. Elles témoignent à la fois des variations des mouvements verticaux de la lithosphère et de la composante eustatique. Ainsi, de la même façon que les terrasses marines, pour reconstruire uniquement les variations de la composante eustatique, il faut faire une estimation de l'amplitude des mouvements verticaux au niveau du site étudié. A l'inverse, pour quantifier les mouvements verticaux, il faut une estimation de l'amplitude des variations eustatiques. Ainsi, *Sivan et al. (2001)* ont estimé, à partir d'observations archéologiques le long de la côte israélienne de la Méditerranée et des prédictions de modèles du signal postglaciaire, la contribution de la composante eustatique et des mouvements verticaux depuis 8 000 ans. De même, *Lambeck et al. (2004)* ont observé la profondeur, par rapport au niveau marin actuel, des casiers à poissons de l'époque romaine le long de la côte ouest italienne dans le but d'évaluer les variations eustatiques depuis 2 000 ans. Pour cela, ils ont utilisé d'autres observations, comme l'altitude du plaéorivage daté entre 129 000 et 119 000 ans, afin d'estimer les mouvements verticaux dus à la tectonique, qui ont affecté le site. De même ils utilisent les prédictions de modèles du signal postglaciaire afin de le prendre en compte. Cependant ces estimations présentent des imprécisions, puisque l'évaluation de la composante isostatique dépend des paramètres des modèles et que la paléocôte ne permet pas de reconstruire toute l'histoire tectonique de la région (*Lambeck et al., 2004*).

1.3.2.2. Reconstruction à long terme

- *A partir des données stratigraphiques*

La reconstruction des variations du niveau marin sur des temps supérieurs au million d'années se fait principalement via la stratigraphie, en analysant les séquences de dépôt dans les bassins sédimentaires. Les mouvements verticaux sont également déduits à partir des données 1D (coupes et puits) ou 2D (profils sismiques). Dans un premier temps, les facteurs de contrôle de l'enregistrement sédimentaire seront présentés pour discuter ensuite des méthodes existantes pour caractériser les variations du niveau marin à partir des données stratigraphiques.

- Facteurs de contrôle de l'enregistrement sédimentaire et notion de niveau marin relatif

L'enregistrement sédimentaire dans un bassin dépend de trois paramètres (*Jervey 1988 ; Posamentier et al. 1988 ; Catuneanu et al. 2009*) (figure 31) :

- Les variations eustatiques,
- Les mouvements verticaux de la lithosphère,
- Le flux sédimentaire.

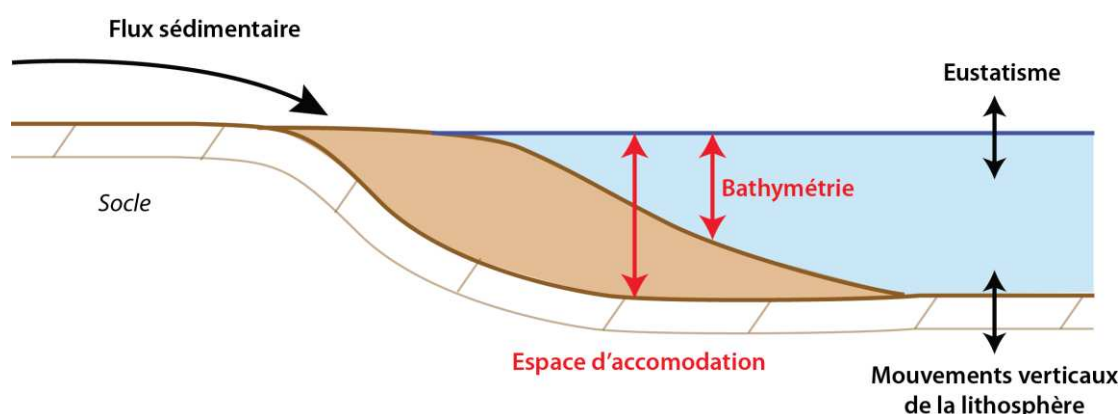
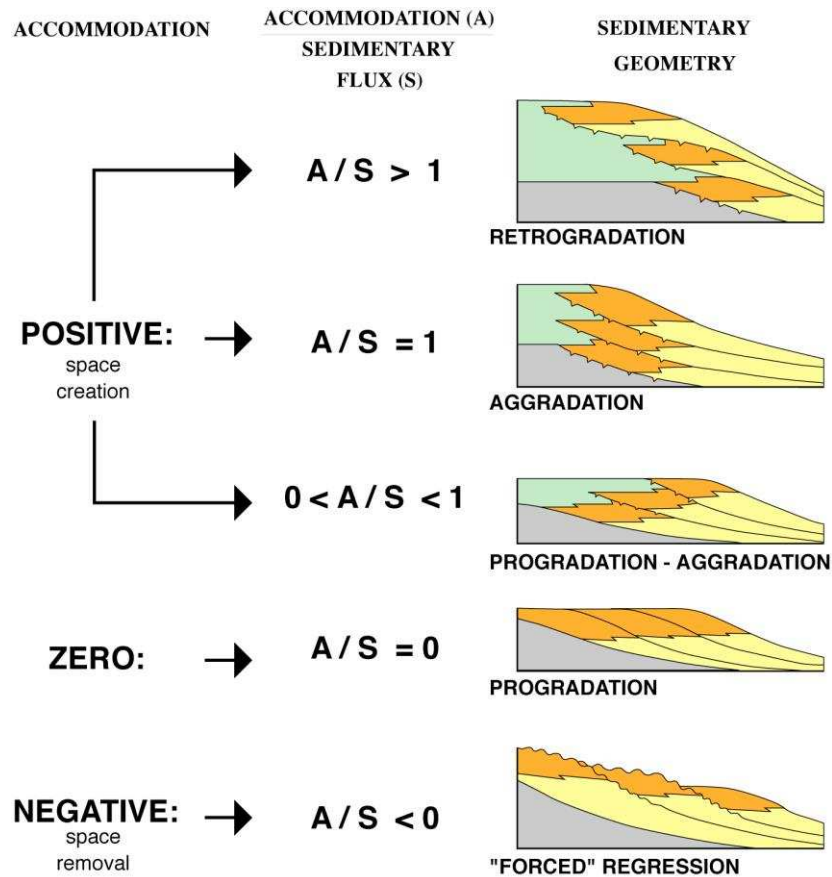


Figure 31 : Facteur de contrôle de l'enregistrement sédimentaire

Une augmentation du niveau marin absolu crée de l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments, de même qu'en cas de subsidence. Egalement, un apport plus ou moins important ou rapide de sédiments agit sur le comblement de cet espace disponible. L'espace résiduel correspond à la bathymétrie qui est donc le résultat des variations du flux sédimentaire, de l'eustatisme et des mouvements verticaux de la lithosphère. L'espace d'accommodation est l'espace disponible pour le remplissage sédimentaire. Il est défini par la zone entre l'interface eau/air et le socle (figure 31). Les variations de cet espace sont contrôlées par les variations eustatiques et les mouvements verticaux de la lithosphère, elles sont indépendantes des variations du flux sédimentaire. Les variations de l'espace d'accommodation enregistrent donc les variations du niveau marin relatif (figure 31). Un cycle de variations du niveau marin relatif, soit un cycle d'augmentation et de diminution, est décrit par une séquence sédimentaire (*Posamentier et al., 1988*).

L'interaction entre les variations du niveau marin relatif et celles du flux sédimentaire, conduit à des géométries différentes des séquences sédimentaires (figure 32 colonne de droite). Elles peuvent être interprétées en terme d'influence dominante de l'un de ces processus, en évaluant le rapport A/S, rapport entre l'espace d'accommodation (ou marin relatif) A et le flux sédimentaire S (figure 32).



**Figure 32 : Géométries sédimentaires corrélées à différentes valeurs du rapport A/S
(Homewood et al., 1999)**

L'analyse de ce bilan caractérise ainsi les cinq types de migration du littoral, tels que la rétrogradation ou l'aggradation, comme il l'est décrit sur la figure 32. L'avancée du littoral sur le domaine continental, qui caractérise la rétrogradation, signe alors une transgression: la variation du niveau marin relatif est plus importante que l'apport sédimentaire. A l'inverse, le recul du littoral vers le domaine marin, qui caractérise la progradation, est interprété comme une régression du niveau marin relatif.

Les séquences de dépôts ont des épaisseurs différentes et correspondent à des durées variables d'un cycle de variations du niveau marin. Par exemple, la figure 33 représente une séquence de 3ème ordre, soit d'une durée de l'ordre de 1 à 3 Ma décrite tel que le définit le modèle de Vail (*Vail et al., 1977b*) : avec un prisme de bas niveau (LPW sur la figure 33) correspondant à un bas niveau eustatique, un cortège transgressif (TST sur la figure 33) et prisme de haut niveau (HPW sur la figure 33). Ce modèle a été élaboré par (*Vail et al., 1977b*) à partir de son hypothèse du tout eustatique pour les variations du niveau marin relatif.

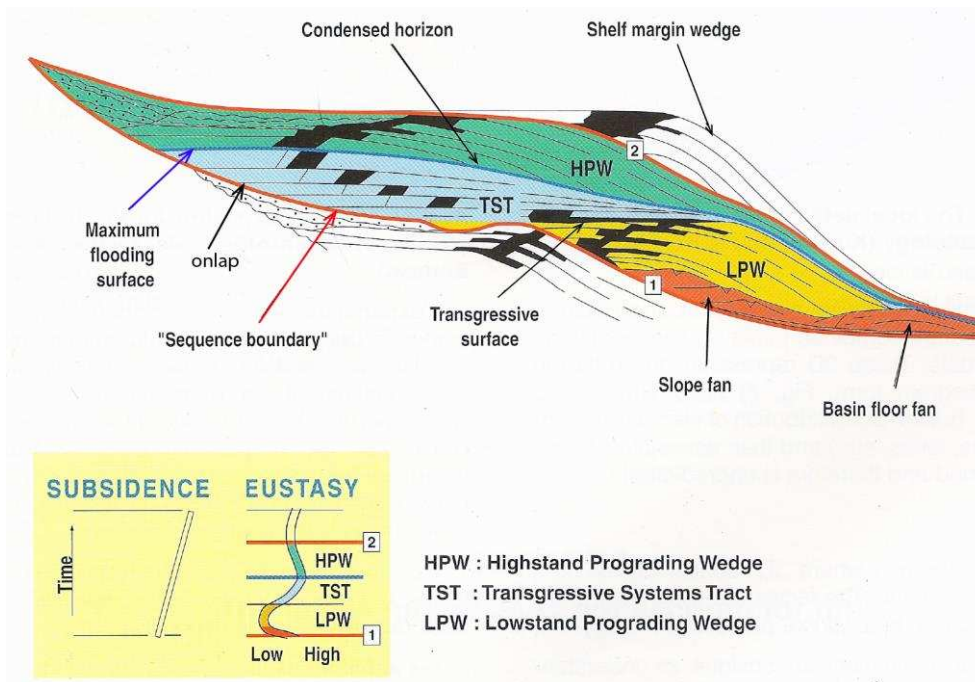


Figure 33 : Séquence de dépôt décrite selon le modèle de Vail (Homewood et al., 1999)

Les séquences enregistrant les hautes fréquences de variations du niveau marin sont imbriquées dans les plus basses. L'enregistrement stratigraphique est donc constitué de l'ensemble de ces différents cycles, comme il l'est présenté sur la (figure 34) issue de Guillocheau (1995).

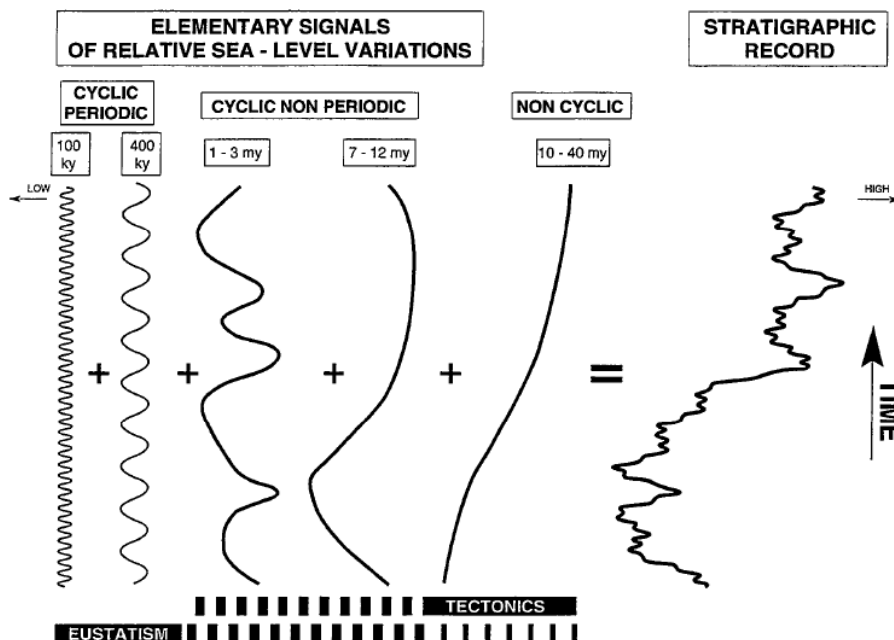


Figure 34 : Cycles des variations du niveau marin au cours du temps enregistrés dans les bassins et leur origine tectonique ou eustatique (Guillocheau, 1995)

A partir de ces enregistrements, plusieurs méthodes permettent d'évaluer les variations du niveau marin relatif.

- Mesure de l'espace d'accommodation

Comme il l'a été présenté précédemment, la variation de l'espace d'accommodation ne dépend que des mouvements verticaux de la lithosphère et des variations du niveau marin eustatiques. Ainsi mesurer les variations de l'espace d'accommodation permet de s'affranchir des effets du flux sédimentaire. Sa mesure donne accès aux variations du niveau marin relatif. L'espace d'accommodation correspond à l'espace total entre le socle et le niveau marin, ce qui correspond également à la somme de l'espace entre le niveau marin et le sommet de l'épaisseur de sédiments, soit la bathymétrie et de l'espace correspondant à l'épaisseur de sédiments (entre le socle et le sommet de l'épaisseur de sédiments) non compactés, comme il l'est représenté sur la figure 35.

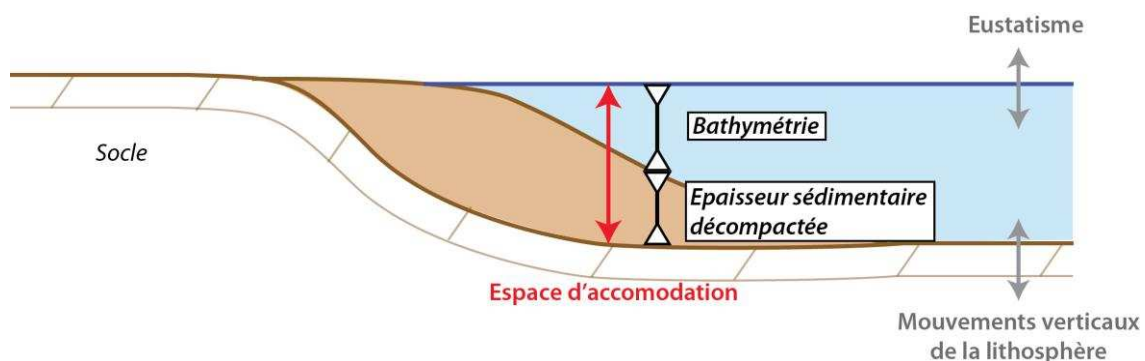


Figure 35 : Définition de l'espace d'accommodation en fonction de la bathymétrie et de l'épaisseur des sédiments

Robin (1997) a développé une méthode afin de mesurer l'espace d'accommodation, que ce soit à l'échelle de l'affleurement ou du bassin sédimentaire. Elle comporte plusieurs étapes qui consistent en l'identification des isochrones des surfaces de première inondation et de maximum d'inondation et leur datation par calage biostratigraphique. L'épaisseur sédimentaire est mesurée à partir des enregistrements diagraphiques le long des puits qui permettent d'accéder à la profondeur des séquences. La compaction au cours du temps réduisant le volume sédimentaire, les épaisseurs sédimentaires mesurées doivent être corrigées de cet effet afin d'estimer l'épaisseur sédimentaire qui a été réellement accumulée. Pour cela, des lois ont été établies afin de prendre en compte la relation entre la profondeur et la porosité pour différentes lithologies et calculer ensuite l'épaisseur sédimentaire décompactée (ces lois sont décrites dans *Allen and Allen 1990*). Les faciès sédimentaires permettent de reconstituer les environnements de dépôts et de déterminer ainsi les paléobathymétries associées. La quantification des paléobathymétries est l'étape qui apporte la source d'erreur la plus importante à cette méthode *Robin (1997)*.

A partir de ces mesures il reste alors à discriminer le signal eustatique qui est variable au cours du temps, de celui des mouvements verticaux qui est variable au cours du temps et spatialement. (*Robin, 1997*) a mis au point par exemple une méthode permettant la discrimination de l'influence des mouvements verticaux tectoniques de celui de l'eustatisme, à partir de la mesure de l'accommodation à l'échelle d'un bassin, par l'application d'un filtrage des variations de grandes longueurs d'onde.

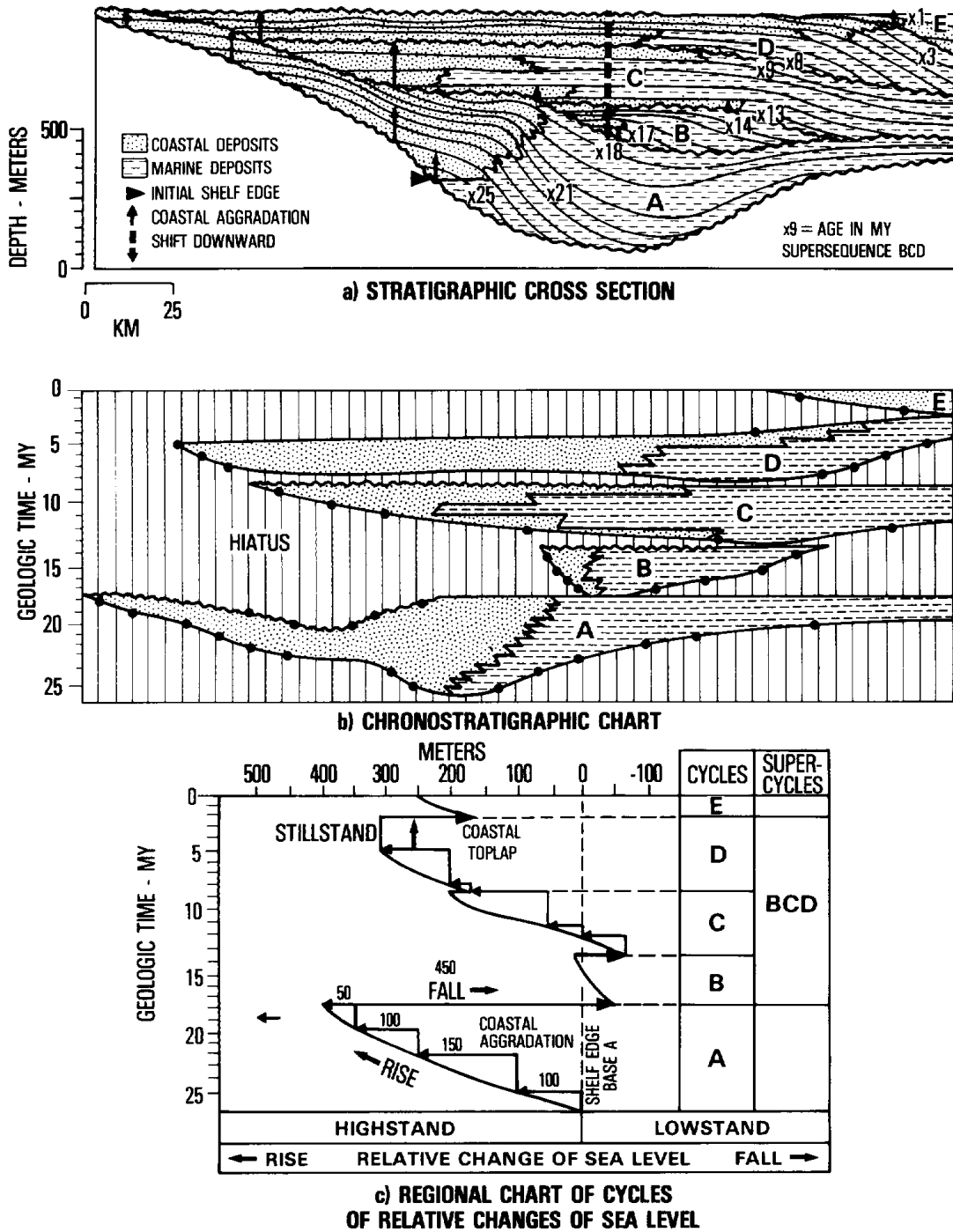


FIG. 13—Procedure for constructing regional chart of cycles of relative changes of sea level.

Figure 36 : Principe de la quantification du niveau marin relatif et de la construction de la charte associée. (Vail et al., 1977b)

Si le signal tectonique peut être connu ou modélisé, il est alors possible d'accéder à la composante eustatique. La méthode de « backstripping » s'appuie sur ce principe. Elle est appliquée sur les bassins des marges passives considérées stables, générés simplement par l'effet de la subsidence thermique post-rifting. L'empilement vertical des sédiments est

décompacté et le signal de subsidence étant modélisé permet ainsi d'accéder aux variations eustatiques (*Kominz, 2001*). La principale limite de cette méthode est que, comme il l'a été discuté précédemment, les marges passives ne peuvent être considérées comme tectoniquement stables. Elles enregistrent notamment le signal de la topographie dynamique qui doit ainsi être pris en compte dans les enregistrements sédimentaires.

- Mesure de l'onlap côtier

La sismique réflexion a permis d'obtenir une visualisation de l'architecture des séquences de dépôts dans les bassins. A partir de cela, dans les années 70, le groupe Exxon qui a contribué au développement de la stratigraphie sismique, présente une application de l'étude de ces enregistrements : la quantification des variations du niveau marin relatif au cours du temps, exprimée sur une charte. Le principe de construction d'une charte de niveau marin relatif est présenté sur la figure 36 issue de *Vail et al. (1977b)*.

Cela consiste d'abord à identifier sur l'enregistrement sismique les différentes séquences de dépôts en repérant les limites de séquence (séquence boundary figure 33) et les différentes terminaisons, principalement celles des dépôts côtiers (figure 36a). Une terminaison en onlap (figure 33) caractérise une architecture transgressive. Repérer ainsi les terminaisons en onlap des dépôts côtiers (de la plaine côtière, non du littoral) permet de pointer l'extension maximale du niveau marin relatif pour une séquence donnée. Les données de puits permettent de contrôler l'âge des différentes séquences et de déterminer les différents faciès. La construction de la charte stratigraphique (figure 36b) permet ensuite de visualiser les informations obtenues en fonction d'une échelle des temps géologiques. L'épaisseur d'une séquence est obtenue à partir de l'enregistrement sismique et permet ainsi de déterminer l'amplitude de l'augmentation du niveau marin associé, avec pour référence la séquence la plus ancienne. Cette mesure, confrontée à l'échelle des temps géologiques grâce à la charte stratigraphique, permet alors de construire la charte des variations du niveau marin relatif (figure 36c).

- Les chartes eustatiques

Le concept d'eustatisme ayant été défini auparavant (*Suess, 1888*) mais jamais quantifié, *Vail et al. (1977a)* ont recherché à partir de leurs observations locales du niveau marin relatif, un signal commun à l'échelle globale. En effet seules des observations de variations du niveau marin synchrones sur différents continents, peuvent attester de l'existence d'une composante purement eustatique qui était jusque-là soupçonnée mais non prouvée (voir partie 1 de ce chapitre). Ainsi, en comparant leurs courbes locales du niveau marin relatif construites à partir de profils au niveau de marges passives, ils mettent en évidence des similitudes sur l'enchaînement des transgressions et régressions au cours des intervalles de temps observés. Ils montrent en effet que les discordances qui délimitent les différentes séquences de dépôts dans les différents bassins qu'ils ont observés, peuvent être considérées comme étant synchrones sur l'ensemble des marges passives *Vail et al. (1977a)*. Ils proposent ainsi de caractériser les variations du niveau marin par une charte globale du Cambrien au Quaternaire. La figure 37, issue de *Miller et al. (2005)* regroupe les chartes eustatiques produites par le groupe Exxon. Comme il l'était proposé par *Vail et al. (1977a)*, ces chartes deviennent un standard universel et la charte de *Haq et al. (1987)* (en marron sur la figure 37) est encore utilisée comme référence. Par la suite ils produisent une charte à partir de la plateforme Arabe (*Haq and Al-Qahtani (2005)*) en gris sur la figure 37).

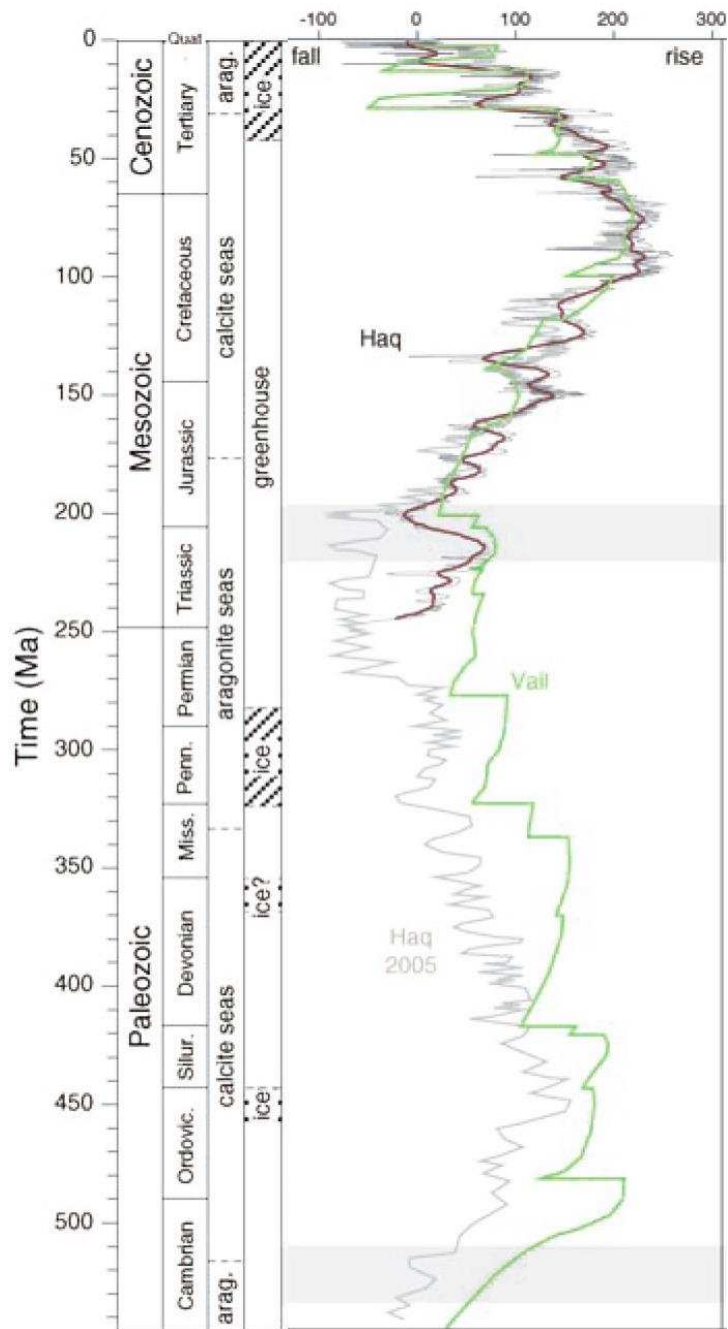
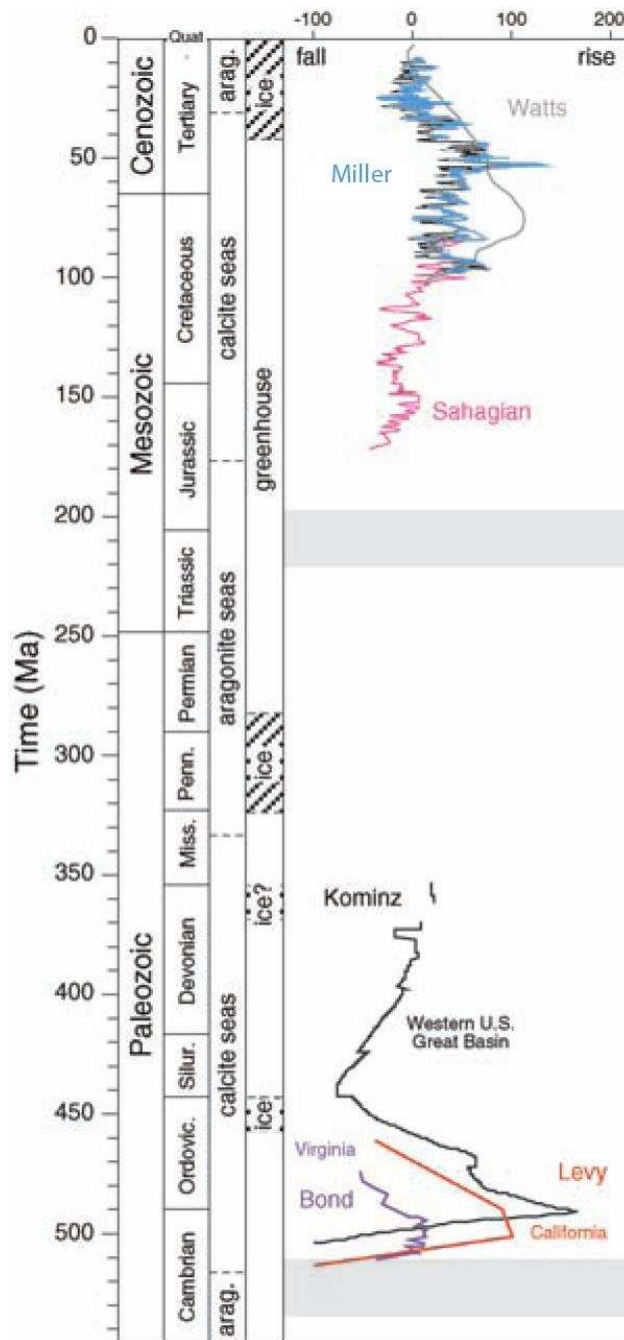


Figure 37 : Chartes eustatiques du groupe Exxon (Vail et al. (1977a) en vert ; Haq et al. (1987) en marron ; Haq and Al-Qahtani (2005) en gris) (Miller et al., 2005)

Ces résultats mettent en évidence des variations globales de basses fréquences, avec deux grands cycles de régression/transgression. Un cycle se situe durant le Paléozoïque puis un autre durant le Méso-Cénozoïque dont le maximum eustatique de grande amplitude, jusqu'à 250 mètres d'après ces chartes, est situé durant le milieu du Crétacé, autour de 90 millions d'années. D'autres chartes ont été produites à partir de la méthode de backstripping (décrite précédemment). Celles-ci sont regroupées sur la figure 38 issue de Miller et al. (2005).



**Figure 38 : Chartes eustatiques réalisées à partir de la méthode du backstripping
(Miller et al., 2005)**

Au premier ordre, la chronologie et l'existence des deux cycles transgression-régression à l'échelle globale fait l'unanimité quelle que soit la méthode utilisée. De même la présence d'un haut niveau marin autour de 90 millions d'années n'est pas discutée. Par contre l'amplitude de ce haut niveau marin diffère suivant les auteurs, avec des estimations de l'ordre de 100 m (Watts and Steckler 1979 ; Kominz 1995 ; Sahagian et al. 1996 ; Miller et al. 2005) jusqu'à 250 à 350 m (Vail et al. 1977a ; Pitman 1978 ; Hallam 1984 ; Haq et al. 1987 ; Haq and Al-Qahtani 2005). L'origine de ces différences et les processus associés à ce haut niveau eustatique seront détaillés dans le chapitre 3.

Ces chartes globales soulèvent également de nombreux débats quant à l'origine des variations de 2nd et 3^{ème} ordre. Celles du 2nd ordre sont d'une durée d'environ 10 millions d'années et celles du 3^{ème} ordre, de 1 à 5 millions d'années. *Vail et al. (1977a)* proposent le glacio-eustatisme pour expliquer l'existence de telles variations rapides (inférieures à 100 Ma) à l'échelle globale. Ils en concluent alors que ceux-ci sont le résultat de variations eustatiques. Dès les années 80 *Pitman and Golovchenko (1983)* soulèvent que l'origine glacio-eustatique est contestable du fait qu'il n'y ait pas suffisamment d'arguments permettant de mettre en évidence des périodes glaciaires, particulièrement durant le Mésozoïque. L'existence de variations de 2nd et 3^{ème} ordre n'est pas remise en cause mais leur origine eustatique est contestée (*Miall and Miall, 2001*). L'établissement de l'existence d'un tel signal durant cette période continue à faire débat (*Price, 1999*) et l'objet de nombreux travaux, particulièrement pour le Mésozoïque (e.g. *Stoll and Schrag 1996 ; Miller et al. 2003 ; Koch and Brenner 2009 ; Galeotti et al. 2009*).

La méthode de *Vail et al. (1977a)* est également critiquée. Les critiques portent notamment sur le découpage stratigraphique utilisé ainsi que les datations utilisées (*Miall and Miall, 2001*). De plus les données sources utilisées ne sont pas disponibles. Egalement plus récemment la considération des mouvements verticaux au niveau des marges passives, notamment par la topographie dynamique, remet en question l'interprétation eustatique des variations observées à partir des bassins et ainsi de la validité des chartes eustatiques existantes.

Ainsi, le modèle global de variations du niveau marin et sa caractérisation au cours du temps par les chartes eustatiques sont encore utilisés comme référence, au moins pour les variations du premier ordre. Cependant leur validité est remise en cause, que ce soit sur la nature des processus à l'origine des variations observées avec la remise en question du tout eustatique défendu par le groupe Exxon (*Vail et al. 1977a ; Haq et al. 1987*) ou sur les amplitudes quantifiées. Ceci a été une question importante dans le cadre de mon travail de thèse et a motivé le travail présenté dans le Chapitre 3 sur les variations du niveau marin durant l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien.

- La mesure de l'empiètement continental

La quantification des variations du niveau marin relatif peut s'effectuer par la mesure à un instant donné du pourcentage de domaine continental recouvert par le domaine marin, à l'échelle du continent ou d'une région. Cette migration du littoral dépend, comme il l'a été présenté ci-dessus, des variations eustatiques, des mouvements verticaux de la lithosphère et du flux sédimentaire. Pour n'observer que les variations du niveau marin relatif, il faut alors prendre en compte la surface correspondant à l'ensemble du domaine marin mais également celle de la plaine côtière (*Posamentier et al., 1988*). En effet celle-ci correspond à un espace libéré par les variations du niveau marin puis totalement comblé par les apports sédimentaires. Ainsi, prendre en compte cet espace permet de s'affranchir des effets des variations du flux sédimentaire qui peut conduire à des extensions différentes de la plaine côtière suivant les variations du flux sédimentaire pour une même variation du niveau marin relatif. L'ensemble [domaine marin et plaine côtière] illustré sur la figure 39, correspond à la définition de l'empiètement continental (*Posamentier et al., 1988*).

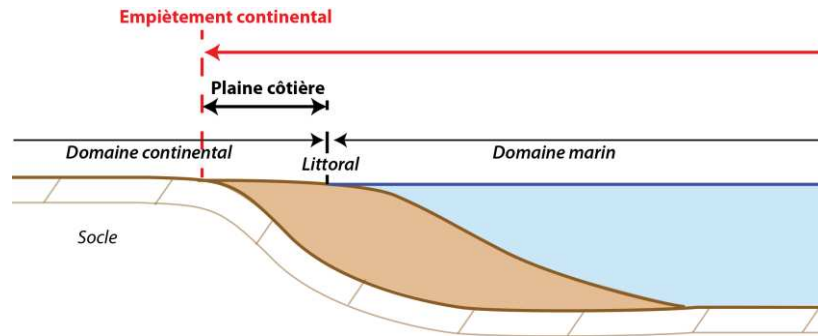


Figure 39 : Définition de l’empiètement continental

La mesure de cet empiètement est déterminée à partir des cartes paléogéographiques, comme il l’est indiqué dans *Harrison et al. (1981)*. Le tracé du paléolittoral permet ainsi d’observer l’envoie d’un continent ou de l’ensemble des continents si la carte est globale, par rapport à l’actuel. Ceci permet la construction de courbes représentant la surface totale de continents envoyés au cours du temps. La figure 40 issue de *Miller et al. (2005)* regroupe ce type de courbes, obtenues à partir de leurs résultats et ceux issus d’autres travaux (e.g. *Harrison 1990 ; Sahagian and Jones 1993 ; Ronov 1994*).

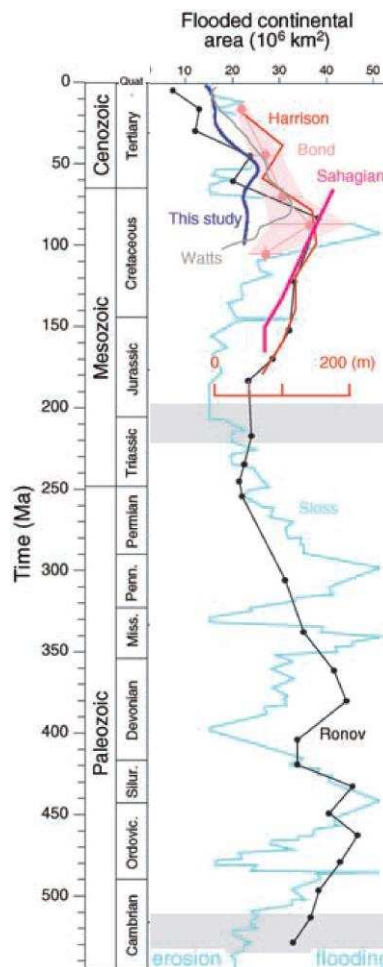


Figure 40 : Superficie des régions envoyées au cours du temps (modifié de *Miller et al. (2005)*)

La surface ennoyée du continent ainsi obtenue à un instant donné, comparée à la surface totale du continent non ennoyé actuel, avec sa topographie actuelle, permet d'en déduire l'amplitude du niveau marin relatif nécessaire pour expliquer cet ennoïement. Ainsi, quantifier le niveau marin relatif par cette méthode, revient à mesurer, pour un instant donné, l'intersection de la distribution de l'altitude des continents (ou hypsométrie, cf. Figure 41) avec l'empîement du domaine marin sur le domaine continental.

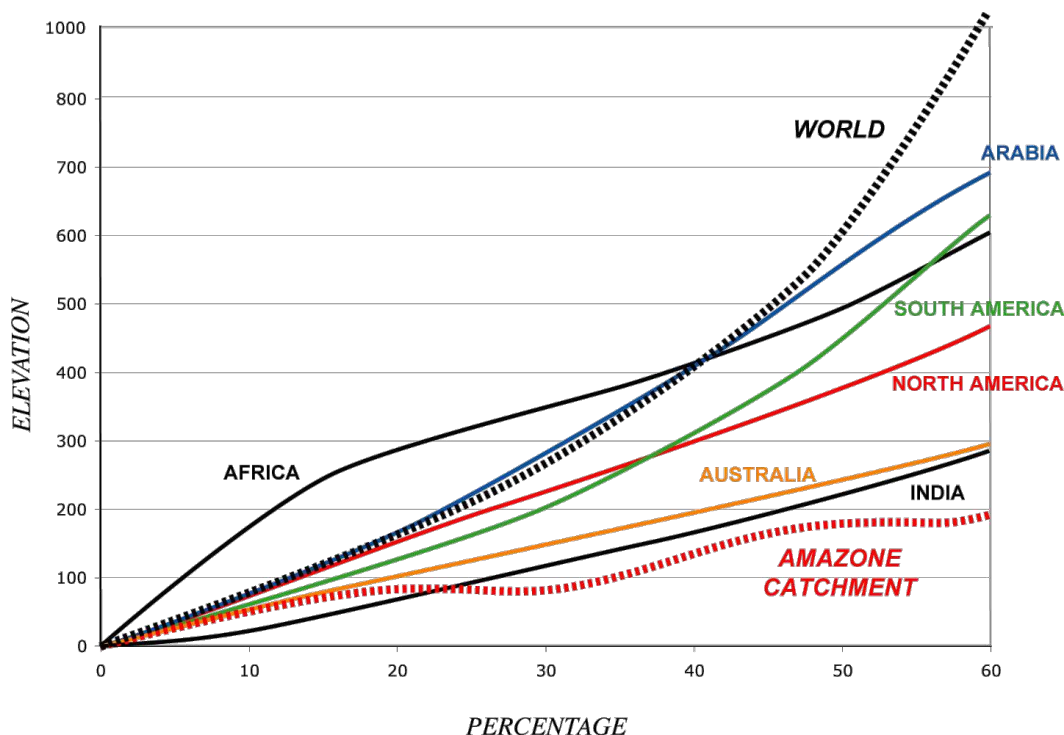


Figure 41 : Courbes hypsométriques actuelles des continents (Robin, 2006)

L'eustatisme étant un signal global, pour le quantifier par cette méthode il est obligatoire de s'appuyer sur des reconstructions paléogéographiques globales. Par exemple, *Harrison et al. (1981)* obtient une superficie totale des régions ennoyées à l'échelle globale, de 31,5 Mm² vers 100 millions d'années, et ainsi, avec la courbe hypsométrie des continents actuels, une augmentation correspondante du niveau marin de 172 m. La principale limite de cette méthode est l'utilisation de l'hypsométrie actuelle comme référence. L'extension des variations passées du niveau marin est en effet projetée sur la topographie actuelle des continents (*Harrison et al. 1981 ; Ronov 1994 ; Algeo and Sestlavinsky 1995*). Or rien n'indique que l'hypsométrie est constante au cours du temps, comme il l'est discuté dans *Harrison et al. (1981)*. Par exemple C. Robin et F. Guillocheau ont estimé l'élévation des reliefs durant le Cénomanién. La figure 42 permet de comparer cette topographie avec la topographie actuelle.

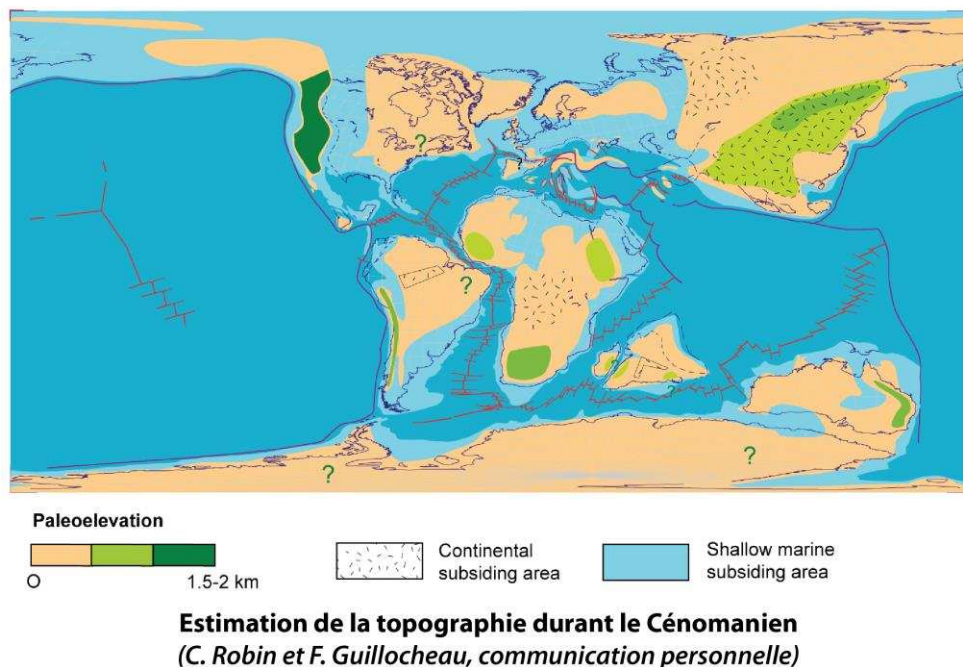
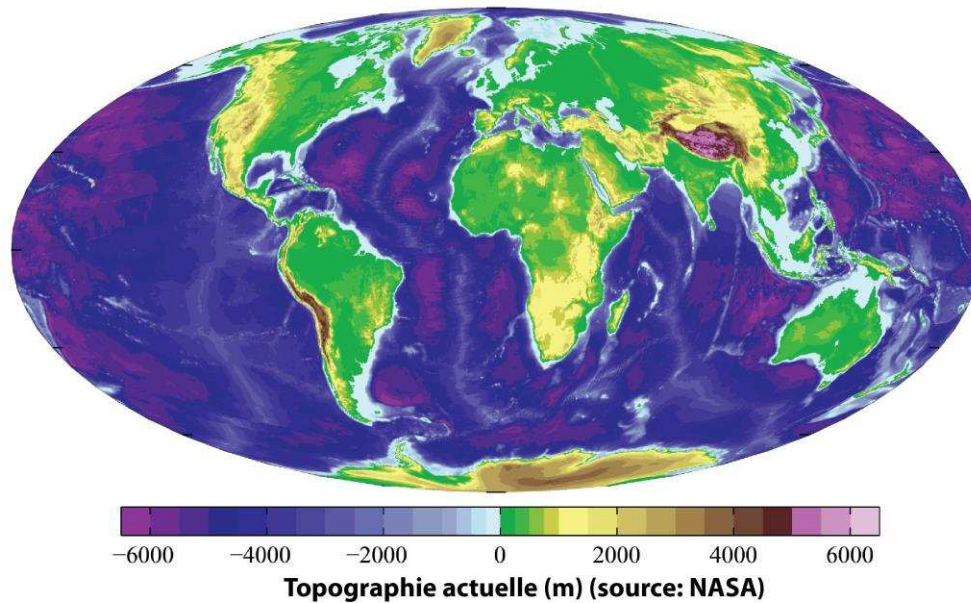


Figure 42 : Topographie actuelle et estimation de la topographie au Cénomanién (C. Robin et F. Guillocheau communication personnelle)

Ceci permet de constater que l'altitude des reliefs durant le Cénomanién était certainement plus faible, en majorité inférieure à 2km, que celle des reliefs actuels. Une altitude des continents moins élevée en présence d'un haut niveau marin eustatique, comme c'est le cas pour le Cénomanién, conduirait à un ennoïement des continents supérieur à celle obtenue avec une hypsométrie comparable à celle de l'actuelle. Ainsi considérer l'empiétement continental sur une hypsométrie plus élevée pourrait conduire à une sur-estimation de l'amplitude du niveau marin relatif.

L'évaluation de l'amplitude des variations du niveau marin relatif par cette méthode dépend également de la précision des cartes paléogéographiques. Les reconstructions paléogéographiques permettent de visualiser en carte la distribution des environnements de dépôts des bassins pour une période donnée. Ces cartes permettent ainsi de repérer la

migration du littoral et les dépôts correspondant à la plaine côtière quand cette information est disponible. L'amplitude des variations du niveau marin estimée à partir de ces cartes est donc très dépendante de la précision spatiale et de la résolution temporelle de celles-ci. Une résolution temporelle faible ne fournit qu'une estimation des environnements de dépôts pour l'ensemble d'un intervalle de temps et non pour un âge donné. La précision est liée à la qualité des données sources utilisées pour réaliser la reconstruction (e.g. données de terrains, données sismiques, interprétation des chartes stratigraphiques). Il est cependant souvent difficile d'évaluer cette précision car ces données sources sont rarement mentionnées ou accessibles.

1.4. Synthèse, discussion et conclusions

Ce chapitre nous a permis de revoir les caractéristiques des processus à l'origine des variations du niveau marin eustatique, du niveau marin relatif et des mouvements verticaux de la Terre solide. Le **Tableau 1** permet de faire une synthèse de l'ensemble des processus décrits.

Ce travail permet de mettre en évidence que les variations du niveau marin relatif sont le résultat de la contribution de plusieurs processus, différents suivant la période de temps considérée. Certains affectent le niveau marin relatif par des variations globales uniquement, tels que le glacio-eustatisme ou le tectono-eustatisme, d'autres l'affectent à la fois par des variations globales et des variations des mouvements verticaux, comme la topographie dynamique. Les trois principaux processus qui induisent les plus grandes amplitudes de variations du niveau marin relatif sont le climat (glacio-hydro-isostasie), le tectono-eustatisme (variation de l'âge moyen de la lithosphère et/ou dynamique des dorsales) et la topographie dynamique, avec des amplitudes supérieures à 100 mètres. Les variations à court terme sont dominées par des longueurs d'onde inférieures à 1 000 km tandis que les variations à long terme par les variations de très grandes longueurs d'onde, supérieures à 1 000 km. L'origine des principaux processus, quelle que soit la période de temps considérée, est donc soit climatique, qui regroupe l'expansion thermique, le signal postglaciaire, soit mantellique, avec la topographie dynamique, le géoïde et la divagation polaire, soit tectonique avec la dynamique des dorsales et la variation de l'âge moyen de la lithosphère océanique. La principale incertitude sur la modélisation du signal induit par ces processus est le peu de contraintes sur la structure interne de la Terre, particulièrement la structure rhéologique. Comme nous l'avons discuté dans ce chapitre, il existe peu d'observations permettant de la contraindre.

Cette synthèse met également en évidence que les observations et les reconstructions des variations du niveau marin fournissent principalement une mesure du niveau marin relatif. Seules les observations des altimètres depuis une vingtaine d'années permettent d'accéder à une mesure absolue du niveau marin. Les autres moyens d'observation, marégraphes, terrasses marines, données stratigraphiques ne peuvent fournir qu'une mesure du niveau marin relatif. Seule une corrélation des observations à l'échelle globale de ces résultats peut permettre de se questionner sur l'existence d'un signal eustatique. La relation entre la déformation de la Terre solide et les variations eustatiques devient alors essentielle à considérer. Les mouvements verticaux actuels peuvent être maintenant directement mesurés grâce à l'installation des réseaux GPS, même si une couverture plus importante avec des enregistrements plus longs sont encore nécessaires pour améliorer la précision de la caractérisation des mouvements verticaux à l'échelle globale.

Processus	Amplitudes (m)		Longueur d'onde (km)		Temps (années)	Méthode d'observation/quantification	Source d'incertitudes	Références
	Niveau marin eustatique	Niveau marin relatif	Globale	Locale				
Tectono-eustatisme (âge moyen de la lithosphère et/ou dynamique des dorsales)	+/- 100 à 150	//		/	> 10 ⁶	Anomalies magnétiques /Stratigraphie/modélisation	Subduction du plancher océanique passé	(1) (2)
Plateaux océaniques	+/- 60 à 100	//		/	> 10 ⁶	Observation et datations des plateaux océaniques existant	Subduction des plateaux passés	(3) (2)
Climat: Glacio-eustatisme	+/- 100	//		/	< 10 ⁵	Récifs coralliens/Delta ¹⁸ O	Datations Diagenèse Reconstruction de l'histoire glaciaire	(4) (5) (6)
Climat: Dilatation thermique	< +/-10	//		/	< 10 ⁵	Mesures des propriétés stériques des eaux océaniques (actuelles)	Précisions et couverture géographique des mesures	(5) (7)
Climat: Glacio-hydro-isostasie	-1 à -2	< 1 000		> 1 000	< 10 ⁵	GPS/Altimètres- Marégraphes/modélisation	Structure rhéologique Reconstruction de l'histoire	(8) (15)
Topographie-dynamique	+ 80	< 2 000		> 1 000	> 10 ⁶	Stratigraphie/modélisation	Structure rhéologique Reconstruction du mouvement et vitesses des plaques Peu d'observation	(9) (10)
Géοide	/	+/- 100	/	> 1 000	> 10 ⁶	Gravimètres	Précision des instruments	(11) (12)
Divagation polaire	/	< +/- 100	/	> 1 000	> 10 ⁶	Reconstruction à partir des anomalies magnétiques et mouvement des plaques dans le référentiel des points chauds	Reconstruction du mouvement des plaques Structure rhéologique	(13) (14)
Sédimentation	< +/- 60	//		/	> 10 ⁶	Epaisseur actuelle des sédiments	Estimation du volume de sédiment	(2) (7)
Orogénèse	< +/- 10	//		/	> 10 ⁶	Reconstruction de la surface océanique ou continentale en fonction des collisions	Estimation du raccourcissement	(7)

Tableau 1 : Synthèse des processus à l'origine des variations du niveau marin relatif, eustatique et des mouvements de la Terre solide : amplitude, longueur d'onde, temps caractéristique, types d'observations et sources d'incertitudes.

Les références bibliographiques : (1) Cogné et al., 2006; (2) Müller et al., 2008; (3) Hardebeck & Anderson, 1996; (4) Shackleton, 1987; (5) Cazenave, 2010; (6) Mitrovica et al., 2011; (7) Miller et al., 2005; (8) Farrell, 1976; (9) Conrad & Husson, 2009; (10) Gurnis, 1993; (11) Hager, 1985; (12) Ricard, 2006; (13) Sabadini et al., 1990; (14) Mound et al., 1998; (15) Peltier et al., 2006

Pour ce qui est des observations à long terme, les interprétations ont longtemps été dominées par le postulat du tout eustatique avancé par *Vail et al. (1977a)*. Même si elle est de plus en plus discutée, la considération d'une origine eustatique des variations du niveau marin observées à partir des enregistrements à long terme est encore fortement présente. L'intégration de la contribution de la dynamique du manteau sur les variations du niveau marin relatif n'est pas toujours considérée même par des travaux récents, tels que *Miller et al. (2005)*.

Mon travail de thèse se situe ainsi dans un contexte où d'une part les variations du niveau marin représentent un enjeu socio-économique capital. La compréhension des processus à l'origine de ses variations et leur discrimination est nécessaire pour quantifier et pouvoir envisager leur impact sur les côtes. D'autre part, la relation entre les variations du niveau marin et la déformation de la Terre solide est de plus en plus considérée et contribue à remettre en cause le concept d'eustatisme. En particulier la contribution des mouvements verticaux engendrés par la dynamique du manteau. Mais pour cela les observations sont nécessaires pour contraindre les modèles et préciser notre compréhension de ce signal.

Les travaux présentés par la suite s'inscrivent ainsi dans l'objectif d'établir des bases de données robustes afin de contribuer à l'observation et la caractérisation de l'influence des processus qui dominent le signal des variations du niveau marin relatif, ceci à différentes échelles spatio-temporelles.

Chapitre 2.

Les variations actuelles du niveau marin : caractérisation des mouvements verticaux de la Terre

2.1. Introduction

Les modèles climatiques prédisent une augmentation moyenne du niveau marin de 20 à 60 cm au-dessus du niveau actuel vers 2 100. Une telle augmentation est préoccupante pour les 1,2 milliards de personnes vivant sur le littoral. L'évaluation des mouvements verticaux actuels de la lithosphère est essentielle afin de prendre en compte leur contribution dans l'estimation de l'impact de la hausse récente du niveau marin sur les côtes. En effet, leur vitesse de variation, inférieure à 10 mm/an, peut être du même ordre de grandeur ou supérieure à la vitesse moyenne de l'augmentation du niveau marin actuelle qui est actuellement inférieure à 3 mm/an. De plus, au-delà de cet aspect socio-économique, ils représentent également des observations capitales pour la modélisation du signal post-glaciaire et des applications géodynamiques telles que l'évaluation de la rhéologie et de la structure interne de la Terre. Comme nous l'avons discuté dans le chapitre 1, les données sont nécessaires afin de contraindre les prédictions des modèles, dans le but de distinguer les mouvements verticaux de la lithosphère actuels et ainsi les confronter à l'élévation du niveau marin.

Nous présentons tout d'abord dans ce chapitre notre compilation et notre analyse à l'échelle globale et régionale des tendances des mouvements verticaux actuels à partir des mesures des variations du niveau marin relatif des marégraphes et des mesures du niveau marin absolu des altimètres. L'analyse du signal de grandes longueurs d'onde extrait à partir de ces résultats est ensuite présentée pour finir par une discussion de ces résultats.

2.2. Les tendances actuelles des mouvements verticaux le long des côtes

Cette étude a fait l'objet d'un article (*Ostanciaux et al., 2012*) présenté ici qui a été soumis puis accepté dans la revue *Earth-Science Reviews*.

L'objectif de ce travail était de caractériser et analyser les variations des mouvements verticaux actuels à l'échelle globale et régionale, ceci particulièrement afin d'identifier et quantifier les processus à leur origine, notamment le rebond postglaciaire.

Pour cela nous avons choisi d'utiliser une méthode indépendante de l'analyse des données GPS qui a été d'abord développée par *Mitchum (1998)* : l'utilisation des données des marégraphes et des données des altimètres. Les marégraphes étant fixés au sol enregistrent à la fois les mouvements verticaux de la lithosphère et les variations de hauteurs d'eau par rapport à une référence terrestre. Les altimètres enregistrent les variations absolues du niveau marin à l'échelle globale. Ainsi en retirant les amplitudes des variations mesurées par les altimètres à celles enregistrées par les marégraphes sur le même intervalle de temps, il est alors possible d'accéder à la composante des mouvements verticaux de la lithosphère.

Nous avons ainsi produit une base de données des mouvements verticaux actuels récente qui tire profit de la longueur des séries temporelles communes aux deux instruments (valeur médiane d'environ 10 ans), supérieure à différentes études existantes utilisant la même méthode (e.g. *Nerem and Mitchum 2002 ; García et al. 1998*). Elle regroupe un plus grand nombre de données à l'échelle globale. Cependant notre approche est plus grossière à cause d'une sélection moins précise des données des marégraphes qui peuvent être altérées par exemple par d'importantes lacunes dans leur série temporelle. Nous avons choisi de prendre en compte un maximum de données en cohérence avec notre volonté d'observer en particulier les tendances régionales ou sur de grandes longueurs d'ondes des mouvements verticaux.

Nous avons ensuite confronté nos résultats avec les travaux existants, que ce soit à partir de la même méthode ou d'autres mesures telles que celles des GPS. Ceci nous a permis de constater que nos résultats étaient cohérents avec les résultats de ces travaux. Nous avons ainsi ensuite compilé l'ensemble de notre base de données avec ces bases de données existantes afin d'analyser les tendances observées par l'ensemble de ces travaux combinés aux nôtres. Ceci a permis de mettre en valeur des tendances de soulèvement et de subsidence similaires à l'échelle globale. L'analyse régionale et globale des résultats de la compilation de l'ensemble de ces travaux avec notre base de données a permis de mettre en évidence la similitude entre le signal observé et le signal attendu du rebond postglaciaire. Ce travail a également permis d'observer la contribution du contexte géodynamique des marges dans le signal régional des mouvements verticaux, notamment pour la région des Cascades et des zones de subduction au Japon. La confrontation des résultats avec les prédictions des modèles du rebond postglaciaire, a montré une bonne corrélation pour la Scandinavie mais des écarts existent au niveau des tendances et des vitesses pour les autres régions. Ceci peut mettre en évidence les incertitudes des prédictions du rebond postglaciaire via la modélisation. La constitution d'une telle base de données peut ainsi contribuer à la calibration de ces modèles.



Present-day trends of vertical ground motion along the coast lines

Émilie Ostanciaux ^{a,*}, Laurent Husson ^{a,b}, Gaël Choblet ^b, Cécile Robin ^a, Kevin Podoja ^c

^a Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS, Université de Rennes 1, France

^b LPG Nantes, UMR 6112 CNRS, Université de Nantes, France

^c M2C, UMR 6143 CNRS, Université de Caen, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 3 May 2011

Accepted 28 October 2011

Available online 3 November 2011

Keywords:

Sea level

Ground motion

Tide gauges

Satellite altimetry

Postglacial rebound

ABSTRACT

Vertical ground motion (VGM) rates stand as crucial information, either for predicting the impact of the actual sea level rise along low-lying coasts or refining geodynamic problems. Because present day VGM rates have a magnitude smaller than 10 mm/yr, they remain challenging to quantify and often elusive. We focus on the quantification of global-scale VGM rates in order to identify global or regional trends. We computed VGM rates by combining tide gauges records and local satellite altimetry, which yield a new dataset of 634 VGM rates. We further compare this database to previous studies that use geodetic techniques and tide gauges records in order to evaluate the consistency of both our results and previous ones. The magnitudes differ by less than 5 mm/yr, and similar subsidence and uplift general tendencies appear. Even if the asset of our database stands in the greater number of sites, the combination of all studies, each with different pros and cons, yields a hybrid dataset that makes our attempt to extract VGM trends more robust than any other, independent study. Fennoscandia, the West coast of North America, and the eastern coast of Australia are uplifting, while the eastern coast of North America, the British Isles and Western Europe, the eastern Mediterranean Sea, Japan, and the western coast of Australia are subsiding. Glacial Isostatic Adjustment (GIA) is expected to provide a major contribution to the present-day signal. Aside from Fennoscandia, observed VGM often depart from the GIA model predictions of Peltier (2004). This either results from an underestimate of the model predictions or from the influence of other processes: indeed, the influence of the geodynamic setting appears in particular along the coasts of western North America or Japan, where the alternation of transform faults and subduction zones makes it possible to assign contrasted behaviours to the local geodynamic context. Local mechanisms like anthropogenic processes or sediment compaction, also contribute to VGM. This remains true for the critical cases of Venice, the Gulf of Mexico, the Ganges delta, and the Maldives, which are particularly exposed to the current sea level rise.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

Contents

1. Introduction	75
2. Methods for quantifying the trends of vertical ground motion	75
2.1. Ground motion from geodetic measurements	75
2.2. Ground motion from records of sea level variations: discrete studies and mean estimates.	76
2.3. Ground motion from records of sea level temporal and spatial variations: our global analysis	77
3. Results at the global scale	77
3.1. Global analysis of ground motion at tide gauges	77
3.2. Comparison with other studies	78
3.3. Synthesis	81
4. Results at the regional scale	81
4.1. Western American coasts	81
4.2. Eastern American coasts	82
4.3. Europe and Africa	83
4.4. Japan	83
4.5. Australia	84

* Corresponding author.

E-mail address: emilie.ostanciaux@univ-rennes1.fr (É. Ostanciaux).

5. Discussion	84
5.1. Summary of the main trends	84
5.2. Observed ground motion and the GIA	86
5.3. Departures from the GIA model	88
6. Conclusion	90
Acknowledgements	91
References	91

1. Introduction

Vertical Ground Motion (VGM) is a major issue for anthropisation of the coastal areas that are exposed to the recent sea level rise, which occurs at 2–3 mm/yr on average (Cazenave et al., 2008) but that spatially varies by several mm/yr. Only a good knowledge of VGM may help to decipher their various causes and contribute to the resolution of such a crucial societal challenge. Understanding the causes of VGM and predicting their impacts is a possibility but uncertainty remains large. Alternatively, a variety of techniques provides means to collect direct observations of such processes. Matching the two approaches is key and requires a clear view of both observations and processes.

Anthropogenic causes, active tectonics, volcanism, mantle dynamics and glacio-isostatic adjustments are among the main contributors responsible for vertical ground motion. Anthropogenic causes include hydrocarbon or water pumping (such as in the emblematic case of Venice, e.g. Holzer and Johnson, 1985), and sediment starvation resulting from river diversion, irrigation, or dams (like in Bangladesh, e.g. Johnson and Nur Alam, 1991). Because of their impact on the morphology, the role of tectonic activity or volcanism is conceptually straightforward at active plate margins, although it is sometimes challenging to quantify. Last, mantle flow constantly shapes the solid Earth by modifying the heterogeneous distribution of its internal masses. On the long-term, dynamic topography, i.e. the departure of the Earth's surface from a static equilibrium as a response to the viscous flow in the mantle, affects all parts of the world with a magnitude that may exceed 1000 m (Gurnis, 1993; Ricard et al., 1993; Conrad and Husson, 2009), but at slower rates than 0.1 mm/yr (e.g. Husson and Conrad, 2006; Moucha et al., 2008). The most important contribution in terms of rates is the Glacio Isostatic Adjustment (GIA), which is the response of the solid Earth's surface to periods of loading/unloading by polar caps and glaciers. As opposed to dynamic topography, the associated rates of VGM are high but the integrated magnitude barely exceeds 100–200 m. The visco-elastic rheology of the Earth's mantle and crust delays this response, so that the GIA process still continues to have a significant impact. The so-called Sea Level Equation, formerly derived by Farrell and Clark (1976), can be used to evaluate the feedback effects of ice, seawater, the mantle, and the lithosphere on ground elevation (Peltier et al., 1978). On this basis, several studies have modelled and quantified the GIA at a global or local scale (e.g., Lambeck et al., 1998; Mitrovica et al., 2001; Peltier, 2004; Stocchi and Spada, 2007). However, the uncertainties in the rheological structure of the Earth make it difficult to give reliable forward predictions of the GIA (see e.g., Spada et al., 2006; Mitrovica et al., 2011), and estimates often vary from one study to another. Therefore, although the physical processes that operate at all time and space ranges are rather well understood, their relative contributions remain poorly known.

Measuring VGM – as opposed to predicting VGM – is not a trivial issue either, firstly because vertical motion rates are typically smaller than horizontal components of ground motion, often at the edge of the resolving capacity of the current observatory techniques. Geodetic devices are technically capable of measuring these low VGM rates, but all are restrained by limited time-series (Nerem and Mitchum, 2002; Ray et al., 2010). Alternatively, ground motion can be quantified by

direct measurements of sea level change along shorelines. Tide gauges are attached to the coasts and therefore the signal they measure is just the difference between mean sea level variations and VGM. These motions can thus be quantified, provided that sea level variations are known during the time period of recording. Such correction can be calculated using satellite altimetry, which only measures sea level variations (Cazenave et al., 1999; Nerem and Mitchum, 2002; Prandi et al., 2009). The vast majority of dedicated studies are optimistic regarding our capability of providing accurate measurements of VGM. In this paper, we review the various databases that may lead to a reasonable knowledge of global VGM, on the basis of previous studies that we eventually compare to a new global analysis of tide gauges and satellite altimetry data. Our target differs from previous works that generally aim to quantify sea level change (often its mean rate) rather than net ground motion. Here, our goal is to constrain VGM as a starting point in order to directly quantify the various contributions to VGM, particularly GIA. In addition, because researchers from a variety of fields commonly use GIA models blindly, we feel that those models need to be critically exposed to observations. We first present previous studies that have provided estimates of VGM and the methods they have used. We then reappraise the VGM data sets and compare all studies.

2. Methods for quantifying the trends of vertical ground motion

In this section, we present the advantages and drawbacks of various methods to estimate vertical ground motion (VGM) rates.

2.1. Ground motion from geodetic measurements

The VLBI and SLR networks can provide estimates of vertical ground motion (see Heki, 1996 and Argus et al., 1999 for VLBI) but the scarcity of the stations prevents a global analysis of ground motion from being carried out. In addition, DORIS and GPS networks have naturally superseded these devices.

DORIS (Doppler Orbit determination and Radiopositioning by Satellite) is based on Doppler shifts measurements on a radio-frequency signal transmitted by ground stations and received onboard by the DORIS receivers (Jayles et al., 2006). In turn, it indicates the location and displacement of each of the sixty permanent ground stations. Although primarily developed to track the Topex/Poseidon satellite, it has been proved to be a powerful tool for tectonic measurements. For instance, Crétaux et al. (1998) showed that DORIS can provide accurate velocity measurements. While Mangiarotti et al. (2001) showed that the annual vertical oscillation of the ground is difficult to detect because of a high signal-to-noise ratio, Soudarin et al. (1999) demonstrated that secular vertical motion could be detected on the basis of a good agreement between DORIS and GPS estimates. In addition, Cazenave et al. (1999) compared the vertical crustal motion rates derived from DORIS to those from Topex/Poseidon and tide gauges. They observed that the values were consistent; their conclusion was further corroborated by the recent analysis of Ray et al. (2010). However, the stations that form this geographically uniform network are too sparse to envision a global study.

GPS (Global Positioning System) devices measure the travel time of microwaves from a source transmitter to a receiver on the ground.

Unlike VLBI, artificial satellites emit the signals. The amplitude of the signal is higher, and accordingly the receiving antennas can be smaller, rendering this system reasonably priced and easy to implement. Formerly designed as a navigation aid, it has been routinely used for more than fifteen years for horizontal tectonic applications, particularly plate kinematics (e.g. Argus and Heflin, 1995; McClusky et al., 2000). Nonetheless, the accuracy of GPS data in the vertical component is lower. The precision is limited by the receiver and transmitter clock errors, and by disturbances due to the travel of the wave through the non-uniform atmosphere (e.g. see Schaer et al., 1999). In order to overcome these issues and obtain reliable trends of VGM rates, the time series need to be long enough to give consistent trends. At a regional scale, many researchers have used GPS data to determine the interseismic vertical velocity field (e.g., Aoki and Scholz, 2003 in the Japanese islands, Vigny et al., 2005 in southeast Asia, and Ruegg et al., 2009 in Chile). The recent global analysis of Bouin and Wöppelmann (2010) was designed to probe the quality of GPS vertical motion rates in supposedly stable areas by comparing their results to a selection of neighbouring tide gauge records. They gave predictions with GPS observations from 1997 to 2006, on the basis of ~200 permanent stations using the same GPS solutions (ULR3, Wöppelmann et al., 2009), produced by the ULR analysis centre consortium and expressed in the ITRF2005 reference frame. The latest solution called ULR4 (see Santamaría-Gómez et al., 2011) provide longer time series with a maximum of 13 years of observations expressed in the ITRF2005 reference frame too. In order to carry out reliable global studies, it is necessary to have more continuous records, at least decennial. Many time series are now meeting the length requirements and dense networks are spreading. The GPS system is thus on the verge of becoming a fundamental tool to detect VGM at global scale.

2.2. Ground motion from records of sea level variations: discrete studies and mean estimates

As tide gauges measurements integrate ground motion and sea level motion, estimating VGM by combining tide gauges data and an independent evaluation of absolute sea level may seem straightforward. But, because it requires a high level of accuracy in both the tide gauges time series and absolute sea level change at the given locations (Fig. 1), its use remains a serious endeavour.

One common method to calculate the net VGM is to subtract the mean estimate of sea level change from the relative, local, sea level measurements at tide gauges, which presumably only leaves the local net VGM. The strength of this method relies on the possibility to use tide gauges time series of different lengths and to therefore include the longest ones, which are a priori more reliable. However, this is founded on the rather strong assumptions that absolute sea level change is uniform at the Earth's surface and that its variation is constant over time. Satellite altimetry has revealed that both assertions are erroneous to a certain extent (Cazenave et al., 2003), which renders the interpretation of the residual signal uncertain. The subtraction of satellite and tide gauges data was formerly used to compare the results obtained by both devices at reference locations (Chambers et al., 1998; Mitchum, 1998, 2000). The drift of the satellite altimeters was found to be lower than 1 mm/yr (Cheney et al., 1994; Nerem and Mitchum, 2002) for Topex/Poseidon as well as for Jason-1 satellites (Jason's mission; Lafon, 2005).

Bouin and Wöppelmann (2010) used this method in order to compare estimates of VGM, which were independently derived from GPS time series. They opted for an estimate of absolute and uniform sea level change across the 20th century of 1.8 mm/yr. The comparison was established on the basis of a careful selection of 117 long (up to 20 years) and consistent tide gauges time series at presumably stable stations. They extracted tide gauge data from the PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level, Woodworth and Player, 2003) and the annual and monthly sea level mean. They conclude that approximately 84% of the GPS derived estimates are compatible with the tide gauge derived estimates within an error smaller than 2 mm/yr. They assumed that the error introduced by the estimate of the mean absolute sea level was less than the possible errors introduced by the short time of satellite altimetry observations. We discuss this assumption below.

This method has also been applied to regional studies: Larsen et al. (2003) focused on the Alaskan coasts; Aoki and Scholz (2003) and El-Fiky and Kato (2006) worked on Japanese Islands. Similarly, Kuo et al. (2008) quantified the VGM rates in Alaska, the Baltic Sea, as well as hinterland around the North American Great Lakes. Before that, Shum et al. (2002) and Kuo et al. (2004) used long tide gauge records (> 40 years) with a regional average sea level and a decade of Topex/Poseidon (1992–2003) altimeter data. They estimated vertical crustal motions around the Baltic Sea with an improved accuracy when compared to earlier studies (e.g. Nerem and Mitchum, 2002).

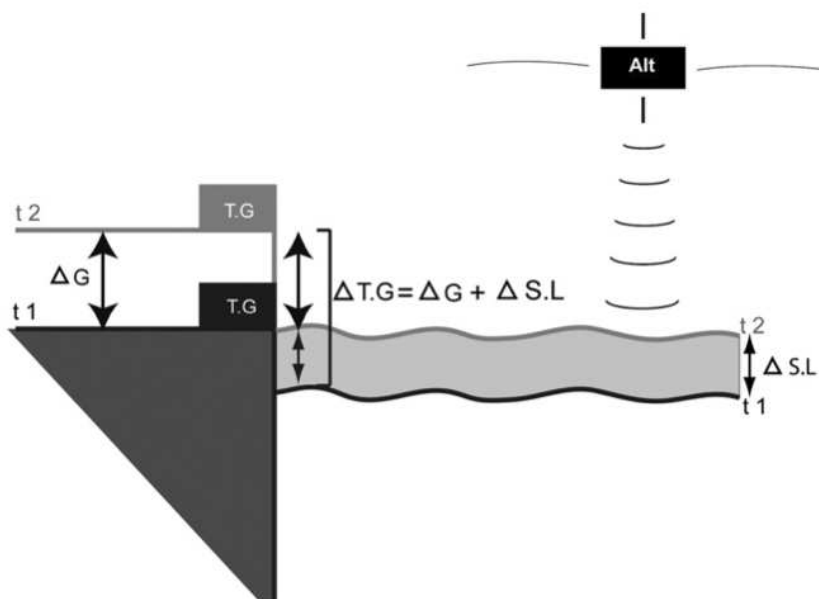


Fig. 1. Relationships between the relative sea level change at tide gauges $\Delta T.G.$, absolute sea level change $\Delta S.L.$ given by satellite altimetry and net ground motion ΔG . Alt: altimeters; T.G.: tide gauge. t_1 and t_2 are two different times or record.

As noted earlier, assigning a uniform and constant value to the global sea level rise is debatable. This issue may be overcome by subtracting instead the local sea level change, i.e. the sea level variations at the location of the station, inferred from satellite altimetry from the tide gauge data. The residual signal should presumably correspond to the net ground motion. Satellite altimetry has continuously measured the sea level over the entire surface of the oceans since 1992. The temporal and spatial variations that are being measured appear large enough to preclude any extrapolation. The drawback is that in order to be consistent, the time series from tide gauges that collected data earlier than 1992 need to be cropped according to the period of Topex/Poseidon and Jason satellite records. This implicitly degrades the signal by reducing the time period for which both the satellite altimetry and tide gauge records possibly overlap to a maximum of 18 years, i.e. a short time interval, when considering the uncertainties, gaps and other device related issues. This is at odds with the conclusions of Peltier and Tushingham (1989) and Douglas (1991, 1992, 1997, 2001), who suggest that time series of at least 50 years of records are required to infer reliable trends of sea level variations from tide gauges. In addition, this method requires the use of satellite data close to the coasts, which are possibly noisier than elsewhere because of the wave reflection on the coasts. Furthermore, in order to extract a reliable residual signal that may reveal a tectonic, or more generally, geodynamic process, a good correlation between tide gauges and satellite altimetry signals is desirable. Prandi et al. (2009) showed that coastal sea level records at tide gauges and absolute sea level records from satellite altimetry often present a good correlation within 15 years of recording, but that the correlation degrades within records spanning 10 years or less.

At a worldwide scale, this method was formerly applied by Cazenave et al. (1999), based on the earlier work of Mitchum (1989), which was designed to calibrate the observations from Topex/Poseidon with tide gauge measurements. After a time series of the differences between the two is obtained at each selected tide gauge station, a least mean squares fit is performed to infer the rate of VGM from the temporal derivative. Nerem and Mitchum (2002) used daily mean sea level records from 114 tide gauges and Topex/Poseidon data from 1992 to 2000. The time series are thus 7.5 years on average or shorter. Due to a careful estimate of the margins of error, they obtained results within a maximum accuracy of approximately 1–2 mm/yr. Comparable work was subsequently done by Ray et al. (2010) who compared the tide gauge-derived VGM rates to the rates inferred from the DORIS data, between 1992 and 2009. However, they only considered 28 tide gauges that are geographically close enough to the DORIS stations. This method was also applied to regional studies (see for instance Fenoglio-Marc et al., 2004 and García et al., 2007 for the coasts of the Mediterranean and Black seas).

Thus, despite the multiple sources of bias that can make tide gauge data sometimes, noisy, it has been seemingly proven that this method can provide estimates of trends of VGM rates. Because of the numerous data and their worldwide yet non-uniform distribution, they are promising for global studies.

2.3. Ground motion from records of sea level temporal and spatial variations: our global analysis

Overall, most of the above-described methods are based on a careful selection of the stations. Naturally, the objective is to provide reliable data points, and therefore many stations are rejected. In our approach, we instead opt for the brute force technique and rely on a statistical evaluation of the data set. Because the data set remains almost raw, it has the effect of increasing the number of data points, but none of them are relied upon individually. This is a recurrent issue for geostatistics in general, like for instance, when inverting structural (e.g., Angelier, 1984) or thermal (e.g. Husson et al., 2008) data, for which the choice between the two approaches is driven by the objectives of the study. Our aim is to determine the first order signal at a

global scale. For this purpose, the signal from a large data population with large uncertainties supersedes the interpretation of a smaller but less uncertain data population. We took advantage of the 16-year long spatial altimeter record and rejected a few outliers (see below). Absolute sea level change measurements were extracted from the Topex/Poseidon (1993–2001), Jason-1 (2001–2008) and Jason-2 (2008–2009) records compiled by AVISO (www.aviso.oceanobs.com). Satellite altimetry was corrected for inverse barometer effects (but not tide gauges measurements).

Regarding the direct relative sea level measurements, we took advantage of the yearly mean Revised Local Reference (RLR) compilation of tide gauge records provided by the PSMSL. The stability and reference of the stations are regularly monitored, and the PSMSL informs when major events can severely modify the time series (see www.psmsl.org for details). The use of yearly means removes the seasonal variations of the sea level in the time series.

First, we only retained the data recorded during 1993–2009, i.e. the common period of spatial altimeter and tide gauge records. Second, we excluded the time series with durations shorter than 5 years because they do not provide reliable sea level trends (Fenoglio-Marc et al., 2004). Because of these time restrictions, the length of the time series therefore varies from 5 to 16 years, with a median of 10 years. Last, because of the orbital inclination of the satellites, the data was mostly available between -66 and 66° of latitude, thereby providing spatial boundaries to the domain where the tide gauge data can be used. These criteria resulted in the retention of 641 stations out of a possible 1240 stations set. AVISO supplies the maps of the monthly means of the sea level height anomalies with respect to a seven-year mean (1993–1999). We first computed the yearly means from those maps. We then equally constructed yearly maps of discrete values for the yearly means at tide gauges. We subtracted the yearly means at the location of tide gauges, in order to retrieve the ground elevation change, and subsequently the time series of VGM. Technically, we extrapolated the maps of absolute sea level change using a tense spline function in order to document sea level change at stations that fell on “continental” cells from the grids. Because of the short distance between the station and the nearest documented cell, it is almost equivalent to assigning the value of the closest documented cell. Lastly, in order to obtain VGM rates, we subsequently fit each VGM time series to obtain linear trends. A quadratic fit was also tested but owing to the scattering, the result was beyond the data resolution, in particular for the short time series (the length of the time series needs to be increased for a larger polynomial degree), and the results were sometimes inconsistent. In short, we computed the linear regressions of the differences between tide gauges measurements and satellite altimetry. We alternatively computed the differences between the linear regressions of satellite altimetry and tide gauges time series. This solution yields very comparable results, but the first option is considered more robust.

3. Results at the global scale

3.1. Global analysis of ground motion at tide gauges

The full results are given in Supplementary data. Fig. 2 shows the trends of vertical ground motion (VGM) in map view. Tide gauges whose records are long enough to be exploited are mainly concentrated in the Northern Hemisphere and only 15% of the data points are located in the southern hemisphere. The quality of the fit (R^2) is, however, evenly distributed and no particular area presents a high concentration of low values of R^2 . The VGM rates range from -49.76 to 34.92 mm/yr but 84% of the values fall within ± 5 mm/yr, with an average of -0.08 mm/yr and 52% are positive. A glance at the map (Fig. 2) reveals clear trends for given regions. Indeed, it is possible to clearly identify uplifting regions, such as Fennoscandia, the West coast of North America, Malaysia and the Australian East

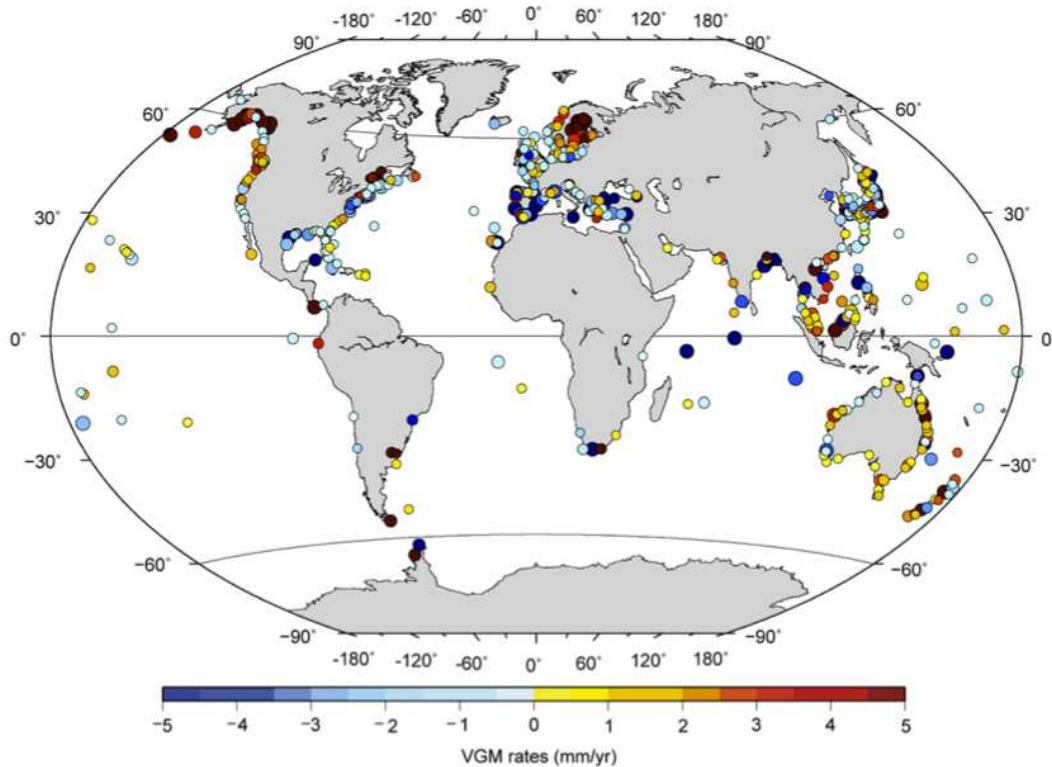


Fig. 2. Vertical ground motion (VGM) rates calculated in our study based on the difference between the records from satellite altimetry and tide gauge records. The colour scale is bounded to ± 5 mm/yr but actual values range between -53 and 35 mm/yr. The point size varies according to the quality of the fit (R^2 ranging from 0 to 0.95).

coast. We also observe subsidence, e.g. on the coasts of Western Europe (from the British Isles to Iberia), eastern North America, Western Australia and Japan (where some sites are however uplifting).

The latitudinal distribution of the VGM rates (Fig. 3, also including earlier results described below) confirms the predominance of data points in the Northern Hemisphere and shows that the values essentially range between -5 and 5 mm/yr. Only seven outliers (out of the range displayed in Fig. 3) exceed ± 20 mm/yr (their relevance is discussed in Section 3.2). The less blurred trend revealed by the latitudinal dependency of VGM rates is the high uplift rates recorded for the high latitude regions (above 55° N). This feature is associated with the well-identified uplift of Fennoscandia attributed to the GIA in the aftermath of the last glaciation (Farrell and Clark, 1976; Peltier et al., 1978; Lambeck et al., 1998; Spada et al., 2006). Due to a lack of data, it is not possible to make similar observations at high latitudes in the southern hemisphere.

3.2. Comparison with other studies

In order to evaluate both the consistency of our strategy and discuss the plausibility of the results of other studies, we compared our results with those from other methods. We focused on the analyses of:

- (1). Nerem and Mitchum (2002), who also evaluated the differences between the absolute and relative sea level change from satellite altimetry and tide gauge records. This earlier study is of course based on a shorter time span (1992–2001) and a shorter database.
- (2). García et al. (2007), whose method is comparable to Nerem and Mitchum's (2002). They used data from approximately the same period but instead focused on the Mediterranean Sea, where Nerem and Mitchum (2002) did not include any data.

- (3). Kuo et al. (2008), who combined the regional mean sea level, tide gauge and altimetry data, and long tide gauge records.
- (4). Ray et al. (2010), who released the latest comparison of DORIS data with estimates of VGM rates derived from satellite altimetry and tide gauge records (from 1992 to 2009) for selected data points.
- (5). Bouin and Wöppelmann (2010), who carried out a study of global accuracy on the basis of GPS data in comparison with estimates of VGM rates inferred from tide gauge records and the mean absolute sea level.
- (6). Santamaría-Gómez et al. (2011) who used the ULR4 GPS database.

Table 1 gives the main characteristics of each study. In the following, GD denotes the studies among those cited above that use geodetic data sets (i.e. Bouin and Wöppelmann, 2010; Ray et al., 2010; Santamaría-Gómez et al., 2011), Alt-TG refer to those combining tide gauges and altimetry measurements, as in the present study (i.e. Nerem and Mitchum, 2002; García et al., 2007; Ray et al., 2010) and MSL-TG indicates studies that use both local sea level and mean sea-level data at tide gauges (i.e. Kuo et al., 2008; Bouin and Wöppelmann, 2010). Note that two studies compare the two methods (Bouin and Wöppelmann, 2010; Ray et al., 2010), and thus belong to two groups. In the following tables, the numbers in *italic* highlight where there are too few data to interpret correctly the average VGM rates.

Again, most of the values of the present-day vertical motions reported by these various studies lie in the $[-5; 5]$ mm/yr interval (85% of the data, Table 1). The fact that amplitudes are mainly concentrated in this range seems therefore robust. While our results, and to a lesser extent those of Nerem and Mitchum (2002) and García et al. (2007), present outliers, only 10 values (seven among the complete dataset initially considered in our study and three in the other more selective studies) are greater than 20 mm/yr or

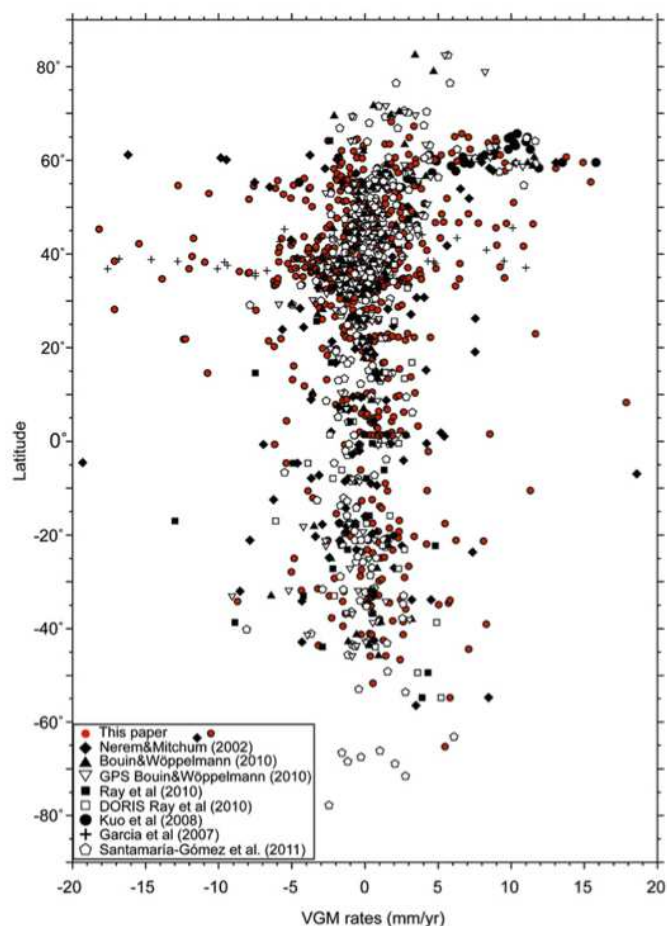


Fig. 3. Vertical ground motion (VGM) rates as a function of latitude, for the various studies considered.

smaller than -20 mm/yr. Thus, we discard these outliers in the following analysis. Since some of the studies that we considered are regional, their geographical distributions differ. However Fig. 4, which displays the results of the various studies grouped according to the method they correspond to, shows that regardless of the method considered (GD, Alt-TG, MSL-TG), the global characteristics of the geographical distribution (e.g. the higher density of results in the Northern Hemisphere) are similar.

Nerem and Mitum (2002) present very few data for Europe and Asia compared to our study, but they have more sites on the North American West coast, South America and Africa, whereas Bouin and Wöppelmann (2010) present less data for the North American West

coast and Asia. Each study presents a different distribution in Australia, but only ours has a rich enough database to show a consistent signal. In addition, these results confirm that vertical motions are strongly variable spatially. Therefore, according to the variability of the geographic distribution and the spatial patterns of the VGM, comparing the results from each method according to their overall average would not make sense.

In order to properly compare the results from each method, we focused on the geographical sites that are present in both other studies and ours (Fig. 5). It shows that the use of different calculation methods may result in significant differences in rate estimates at common sites. A first glance at Fig. 5 could lead to the paradoxical conclusion that the best agreement between our study and previous works is obtained for the MSL-TG (Fig. 5C) group (subtracting mean sea-level from local tide gauge records) while the differences observed at common sites between the present work and other studies sharing the same methodology (Alt-TG, Fig. 5B) are obviously larger. Comparison with geodetic data sets (GD, cf. Fig. 5A) does not lead to a good agreement with our results (although the comparison to Fig. 5B and C is more difficult mostly because stations with low rates are represented). GPS data are becoming increasingly popular and it may be tempting to give more credence to their estimate of VGM than to any other technique. However, the careful study of Bouin and Wöppelmann (2010) suggests (i) that only long time series yield satisfying results, and also (ii) that an accuracy of about 1 mm/yr can be expected from GPS. When comparing our results to GPS stations collocated with tide gauges, from the most comprehensive GPS database (ULR4, Santamaría-Gómez et al., 2011), we find that the mean difference is 0.69 mm/yr, i.e. a value smaller than the accuracy of VGM from GPS data (standard deviation is 0.37 mm/yr, Table 2). Note that the departure with the smaller database of Bouin and Wöppelmann (2010) is nevertheless not as good (mean difference of 2.28 mm/yr). The good correspondence between our results and GPS derived VGM from ULR4 suggests the methods are compatible, which is encouraging, but shall not be considered as the ultimate validation of both GPS and tide gauges estimates of VGM rates. These three first-order observations can be further understood when a more detailed comparison is considered (Tables 2, 3, and 4).

It is worth examining first the comparison between studies that subtract absolute global sea level to the tide gauges records (Alt-TG) as done in the present study (c.f. Table 3). The agreement is good (standard deviation σ of about 1.2 mm/yr) with the most recent study of Ray et al. (2010) that used the longest time series. As expected, for twice shorter time series (thus associated to a worse precision of the estimates), the agreement worsens. In the case of the global data set used by Nerem and Mitum (2002), the standard deviation σ is about 2 mm/yr, although the average difference value is not negligible. The largest disagreement is obtained with the regional study of García et al. (2007): both the standard deviation and the

Table 1

Characteristics of all the studies considered, including this work. (1) Nerem and Mitum (2002); (2) García et al. (2007); (3) Kuo et al. (2008); (4) Ray et al. (2010); (5) Bouin and Wöppelmann (2010) (6) Santamaría-Gómez et al. (2011). The methods refer to altimetry (Alt), tide gauges (TG), DORIS, GPS and the mean sea level (MSL) (see text for further details). The geographical distribution is either regional (R) or worldwide (W). tTG is the length of tide gauge time series; tAlt is the length of altimetry time series; tDORIS is the length of DORIS; tGPS is the length of GPS time series.

	Our study	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Method	Alt-TG	Alt-TG	Alt-TG	Alt-TG and MSL	DORIS Alt-TG	GPS MSL-TG	GPS
Geographical distribution	W	W	R	R	W	W	W
Number of data	641	114	42	40	28	117	275
Period (yr)	1993–2009	1992–2000	1993–2001	1992–2003	1992–2009	1997–2006	1996–2008
Length of time series (yr)	tTG = 5 to 16 tAlt = 16	tTG ≈ 7.5 tAlt = 8	tTG ≈ 9 tAlt = 8	tTG > 40 tAlt = 11	tTG > 5 tAlt = 17	tTG = 20 to 52 tGPS = 1.8 to 9.9	tGPS = 2.5 to 13.0
Min/Max (mm/yr)	−49.76/34.92	−19.31/34.11	−21.3/21.6	−4.5/15.8	−6.1/5.2 −13/4.8	−9.1/10.77 −6.42/11.57	−8.09/11.66
Percentage of data in the [−5;5] mm/yr range	84%	75%	55%	45%	93% 89%	91% 94%	94%

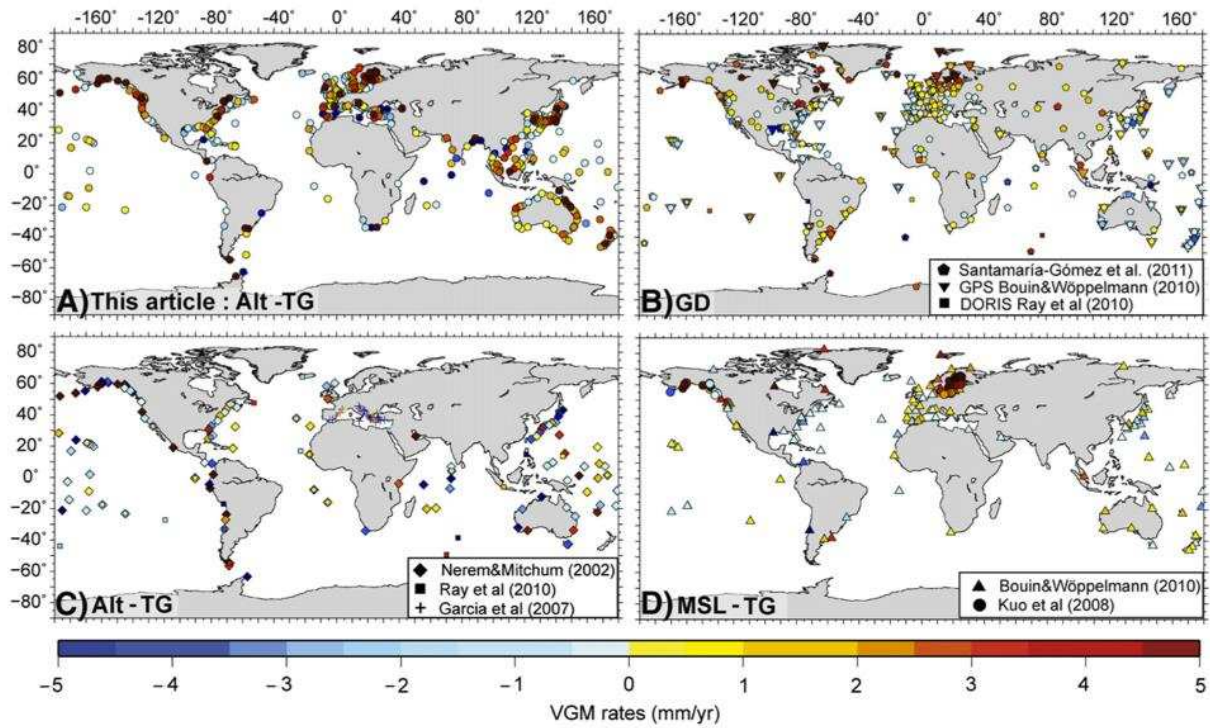


Fig. 4. Maps of the vertical ground motion (VGM) rates observed (A) in our study; (B) from geodetic data compiled in Bouin and Wöppelmann (2010), Ray et al. (2010) and Santamaría-Gómez et al. (2011); (C) by subtracting tide gauge data to altimeter data study by Nerem and Mitchum (2002), García et al. (2007) and Ray et al. (2010); (D) by subtracting tide gauge data to an estimate of the mean sea level change, from Kuo et al. (2008) and Bouin and Wöppelmann (2010). The colour scale is bounded to ± 5 mm/yr but actual values range between -20 and 20 mm/yr.

average difference show a poor relationship with our results, as can be seen on Fig. 5B. As noted by Buble et al. (2010) who studied the eastern margin of Adria, biases are likely to be largest for short time series when restricted to geographically limited regions, wherein interannual and decadal variations may be spatially coherent, and thus, do not cancel by forming spatial averages. In conclusion, for common geographical sites, the agreement between our results and the most precise data set obtained with a similar method is good.

When compared to geodetic data (Fig. 5B and Table 2), results of the Alt-TG group are concordant: difference between both this study and Ray et al. (2010), on one side, and the GPS (Bouin and Wöppelmann, 2010) and DORIS (Ray et al., 2010), on the other, present standard deviations between 2 and 3 mm/yr (the few sites in common between tide gauges and GPS-URL4 forbids any definitive

conclusion). Among the MSL-TG group, Bouin and Wöppelmann, 2010, is the only study with a sufficiently large number of sites common with the geodetic measurements. Interestingly, it presents a better agreement with both GPS and DORIS measurements as highlighted by Bouin and Wöppelmann, 2010, for GPS, but the agreement is also very good for DORIS. It surprisingly confirms that the crude assumption of a constant and uniform absolute sea level rise for the 20th century leads to consistent results in the context of their global study. It is difficult to envision another explanation than a fortunate sampling bias for this result. The fact that the agreement is not as excellent when using satellite altimetry measurements for the Alt-TG group could be caused by uncertainties on the choice of the reference frame (see Ray et al., 2010). Whether or not the precision of MSL-TG estimates is higher than the one of Alt-TG estimates,

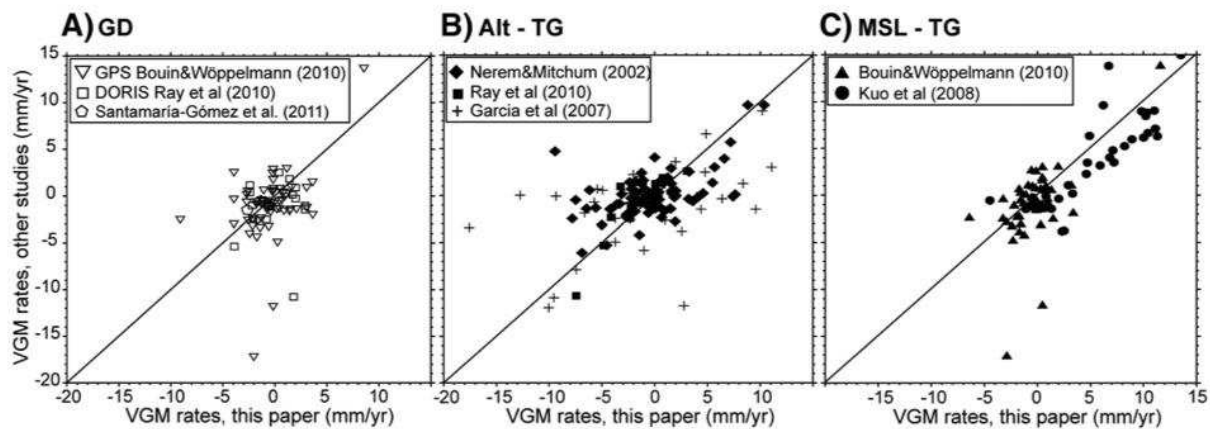


Fig. 5. Comparison of VGM rates calculated in this study to those calculated with (A) geodetic data (GD, Bouin and Wöppelmann, 2010; Ray et al., 2010; Santamaría-Gómez et al., 2011); (B) subtracting tide gauge data to altimeter data (Alt-TG, Nerem and Mitchum, 2002; García et al., 2007; Ray et al., 2010); (C) subtracting tide gauge data to the estimate of mean sea level change (MSL-TG, Kuo et al., 2008; Bouin and Wöppelmann, 2010).

Table 2

Comparison of the average differences rates in mm/yr (absolute value) for the common sites between the studies using the Alt-TG and MSL-TG method, with studies of the geodetic data. M.D.: mean difference; σ : standard deviation; Nb: number of sites in common; NV: no value. (1) Bouin and Wöppelmann (2010); (2) Santamaría-Gómez et al. (2011); (3) Ray et al. (2010). The numbers in italics highlight where there are too few data to interpret correctly the average VGM rates.

	GPS (1)			GPS-ULR4 (2)			DORIS (3)		
	M.D.	σ	Nb	M.D.	σ	Nb	M.D.	σ	Nb
Our study	2.28	2.65	57	0.69	0.37	4	2.68	3.00	14
Nerem and Mitchum (2002)	2.34	2.65	19	2.27	1.39	8	1.74	1.16	13
García et al. (2007)	3.93	0.16	2	NV	NV	NV	NV	NV	NV
Kuo et al. (2008)	1.86	NV	1	NV	NV	NV	NV	NV	NV
Ray et al. (2010)	3.23	2.44	7	0.27	0.30	3	3.38	2.94	28
Bouin and Wöppelmann (2010)	1.13	1.1	117	1.31	1.06	5	1.97	1.44	7

a comforting result is that differences between the two data sets are small (Fig. 5C and Table 4): these induce a standard deviation of about 2 mm/yr between our study and both Bouin and Wöppelmann (2010) and Kuo et al. (2008).

It is important to note that the spatial extent and the amount of common sites are different between each study. For example, the common sites between our study and Kuo et al. (2008), for which we obtain a good correlation, are concentrated in Fennoscandia, while there is no common site from this region between our study and Nerem and Mitchum (2002). As we discuss below, it is known that Fennoscandia is uplifting fastly, which is clearly measured regardless of the method used. This could explain why our study correlates better with the MSL-TG group than with the Alt-TG group.

In conclusion, a rigorous assessment of the precision of the various methods is out of the scope of the present study: the works cited above do not belong to same groups of method (GD, Alt-TG, MSL-TG) and they differ also in terms of data selection and the correction they use. Therefore, it is difficult to compare the various studies: two studies focusing on the fast uplifting Fennoscandia would yield a better agreement than studies from more quiet areas, regardless of the technique used. This is simply because of a larger signal to noise ratio. This bias is clear when considering the correlation coefficients between the VGM rates obtained from the different techniques (Table 5): the best correlation is obtained when comparing our results to those of Kuo et al. (2008), who focused on Fennoscandia. Global studies that allow to overcome this bias yield good correlations with our results: Ray et al. (2010), who used a similar methodology than ours, and Santamaría-Gómez et al. (2011), who released the most comprehensive database of GPS-derived VGM rates.

In any case, a simple statistical analysis of the various samples indicates that combining these to produce a global map is reasonable, and that the two data sets involving shorter time-series for the tide gauge records (i.e. Nerem and Mitchum, 2002; García et al., 2007) are not as precise as the remaining values. In the following, we demonstrate that the global data set resulting from the juxtaposition of these various samples exhibit coherent geographic trends and propose a geodynamical analysis for chosen geological settings.

Table 3

Comparison of the averages differences rates in mm/yr (absolute value) for the common sites between the studies using the Alt-TG method. M.D.: mean difference; σ : standard deviation; Nb: number of sites in common; NV: no value.

	Our study			Nerem and Mitchum (2002)		
	M.D.	σ	Nb	M.D.	σ	Nb
Nerem and Mitchum (2002)	2.49	2.28	76	0	0	114
García et al. (2007)	4.20	3.90	41	NV	NV	NV
Ray et al. (2010)	1.16	1.15	14	2.28	1.55	13

Table 4

Comparison of the average differences rates in mm/yr (absolute value) for the common sites, between the studies using the Alt-TG and MSL-TG method used by Bouin and Wöppelmann (2010) and Kuo et al. (2008). M.D.: mean difference; σ : standard deviation; Nb: number of sites in common; NV: no value. The numbers in italics highlight where there are too few data to interpret correctly the average VGM rates.

	Bouin and Wöppelmann (2010)			Kuo et al. (2008)		
	M.D.	σ	Nb	M.D.	σ	Nb
Our study	1.85	2.44	57	2.85	1.68	29
Nerem and Mitchum (2002)	2.13	2.59	19	5.17	5.95	9
García et al. (2007)	5.21	2.17	2	NV	NV	NV
Ray et al. (2010)	2.38	0.97	7	NV	NV	NV

3.3. Synthesis

In an attempt to identify the trends observed regardless of the method used, we considered that a signal obtained at several sites in our study was reliable and quantifiable only if a similarly coherent signal was also observed in other studies.

For clarity purposes, Fig. 6 displays the interpolated median of the VGM rates with a spline function with tension (GMT algorithm, Wessel and Smith, 1998) for all data sets (based on a cell size of 3°). The signal is dominated by our database which includes the largest number of measurements. It clearly shows the uplifting trends of Fennoscandia and of the West coast of North America, as well as the subsiding trend in Western Europe and Japan. Between 32° N and 45° N, 64% of the rates have negative values, while sites with latitudes higher than 55° N often present a significant uplift with 74% of positive values. Fig. 6 also displays Clark's zones, with the exception of the sixth zone, which cannot be represented on this map (coastlines). These zones were determined by Clark et al. (1978), based on their modelling of the postglacial rebound effects. Each zone gathers areas that, in theory, display similar vertical motions. A straightforward observation is that the vertical motions observed by all of these studies present significant spatial variations within a given zone. This is discussed with more details in Section 4.

4. Results at the regional scale

In order to test if the GIA signal can be detected in the data sets, we investigate individual groups of results corresponding to four major geographical regions: two active margins corresponding to specific geodynamical environments (the west coasts of the Americas and Asia), and two passive margins (the coasts of eastern America and Europe/Africa). In particular, because GIA is presumably the dominant process, we systematically explore the latitudinal dependency of ground motion.

4.1. Western American coasts

As few sites have been studied in South America, it is difficult to draw any conclusion. However, the tide gauge site in Valparaiso

Table 5

Correlation coefficient between our study and Nerem and Mitchum (2002); García et al. (2007); Kuo et al. (2008); Ray et al. (2010) (DORIS and ALT-TG); Bouin and Wöppelmann (2010) (GPS and MSL-TG); Santamaría-Gómez et al. (2011). Nb: Number of common sites.

Our study vs.	Correlation coefficient	Nb
Nerem and Mitchum (2002)	0.55	76
García et al. (2007)	0.45	41
Kuo et al. (2008)	0.81	29
DORIS Ray et al. (2010)	0.08	14
ALT-TG Ray et al. (2010)	0.88	14
GPS Bouin and Wöppelmann (2010)	0.40	57
MSL-TG Bouin and Wöppelmann (2010)	0.57	57
GPS-ULR4 Santamaría-Gómez et al. (2011)	0.64	4

Table 2

Comparison of the average differences rates in mm/yr (absolute value) for the common sites between the studies using the Alt-TG and MSL-TG method, with studies of the geodetic data. M.D.: mean difference; σ : standard deviation; Nb: number of sites in common; NV: no value. (1) Bouin and Wöppelmann (2010); (2) Santamaría-Gómez et al. (2011); (3) Ray et al. (2010). The numbers in italics highlight where there are too few data to interpret correctly the average VGM rates.

	GPS (1)			GPS-ULR4 (2)			DORIS (3)		
	M.D.	σ	Nb	M.D.	σ	Nb	M.D.	σ	Nb
Our study	2.28	2.65	57	0.69	0.37	4	2.68	3.00	14
Nerem and Mitchum (2002)	2.34	2.65	19	2.27	1.39	8	1.74	1.16	13
García et al. (2007)	3.93	0.16	2	NV	NV	NV	NV	NV	NV
Kuo et al. (2008)	1.86	NV	1	NV	NV	NV	NV	NV	NV
Ray et al. (2010)	3.23	2.44	7	0.27	0.30	3	3.38	2.94	28
Bouin and Wöppelmann (2010)	1.13	1.1	117	1.31	1.06	5	1.97	1.44	7

a comforting result is that differences between the two data sets are small (Fig. 5C and Table 4): these induce a standard deviation of about 2 mm/yr between our study and both Bouin and Wöppelmann (2010) and Kuo et al. (2008).

It is important to note that the spatial extent and the amount of common sites are different between each study. For example, the common sites between our study and Kuo et al. (2008), for which we obtain a good correlation, are concentrated in Fennoscandia, while there is no common site from this region between our study and Nerem and Mitchum (2002). As we discuss below, it is known that Fennoscandia is uplifting fastly, which is clearly measured regardless of the method used. This could explain why our study correlates better with the MSL-TG group than with the Alt-TG group.

In conclusion, a rigorous assessment of the precision of the various methods is out of the scope of the present study: the works cited above do not belong to same groups of method (GD, Alt-TG, MSL-TG) and they differ also in terms of data selection and the correction they use. Therefore, it is difficult to compare the various studies: two studies focusing on the fast uplifting Fennoscandia would yield a better agreement than studies from more quiet areas, regardless of the technique used. This is simply because of a larger signal to noise ratio. This bias is clear when considering the correlation coefficients between the VGM rates obtained from the different techniques (Table 5): the best correlation is obtained when comparing our results to those of Kuo et al. (2008), who focused on Fennoscandia. Global studies that allow to overcome this bias yield good correlations with our results: Ray et al. (2010), who used a similar methodology than ours, and Santamaría-Gómez et al. (2011), who released the most comprehensive database of GPS-derived VGM rates.

In any case, a simple statistical analysis of the various samples indicates that combining these to produce a global map is reasonable, and that the two data sets involving shorter time-series for the tide gauge records (i.e. Nerem and Mitchum, 2002; García et al., 2007) are not as precise as the remaining values. In the following, we demonstrate that the global data set resulting from the juxtaposition of these various samples exhibit coherent geographic trends and propose a geodynamical analysis for chosen geological settings.

Table 3

Comparison of the averages differences rates in mm/yr (absolute value) for the common sites between the studies using the Alt-TG method. M.D.: mean difference; σ : standard deviation; Nb: number of sites in common; NV: no value.

	Our study			Nerem and Mitchum (2002)		
	M.D.	σ	Nb	M.D.	σ	Nb
Nerem and Mitchum (2002)	2.49	2.28	76	0	0	114
García et al. (2007)	4.20	3.90	41	NV	NV	NV
Ray et al. (2010)	1.16	1.15	14	2.28	1.55	13

Table 4

Comparison of the average differences rates in mm/yr (absolute value) for the common sites, between the studies using the Alt-TG and MSL-TG method used by Bouin and Wöppelmann (2010) and Kuo et al. (2008). M.D.: mean difference; σ : standard deviation; Nb: number of sites in common; NV: no value. The numbers in italics highlight where there are too few data to interpret correctly the average VGM rates.

	Bouin and Wöppelmann (2010)			Kuo et al. (2008)		
	M.D.	σ	Nb	M.D.	σ	Nb
Our study	1.85	2.44	57	2.85	1.68	29
Nerem and Mitchum (2002)	2.13	2.59	19	5.17	5.95	9
García et al. (2007)	5.21	2.17	2	NV	NV	NV
Ray et al. (2010)	2.38	0.97	7	NV	NV	NV

3.3. Synthesis

In an attempt to identify the trends observed regardless of the method used, we considered that a signal obtained at several sites in our study was reliable and quantifiable only if a similarly coherent signal was also observed in other studies.

For clarity purposes, Fig. 6 displays the interpolated median of the VGM rates with a spline function with tension (GMT algorithm, Wessel and Smith, 1998) for all data sets (based on a cell size of 3°). The signal is dominated by our database which includes the largest number of measurements. It clearly shows the uplifting trends of Fennoscandia and of the West coast of North America, as well as the subsiding trend in Western Europe and Japan. Between 32° N and 45° N, 64% of the rates have negative values, while sites with latitudes higher than 55° N often present a significant uplift with 74% of positive values. Fig. 6 also displays Clark's zones, with the exception of the sixth zone, which cannot be represented on this map (coastlines). These zones were determined by Clark et al. (1978), based on their modelling of the postglacial rebound effects. Each zone gathers areas that, in theory, display similar vertical motions. A straightforward observation is that the vertical motions observed by all of these studies present significant spatial variations within a given zone. This is discussed with more details in Section 4.

4. Results at the regional scale

In order to test if the GIA signal can be detected in the data sets, we investigate individual groups of results corresponding to four major geographical regions: two active margins corresponding to specific geodynamical environments (the west coasts of the Americas and Asia), and two passive margins (the coasts of eastern America and Europe/Africa). In particular, because GIA is presumably the dominant process, we systematically explore the latitudinal dependency of ground motion.

4.1. Western American coasts

As few sites have been studied in South America, it is difficult to draw any conclusion. However, the tide gauge site in Valparaiso

Table 5

Correlation coefficient between our study and Nerem and Mitchum (2002); García et al. (2007); Kuo et al. (2008); Ray et al. (2010) (DORIS and ALT-TG); Bouin and Wöppelmann (2010) (GPS and MSL-TG); Santamaría-Gómez et al. (2011). Nb: Number of common sites.

Our study vs.	Correlation coefficient	Nb
Nerem and Mitchum (2002)	0.55	76
García et al. (2007)	0.45	41
Kuo et al. (2008)	0.81	29
DORIS Ray et al. (2010)	0.08	14
ALT-TG Ray et al. (2010)	0.88	14
GPS Bouin and Wöppelmann (2010)	0.40	57
MSL-TG Bouin and Wöppelmann (2010)	0.57	57
GPS-ULR4 Santamaría-Gómez et al. (2011)	0.64	4

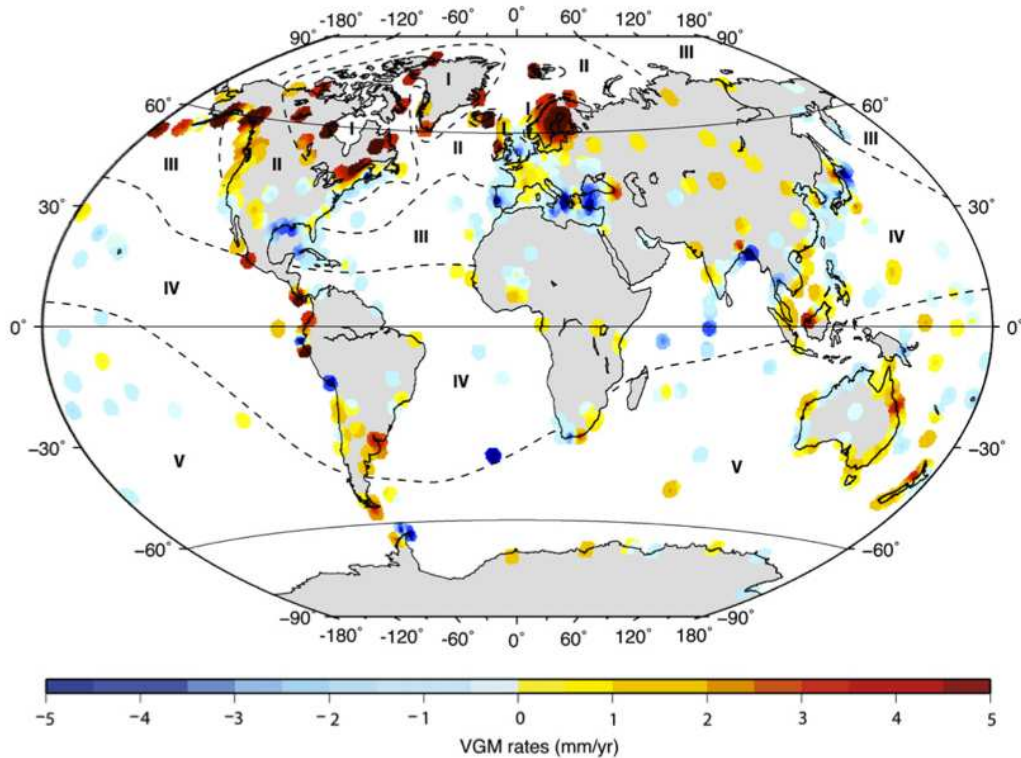


Fig. 6. Interpolated median of the vertical ground motion rates for all studies: our study; Bouin and Wöppelmann (2010); Ray et al. (2010); Nerem and Mitchum (2002); García et al. (2007); Kuo et al. (2008); Santamaría-Gómez et al. (2011). The colour scale is bounded to ± 5 mm/yr but actual values range between -20 and 20 mm/yr. The dashed lines correspond to the limits of the five seminal Clark's zones (the 6th Clark's zone, superimposed on some coastlines is not represented).

(V on Fig. 7) has been included in several studies that consistently indicate subsidence from -9.1 mm/yr to -2.1 mm/yr (our study, both GPS and sea level data of Bouin and Wöppelmann, 2010 and both DORIS and sea level data of Ray et al., 2010), with the exception of the study of Nerem and Mitchum (2002) (probably less precise due to shorter time series), which found an uplift of 0.59 mm/yr but with a total error of 2.26 mm/yr.

VGM are more homogeneous in North America than in Central or South America. All studies indicate a net uplift of the sites between 41° to 60° of latitude (Fig. 7). In fact, 75% of the values are positive and the amplitudes are higher for the sites that are located further North, as highlighted by the median curve (Fig. 7B).

In Alaska (from 53° to 63°), we observe areas of high uplift with a maximum of 15.8 mm/yr, but also high subsidence with a maximum of -16.19 mm/yr. Average values are given in Table 6. 67% of the data set corresponds to positive values. Similarly, average VGM rates for each study are all positive. While uplift clearly dominates in this region, the standard deviations show that the values are very sparse, which precludes the conclusion of a uniform uplift for all Alaskan coasts. In fact, some of the sites display significant subsidence rates, such as Sandpoint (Sa on the map), for which we obtain a subsidence of -0.56 mm/yr. This is in agreement with Nerem and Mitchum (2002) and Kuo et al. (2008) who also observed subsidence but at higher rates (-7.54 mm/yr and -4.5 mm/yr, respectively).

In the Cascadia subduction zone (41° – 52°), all of VGM rates range from -2.33 to 9.4 mm/yr. Average values are compiled in Table 6. The results of each study are largely consistent as suggested by the low standard deviations, and show a mean uplift rate of approximately 2 mm/yr. Only the data from Santamaría-Gómez et al. (2011) have an average uplift rate that is lower than the others. The inset in Fig. 7A showing this region in more details indicates four sites (labels 1 to 4, Fig. 7) where disagreement is observed among the methods. Note that, while some sites correspond to a significant discrepancy (e.g.

site 1: Nerem and Mitchum, 2002 report a slightly negative value, while other studies observed uplift near this sites), other probably fall within the precision of the methods (e.g. sites 2, 3, 4).

Overall, the northwestern American coast is clearly uplifting (approximately 2 mm/yr for the Cascadia region) and we observed a latitudinal signal causing a progressive increase in VGM rates for the sites located between 40° and 60° of latitude, but also with local subsidence. This will be discussed below.

4.2. Eastern American coasts

For the East coast of North America, we only display sites on the Atlantic coast (the case of the Gulf of Mexico is discussed in the conclusion). VGM rates are heterogeneous in the North, (30° N to 50° N, Eastern North America). Values range from -4.87 to 9.24 mm/yr for all of the data (in our study, there is only one outlier site with a rate of -18.17 mm/yr). The amplitude of VGM is quite low compared to that of the West coast of North America. The average rates obtained in this region by various studies are grouped in Table 6. In any case, subsidence dominates (78% of all the data are negative). For most studies, including ours, standard deviations are high compared to the average values and the results are heterogeneous. The dominant trend seems to show subsidence (possibly with a latitudinally decreasing rate for sites north of 35° N, see median curve on Fig. 8B), but it is still difficult to identify a clear trend because results of various studies can be contradictory. Most of the magnitudes of vertical motion are small, which implies that the differences in the methods used might have a greater impact on the coherency of the results. This is also the case for Central America (from 15° N to 30° N), where the rates are close to 0 mm/yr. The majority of the sites in Eastern South America (25° S to 60° S) are positive (90% of data). The uplift is more significant for sites located in the southern part. Thus, for the American East coast, we chiefly observe weak vertical

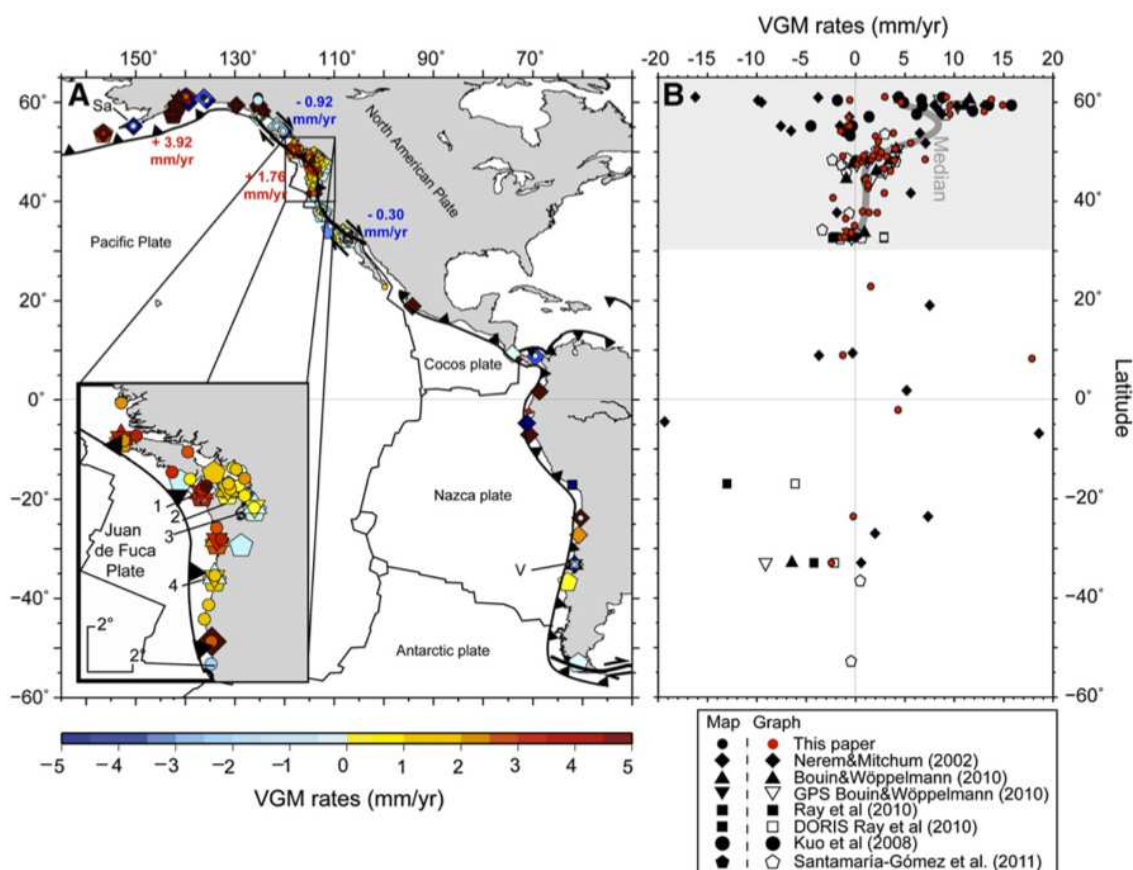


Fig. 7. VGM rates for the western American coasts. A), Map view, V is the Valparaiso station, Sa is the Sandstone station, rates values are the mean values (from all the studies) for the transform (blue) and subduction (red) plate boundaries; B), as a function of latitude.

subsidence along the eastern coast of North America while the Atlantic coast of South America seems to be dominated by uplift.

4.3. Europe and Africa

There are many sites in Europe compared to Africa, where only three sites are usable. As shown in the map a) and chart b) (on Fig. 9), the sites above 55° N stand out with a significant and progressive uplift, reaching a maximum at the sites located at 65° N. This is clearly shown by the median curve on the chart. We thus distinguished three regions: Fennoscandia, Western Europe and the Mediterranean Sea (Fig. 10).

In Fennoscandia (Northern Europe), the values range from -12.78 to 11.3 mm/yr. Average VGM rates in this region are compiled in Table 6. 82% of the values are positive, reflecting the well-known massive uplift that dominates this region. Prominent uplift is focused around the Baltic Sea and is observed by all studies, with similar amplitudes of approximately 8 mm/yr on average. Uplift rates decrease further North in Lapland, within the polar circle. The average rate from Kuo et al. (2008) is higher than in other studies; this is due to the fact that their data were concentrated around the Baltic Sea, where uplift is the highest. The standard deviation is higher in our study than in other studies. This is due to the geographical distribution of our data. In fact, our sites are geographically scattered and not only record the strong uplift around the Baltic Sea but also the lower vertical motion in the South and West.

In Western Europe (from 60° to 35° of latitude), the values range from -17.12 to 15.44 mm/yr. The average VGM rates are grouped in Table 6. It shows that only our results and those of Santamaría-Gómez et al. (2011) display an average subsidence rate (with different magnitude). Although paradoxical at first, this difference is largely caused by the geographical distribution of indicators used in

previous studies. For example, Kuo et al. (2008) record significant uplift on average, mostly because the sites they consider are located between 54° and 55° N, on the edge of the fast uplifting Fennoscandia. We also observe uplift in this specific region. In fact, in Western Europe, our study regroups much more data than the other studies and those are better distributed along the coasts. An important result from our study, absent from earlier works, is the global subsidence of the British Isles (average of -1.58 mm/yr from our dataset, Fig. 9).

In the Mediterranean Sea (Fig. 10), subsidence dominates in the eastern part of the Mediterranean Sea, with 58% of all of the values being negative, whereas the western part shows VGM rates near 0 mm/yr with no predominant tendency.

There is not enough data to extract trends in Africa (Fig. 9). However, our study and Nerem and Mitchum (2002), Bouin and Wöppelmann (2010) and Ray et al. (2010) observed uplift rates ranging from 0.7 to 1.96 mm/yr for one site, Dakar (D on the map), which appears to be a good estimate. Results are contrasted for the Simons Bay site (SB on the map). Nerem and Mitchum (2002) shows subsidence, while other studies (i.e. Santamaría-Gómez et al. (2011) as well as Bouin and Wöppelmann (2010) using both sea level and GPS observations) report a rate close to zero. Our value is intermediate. These two exemplary sites indicate what can be considered as the typical uncertainty value (about 2 mm/yr) in our synthetic approach. Note that in regions where the records are not so sparse, the geographical coherence of some trends tends to visually overcome this uncertainty.

4.4. Japan

The observed rates for Japan range from -15.46 to 9.54 mm/yr. Average VGM rates are grouped in Table 6. 65% of the overall results

Table 6
Average rates in mm/yr for Alaska, Cascadia, the eastern North America, Fennoscandia, Western Europe, Japan, and Australia. σ : standard deviation. NV: no value. The numbers in italics highlight where there are too few data to interpret correctly the average VGM rates.

Areas	Studies	Mean rates	σ	Number of data			
Alaska	This paper	5.32	5.67	16			
	Nerem and Mitchum (2002)	0.45	9.04	15			
	MSL-TG Bouin and Wöppelmann (2010)	11.34	0.33	2			
	GPS Bouin and Wöppelmann (2010)	9.45	1.26	2			
	Kuo et al. (2008)	4.40	6.00	15			
Cascadia	GPS-ULR4 Santamaría-Gómez et al. (2011)	5.65	4.28	5			
	This paper	2.07	1.69	23			
	Nerem and Mitchum (2002)	2.77	4.01	2			
	MSL-TG Bouin and Wöppelmann (2010)	1.62	2.0	6			
Eastern North America	GPS-ULR4 Santamaría-Gómez et al. (2011)	0.56	1.99	10			
	This paper	−1.56	3.48	46			
	Nerem and Mitchum (2002)	0.11	2.28	7			
	MSL-TG Bouin and Wöppelmann (2010)	−1.29	0.88	12			
	GPS Bouin and Wöppelmann (2010)	−0.93	1.45	12			
	Alt-TG Ray et al. (2010)	3.00	0	1			
	DORIS Ray et al. (2010)	0.4	0	1			
Fennoscandia	GPS-ULR4 Santamaría-Gómez et al. (2011)	−1.18	1.15	19			
	This paper	1.60	3.71	64			
	MSL-TG Bouin and Wöppelmann (2010)	3.21	2.71	11			
	GPS Bouin and Wöppelmann (2010)	3.59	2.43	11			
	Kuo et al. (2008)	6.69	3.52	25			
Western North Europe	GPS-ULR4 Santamaría-Gómez et al. (2011)	3.51	3.04	16			
	This paper	−1.21	4.36	69			
	Nerem and Mitchum (2002)	0.11	4.00	2			
	MSL-TG Bouin and Wöppelmann (2010)	0.04	0.9	11			
	GPS Bouin and Wöppelmann (2010)	0.05	0.74	11			
	Kuo et al. (2008)	1.78	0.71	5			
	GPS-ULR4 Santamaría-Gómez et al. (2011)	−0.14	0.81	13			
		W	E	W	E	W	E
Japan	This paper	−0.84	−0.96	3.52	3.76	35	51
	Nerem and Mitchum (2002)	NV	−1.35	NV	3.27	NV	7
	MSL-TG Bouin and Wöppelmann (2010)	−0.20	−1.96	1.82	0.70	6	4
	GPS Bouin and Wöppelmann (2010)	0.58	−2.60	2.37	0.96	6	4
	GPS-ULR4 Santamaría-Gómez et al. (2011)	−0.05	−1.59	1.63	2.26	6	4
Australia	This paper	−0.12	2.19	1.84	2.96	17	28
	Nerem and Mitchum (2002)	−3.41	−0.84	5.69	2.88	4	5
	MSL-TG Bouin and Wöppelmann (2010)	0.85	−0.19	0.64	1.36	3	2
	GPS Bouin and Wöppelmann (2010)	−1.68	−0.05	3.11	0.13	3	2
	GPS-ULR4 Santamaría-Gómez et al. (2011)	−1.74	−0.14	1.24	0.50	6	3

show negative rates. Thus, subsidence seems to dominate the Japanese coast. However, vertical motion rates are not uniform and we can distinguish two regions subject to uplift. The region on the northwestern part, between Hokkaido and Honshu, shows uplift rates until 4.38 mm/yr, as observed in our study, those of Bouin and Wöppelmann (2010) and Santamaría-Gómez et al. (2011). The uplift was also observed by the GPS and tide gauges observations of Aoki and Scholz (2003) and El-Fiky and Kato (2006), but with a higher magnitude of approximately 6 mm/yr. Similarly, we observe uplift until 3.7 mm/yr in the region on the southeastern part, between Shikoku and Kyushu. This is also showed in Aoki and Scholz (2003) and El-Fiky and Kato (2006) but also at higher rates, approximately 6 mm/yr. Thus, for this region, there is no obvious latitudinal dependency of the signal. However, we distinguish different VGM rates between the western and eastern coasts. The East part presents higher rates of subsidence, with an average of -1.18 mm/yr and 69% of the results show negative rates. The West part presents an average of -0.52 mm/yr and 60% of the results show negative rates. Furthermore, an eastward tilt is highlighted on Fig. 11, on both the map and the chart with the median curves. All sources suggest uplift of the northwestern region and rapid subsidence of the northeastern region. For the South, median curves indicate subsidence in the West and, to a lesser extent, in the East, although median values attenuate the signal and do not allow distinguishing the uplift of the southeastern region as well as the strong subsidence near the transform fault. This complex signal is further discussed in Section 5.3.

4.5. Australia

VGM rates for Australia are ranging from -8.54 to 11.31 mm/yr. We distinguish clearly contrasting signals between the East and West coasts, as showed on Fig. 12 by the median curves. The western part is neutral to slightly subsident with an average of -0.74 mm/yr and 49% of the results show negative rates. Conversely, the Australian east coast is dominated by uplift at an average rate of 1.40 mm/yr; 76% of the results show positive rates. Average VGM rates are compiled in Table 6. All studies present average subsidence rates for the West coast except Bouin and Wöppelmann (2010) (MSL-TG). As for the East, only our study indicates an average uplift rate. This discrepancy might be caused by the lower number of data considered in other studies that might thus be less representative.

5. Discussion

5.1. Summary of the main trends

Our study reveals a non-exhaustive list of long wavelength patterns of vertical ground motion (VGM) that includes some robust features (Figs. 2 and 6): (i) uplift along the western coast of North America that increases from almost 0 mm/yr in Mexico to more than 10 mm/yr in Alaska; (ii) subsidence along the eastern coast of North America at about -1.5 mm/yr (possibly showing a decreasing trend from about -3 mm/yr in North Carolina to null in Gaspésie);

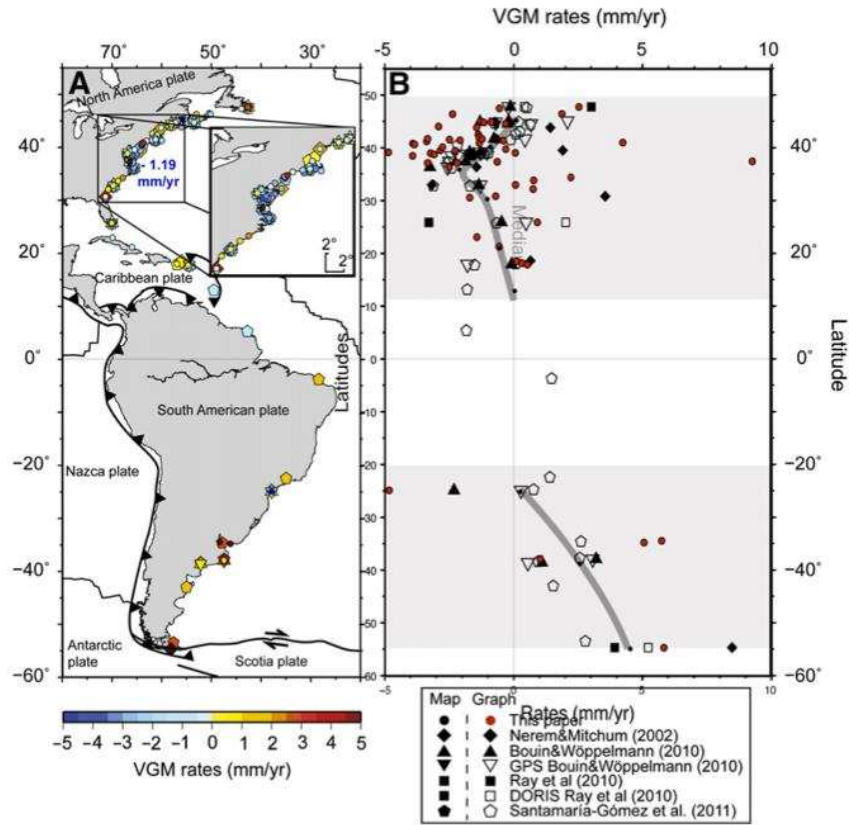


Fig. 8. VGM rates for the eastern American coasts. A), Map view, rates value is the mean value (from all the studies) for the northeastern America; B), as a function of latitude.

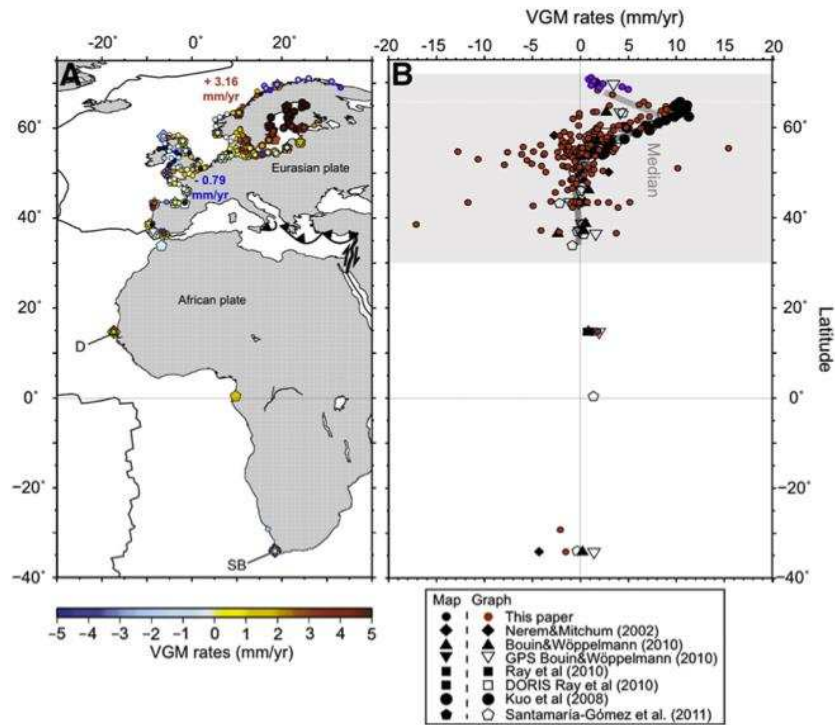


Fig. 9. VGM rates for the European and African coasts. A), Map view, D is the Dakar station, SB is the Simons Bay station, rates values are the mean values (from all the studies) for Fennoscandia (red) and the Western Europe (blue); B), as a function of latitude. Blue contoured data in Fennoscandia is VGM computed at tide gauge stations where the satellite altimetry record is incomplete (not included in the rest of the study).

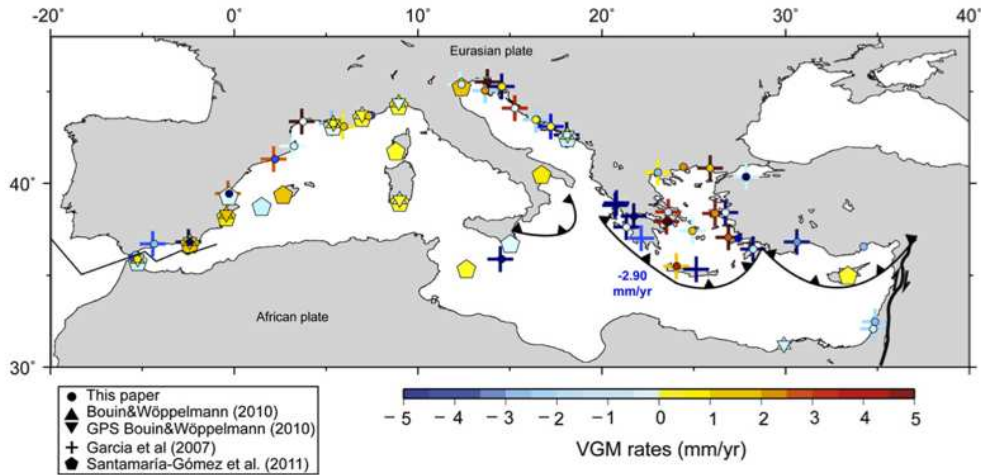


Fig. 10. VGM rates around the Mediterranean Sea, rates value is the mean value (from all the studies) for the subduction (blue) plate boundaries.

(iii) uplift in Fennoscandia, dramatically increasing from zero South of the Peninsula to more than 10 mm/yr in the North of the Baltic sea; (iv) subsidence in the British Isles (often faster than -5 mm/yr) and the coasts of western continental Europe (at rates lower than -3 mm/yr); (v) subsidence in the eastern Mediterranean (vi) dominantly subsidence in Japan (up to -10 mm/yr, with a large standard deviation); (vii) uplift of the eastern coast of Australia (-1.5 mm/yr); (viii) subsidence of the western coast of Australia (-1 mm/yr).

5.2. Observed ground motion and the GIA

These geographical tendencies for VGM rates can be compared to the processes thought to be responsible for ground motion. Among these, the Glacio Isostatic Adjustment (GIA), since it involves mantle

processes, is known to lead to a surface expression occurring at wavelengths that should not be shorter than, typically, the thickness of the lithosphere. The presumed characteristic time scale is rather short and vertical velocities are fast. It is therefore a viable candidate to explain the global trends that appeared consistently in the above comparisons of the various data sets.

GIA, which reflects the response of the crust to the establishment or melting of the ice mass is well understood. The sea level equation presented by Farrell and Clark (1976) can in theory be used to evaluate the feedback effects of ice, seawater, the mantle and lithosphere on ground elevation. However, some parameters that govern the GIA, such as the extent and thickness of the ice sheet, the thickness of the elastic lithosphere and the radial rheological structure of the mantle are poorly known and difficult to constrain. In addition, the

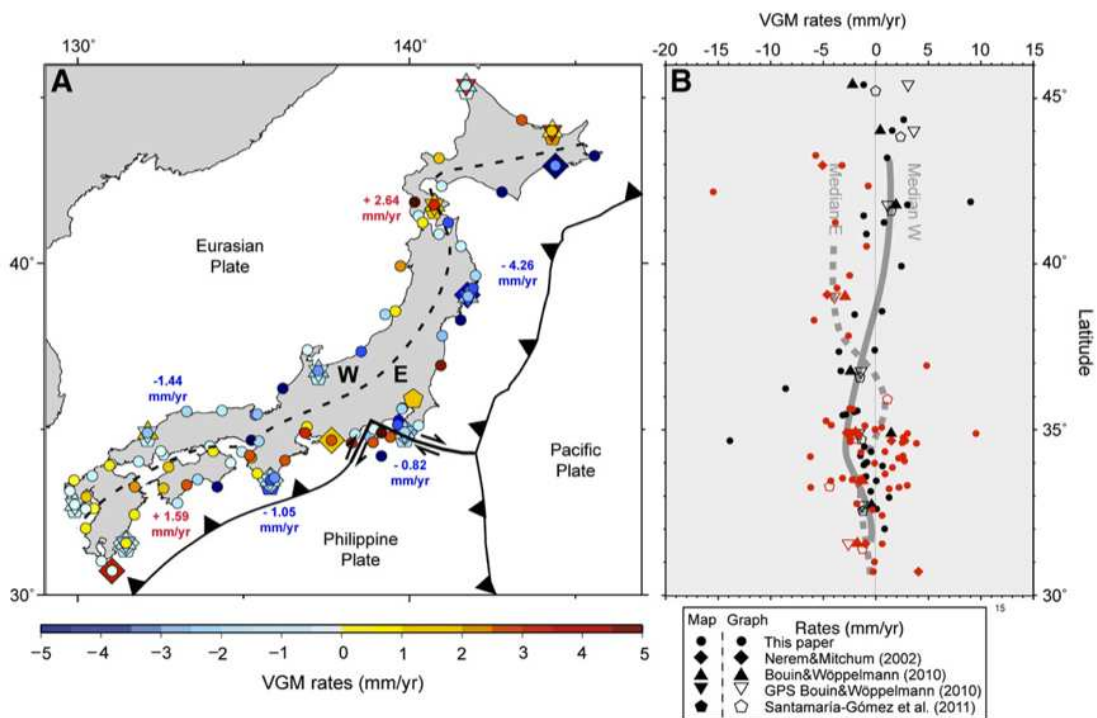


Fig. 11. VGM rates for the coasts of Japan. A), Map view, rates values are the mean values (from all the studies) for the Pacific subduction (blue), the eastern part between Hokkaido and Honshu (red), the transform (blue) boundary, the eastern part Philippine subduction (red and blue) and the western part (blue); B), As a function of latitude.

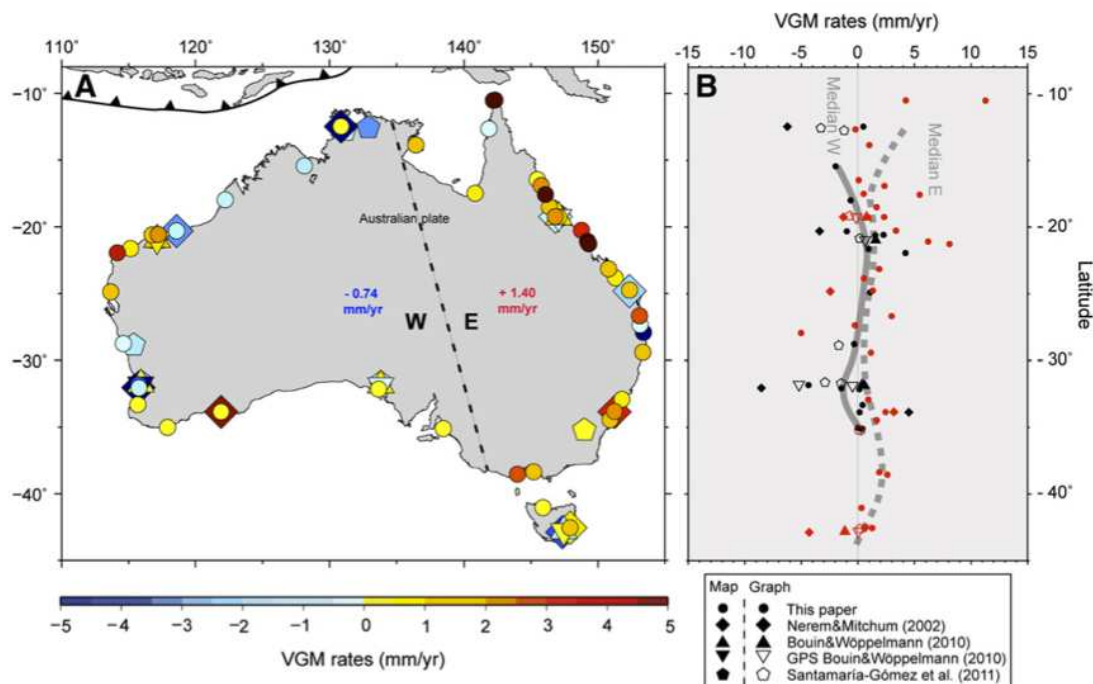


Fig. 12. VGM rates for the coasts of Australia. A), map view, rates values are the mean values (from all the studies) for the western part (blue) and the eastern part (red); B), as a function of latitude.

modelling technique generally calls for the Green function that, although elegant, does not account for lateral viscosity variations. These restrictions in knowledge and modelling have a significant impact on the predictions of the GIA. Our results and those of previous studies are much more spatially variable than predictions of Clark et al. (1978) for the six Clark's zones. Table 7, which regroups for each study the average VGM rates into the six Clark's zones, highlights the departure of the former predictions of Clark et al. (1978) from the observations. In fact, only the trends associated with zones I, IV and V are globally in agreement with tide gauge observations. Furthermore, VGM rates are not homogeneous in each zone with standard deviations larger than 3 mm/yr (see Table 7). An emblematic example of discrepancy is the British Isles. Clark et al. (1978) included this region in zone I which is associated to the strong uplift resulting from the melting of the ice sheets, as in the Fennoscandia or Laurentide regions. Our data set, however, shows subsidence for the totality of the British Isles. As Peltier's (2004) ICE-5G (VM2) model inherited from the pioneering division of Clark et al. (1978)

(although the model has evolved since) differences can be expected between global observations and model predictions.

ICE-5G provides estimates for VGM rates resulting from the melting of the ice cap at high latitudes since 21,000 years ago. This model is constrained and calibrated by the most important observation on the deglaciation history, i.e. the evolution of relative sea level history at the continental margins since this last glacial maximum as recorded by Holocene palaeo coast (e.g. marine terraces, beach ridges). We directly compare our results with the ICE-5G (VM2) predictions at each tide gauge (PSMSL) location (available courtesy of W.R. Peltier at: [http://www.atmosph.physics.utoronto.ca/peltier/data.php]). The model estimates range from -3.6 to 13.7 mm/yr, with 87% values between -2 and 2 mm/yr. For the same sites, our results range between -20 and 20 mm/yr with 84% between -5 and 5 mm/yr. There is an average difference of 2.77 mm/yr between Peltier's (2004) predictions and our results, with a standard deviation of 3.01 mm/yr for 634 data points. Fig. 13 indeed shows a contrasting agreement: for sites located at 55° of latitude and higher, the

Table 7

Average rates in mm/yr by (1) Nerem and Mitchum (2002); (2) García et al. (2007); (3) Kuo et al. (2008); (4) Ray et al. (2010) (Alt-TG and DORIS); (5) Bouin and Wöppelmann (2010) (MSL-TG and GPS) and (6) Santamaría-Gómez et al. (2011) (GPS-ULR4) into each 6 Clark's zones (Clark et al., 1978). M: mean rates; σ : standard deviation; Nb: number of data. The numbers in italics highlight where there are too few data to interpret correctly the average VGM rates.

	Our study			(1)			(2)			(3)			(4)			(5)			(6)			
	M	σ	Nb	M	σ	Nb	M	σ	Nb	M	σ	Nb	M	σ	Nb	M	σ	Nb	M	σ	Nb	
I (++)	0.31	4.29	136	0.35	2.09	6	NV	NV	NV	6.69	3.52	25	-2.4	0	1	2.38	3.31	23	2.88	3.42	47	
II (-)	0.84	4.89	80	0.13	7.46	20	NV	NV	NV	5.48	5.62	14	-0.8	0	1	3.02	3.24	23	0.33	2.9	40	
III (+)	-1.04	3.94	110	1.7	4.59	10	-2.11	7.01	40	-4.5	0	1	0.4	0	1	0.73	3.35	23	-0.45	1.64	60	
IV (-)	-0.33	3.75	222	-0.39	5.19	45	NV	NV	NV	NV	NV	NV	-2.18	0.94	4	-0.21	1.48	25	-0.1	1.9	60	
V (++)	0.79	3.21	86	-0.88	4.09	32	NV	NV	NV	NV	NV	NV	2.45	2.45	0.52	4	-0.69	1.68	25	-0.32	2.15	52
VI (+)	-0.32	3.90	368	-0.27	6.02	45	-2.11	7.01	45	-4.5	0	1	-2.55	4.23	12	-0.58	2.1	28	-0.12	2.06	109	
													-0.07	2.93	12	-0.31	2.55	28				
													-0.16	4.12	10	-0.09	1.28	18				
													1.67	2.56	10	-1.36	1.74	18				
													-2.94	5.04	9	-0.25	1.8	51				
													0.71	3.4	9	-0.63	2.3	51				

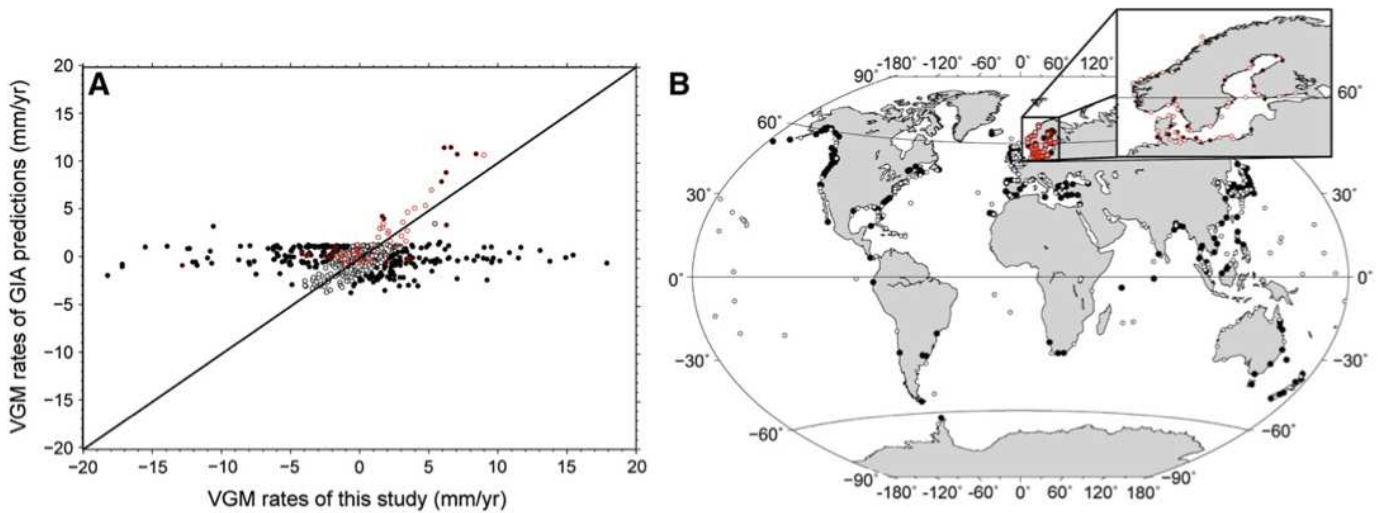


Fig. 13. Comparison between VGM rates from our study and Peltier's (2004) GIA model predictions, at common sites. Empty circles (48% of the all data set) correspond to sites for which the difference between our rates and Peltier's predictions are lower than 2 mm/yr; black points correspond to sites with difference larger than 2 mm/yr; red circles refer to sites in Fennoscandia.

estimates and observations are consistent and have the same order of magnitude, particularly for Northern Europe. Elsewhere, discrepancies prevail; the ICE-5G predicted rates are often lower than our observations. This is clearly shown in Fig. 14, which displays the difference between our results and the model estimates: the map view (Fig. 14A) and the latitudinal plot (Fig. 14B) shows that corrected data seldom reduce to null. Only in Fennoscandia do uplift rates reduce to values close to zero, a point that we discuss below.

In fact, largest VGM rates are found in Northern Europe where the existence of the striking fjords has been related to post-glacial rebound for long (e.g. Cathles, 1975; Lambeck et al., 1998). For this region we obtain an average uplift of 1.60 mm/yr and the average uplift provided by the model ICE-5G is similar, at 2.30 mm/yr for the same sites. Bouin and Wöppelmann (2010) found a significant discrepancy between their GPS observations and the model estimates; they concluded that the model predictions are largely underestimated. Similarly, Kuo et al. (2008) presented the same conclusion based on the results of the earlier ICE-4G model (Peltier, 2002), with which they obtained a discrepancy of about 3.4 mm/yr on average but for a more restrained region around the Baltic Sea, where the uplift is

more significant. The regional predictive model of Milne et al. (2001), which is constrained by GPS observations and uses different parameters from Peltier's model (2004), yields an average uplift of 5.43 mm/yr, which is higher than both Peltier's estimate and our results; however, their study only focuses on Fennoscandia where again, uplift rates are higher. Thus for this region, our observations and the model estimates do not contradict each other.

5.3. Departures from the GIA model

In the following, we address the discrepancies in VGM rates between our synthetic data set and various GIA models. As noted above (see Fig. 14), these are non-negligible everywhere but in the Fennoscandia region (used to calibrate the model) and can be attributed either to (i) the fact that the model underestimates rates induced by the GIA in some regions, or to (ii) non-GIA origins of the ground motion such as specific tectonic processes.

For the western coasts of Europe, where we observe an average subsidence of -1.21 mm/yr, Peltier's model (2004) also predicts subsidence, but rates are more uniform and correspond to lower values

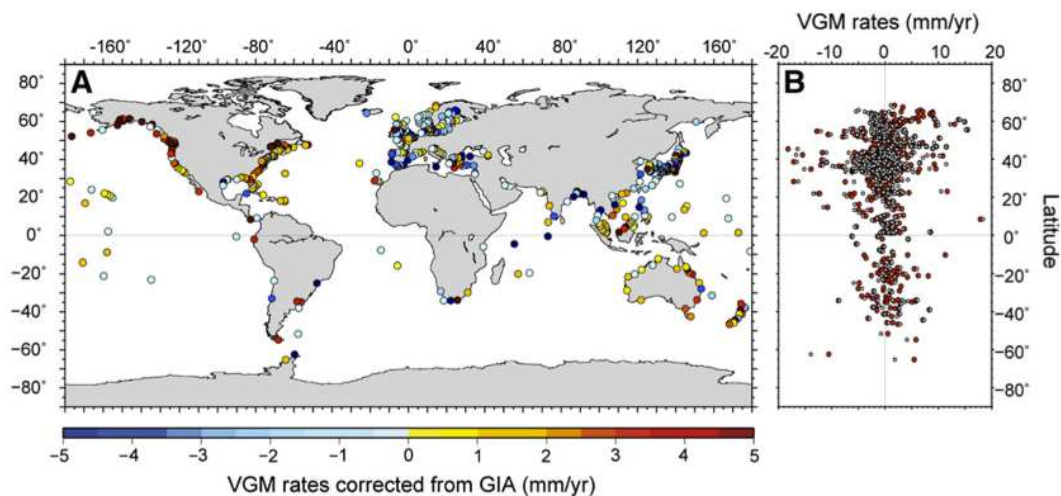


Fig. 14. A) Map view of our results corrected from the GIA model predictions of Peltier (2004). B) Comparison between our raw results (red points) and our results corrected from the GIA model predictions of Peltier (white points).

(-0.32 mm/yr on average for the same sites, with a standard deviation of 0.42 mm/yr). The model estimates range between -0.99 and 0.7 mm/yr, which is much lower than our results, with an average absolute difference of 2.99 mm/yr. While both types of results are consistent with each other, this indicates that the coasts of Western Europe are subsiding probably partly because of GIA. Departures of observations from the model's results can be attributable either to an underestimate of the model (this might be the case for the northern parts of Europe) or to other specific processes not included in the model (this is probably the case in southern regions where GIA effects are presumably associated with smaller magnitudes).

As noted above, in the British Isles, our results differ from Clark et al.'s (1978) predictions but also with Peltier's most recent global model ICE-5G (Peltier, 2004). GIA models suggest uplift in the North and low subsidence in the South like in Lambeck's (1993) model, while our results show subsidence in the whole region. A review of the dataset of tide gauges of the British Isles provided by Woodworth et al. (1999), indicates the good quality of the time series and their consistency with the results of the tide gauges in the north-western Europe. Our result is indeed in agreement with a recent assessment of VGM rates from continuous GPS records in this region (Bradley et al., 2009). In the latter study, the authors have conducted a careful selection of 16 GPS sites for VGM and they have reported subsidence in the southern region of the British Isles and only very moderate uplift in the Scotland area (with all VGM rates smaller than 0.5 mm/yr which lies typically in the error bars, except for the Edinburgh station where the measured rate is 1.07 ± 0.35 mm/yr). The authors have interpreted these results with a specific GIA model and assessed the independent contribution of the local British Irish ice sheet to VGM rates. Due to the relatively modest spatial extent of this ice sheet, the isostatic contribution associated to its melting is similar to the eustatic contribution from non-local ice sheet, which renders the non-uniqueness of GIA models very acute in this region. Other processes such as sediment compaction might also contribute to the clear subsidence signal observed in the southernmost part of this region (cf. Shennan and Horton, 2002). The improvement of the data bases used in the present study in the next decades will allow to distinguish between (local) GIA effects and other processes.

In the Mediterranean region, ICE-5G shows low VGM rates from -0.69 to 0.57 mm/yr with subsidence for the western part and uplift for the East (particularly around the Aegean Sea). This contradicts our results and those from other studies that have measured subsidence for the East part and no significant motions for the West. Indeed, submerged archaeological sites, Holocene sedimentary record and shoreline notches (e.g., Flemming, 1978; Van Andel and Shackleton, 1982; Perissoratis and Consipoliatis, 2003) indicate that relative sea level rose during Holocene and is currently rising over the Aegean domain (Lambeck, 1995, 1996). Estimates of the cumulated eustatic and isostatic contributions following the melting of the late Pleistocene ice sheets are widely uncertain and range from -0.25 mm/yr to 1 mm/yr (Lambeck, 1995; Stocchi et al., 2005). Stocchi and Spada (2007) show the significant impact of the choice of different viscosity profile and ice sheet chronologies in GIA models for this region. Furthermore, the Mediterranean Sea is situated in a complex regime of microplates. Thus, the discrepancies between the GIA model predictions and observations might reflect the influence of regional tectonic processes. This is discussed in García et al. (2007) where the authors interpret the subsidence of the western coast of Greece as a consequence to the subduction of the Adriatic lithosphere beneath the Eurasian plate. Our results seem to confirm this explanation. The authors relate other, more local observations to specific tectonic processes. But discrepancies among the various studies are large and prevent us from providing a definitive conclusion in the present study.

Regarding the eastern part of North America, although there is no obvious trend, subsidence appears to dominate with an average rate of -1.56 mm/yr (from our study). This is in agreement with the

signal estimated by the model ICE-5G, which also predicted subsidence, but with a larger average rate of -2.45 mm/yr for common sites (average difference of 2.01 mm/yr with our results). Moreover, our observations and those of Bouin and Wöppelmann (2010), Nerem and Mitchum (2002) and Santamaría-Gómez et al. (2011) are much more heterogeneous, with many sites characterised by low uplift rates. Similarly to the western coast of Europe, these results indicate that the GIA may induce subsidence on the eastern coast of North America; discrepancies might be due to an underestimate of the model or to other processes.

Along the northwestern American coast (Fig. 7), we observe a latitudinal dependency that is potentially due to GIA: uplift rates increase at high latitudes as a possible response to the glacial unloading of the ice caps. During the last glaciation, the ice sheet extended over all of Canada up to the southern part of the Cascadia region (Clague and James, 2002). Peltier's predictions (2004) are however that no uplift occurs on the North American coast: for the Alaskan region, the ICE-5G model provides an average subsidence of -0.28 mm/yr for the 16 sites in our study. Our results instead show an average uplift of 5.32 mm/yr (also observed by Bouin and Wöppelmann (2010), Nerem and Mitchum (2002), Santamaría-Gómez et al. (2011) and Kuo et al. (2008), although some sites present strong subsidence). These records are consistent with the careful regional study of Larsen et al. (2003) based on tide gauges data, which seemingly attributes uplift in this region to GIA. The strong discordance with the global ICE5-G model could be caused by the low upper mantle viscosity advocated for by Larsen et al. (2003) (about 10^{19} Pa.s, i.e., a value more than one order of magnitude smaller than the one used in ICE5-G). For the Cascadia region, we obtained a rather uniform uplift of 2.07 mm/yr, which is in agreement with the results of Bouin and Wöppelmann (2010) and Nerem and Mitchum (2002). Similarly, GPS data reveals motions between -1 and 4 mm/yr for this region (Mazzotti et al., 2003; 2007). Peltier's model (2004) yields a high mean subsidence rate of -1.75 mm/yr for the 23 sites we selected in our study (leading to an average absolute difference of 3.84 mm/yr between model predictions and our synthetic database). In their model of the GIA for the Cascadia region, James et al. (2000) obtained slight uplifting rates (less than 1 mm/yr) that are still much lower than our observations. Thus, for the Cascadia region, where various observations record significant uplift, the GIA models either indicate subsidence or very small uplift values. This discrepancy suggests the presence of other processes to explain the observed vertical motions. This further credits the conclusion of James et al. (2009) that GIA offers a minor contribution to the observed vertical motions of Cascadia coasts. From South to North, the continental margin is made of a succession of the transcurrent plate boundary of the San Andreas Fault zone, Cascadia, that overrides the subducting Juan de Fuca plate, a transform plate boundary that connects to the Pacific subduction zone underneath Alaska. Our results and those of earlier works compiled in the present study highlight the different vertical motions depending on the proximity of subduction zones or transform faults. At the two subduction zones, observations clearly show an uplift (the mean rate, for all Cascadia is 1.76 mm/yr from all studies and 3.92 mm/yr for Alaska) whereas along transform faults, low subsidence dominates (the mean rate from all studies, close to the north British Columbia fault, is -0.92 mm/yr and -0.30 mm/yr for the San Andreas fault zone). This effect is likely complemented by a strong contribution of the GIA in Alaska, as shown in Larsen et al. (2003), possibly explaining why vertical motion above the subduction zone is larger there than in the Cascadia region.

The case of Japan is also emblematic: while the GIA model reports a rather uniform uplift (1.21 mm/yr on average), we identified only two uplifting regions. Other processes could be responsible for the global subsidence of Japanese coasts. Indeed, Japan is located in a complex geodynamic setting also involving subduction and a major transform fault (Fig. 11). The Pacific subduction zone is associated

with strong subsidence rates (-4.26 mm/yr on average along the East coast of northern Japan), higher than around the transform zone (-0.88 mm/yr). In a way, this dichotomy of subduction/transform effects on VGM rates is similar to what we observe in the northwestern American coast. However, the trends are contradictory: whereas subsidence is observed for Japan, uplift dominates in Cascadia. This in turn suggests that while subduction zones and transform faults affect the rates of vertical motion, their effect vary from one geodynamic setting to another. It can be expected, for example, that temporal variations of the rate of subduction play a prominent role. The apparent eastward tilt of northern Japan can partly be explained, on the one hand, by the Pacific subduction zone that dragged the eastern shore and made it subside for the last decades. On the other hand, the uplifting western zone (the zones that are at greater distance from the subduction zone, in particular between Hokkaido and Honshu where uplift rates reach 2.64 mm/yr), could be related to the convergence between the Eurasian plate and the Okhotsk plate (see Heki et al., 1999). To the South, uplift rates reach 1.59 mm/yr between Shikoku and Kyushu. Aoki and Scholz (2003) and El-Fiky and Kato (2006) suggest a strong coupling between the Philippine plate and the Eurasian plate to explain uplift in this area and further North. This behaviour is seemingly opposed to that of northern Japan. Because the two zones display contrasted yet robust signals, a plausible explanation would invoke different coupling regimes between the Eurasian plate and the Pacific and Philippine plates during inter-seismic phases. Subsidence in the North could be due to a strong coupling with the Pacific plate that was poorly released during the last decades. It is thus surprising that the coseismic VGM due to the March 11th 2011 Sendai earthquake is chiefly characterised by strong subsidence (Grapenhin and Freymueller, 2011). As a comparison, after the rupture of the Sunda megathrust on 26 December 2004 coseismic uplift or subsidence were observed (Meltzner et al., 2006), so significant change in VGM could be expected for Japan too. Furthermore, the fact that extremely high VGM is found at the vicinity of the Sendai earthquake makes it tempting to extrapolate the observations and envision VGM along subduction zones as an indicator of the seismic potential. Although this is potentially promising, the contrasted behaviour between the eastern coasts of North (subsidence) and South (uplift) Japan readily indicates that the interpretation is not straightforward.

Finally, our study indicates that the Australian coasts show contrasting signals with its eastern part dominated by uplift and a globally stationary (or slightly subsiding) West coast. This apparent tilt is corroborated by the actual topographic contrast: the eastern coast is dominated by high relief whereas the western coast is lower. Vertical motions anomalies were studied in earlier works based on long term observations: Heine et al. (2010) interpreted these anomalies, including the uplift of the eastern part, as a consequence of the time variations of dynamic topography. Van der Beek and Braun (1999) mentioned a magmatic underplating to explain the uplift of the southeast Australian coast. In this regard, the present-day results are at least compatible with long-term observations.

In conclusion, the differences between VGM rates inferred by global GIA models and observations exceed in magnitude the uncertainty associated to the latter (except for Fennoscandia, region of large uplift caused mainly by the GIA process, but in fact often used to calibrate GIA models). This discrepancy can be attributed for some locations (for instance in Alaska, as proposed by Larsen et al., 2003) to a bias in the GIA models (e.g. the used of only radially dependent mantle viscosity profiles) and can be explained in some other regions (Cascadia, Japan, Australia) by large scale tectonic processes such as subduction, major transforms and possibly plumes. The effect of regional geodynamic contexts is however complex: subduction zones are sometimes associated to consistent uplift (e.g. north-eastern America) and sometimes to subsidence (e.g. North Japan). Interestingly, the magnitude is consistently high.

6. Conclusion

We have compiled a new global database of vertical ground motion (VGM) rates from satellite altimetry and tide gauge data, with more than 630 data points. This database groups more data than previous global databases but also takes advantage of the whole period of sustained satellite altimetry and therefore tide gauge time series that are long enough to be properly exploited and correlated with satellite observations. We conducted a global and regional VGM study without focusing on a detailed analysis of any of the sites studied. Making accurate estimates for more local studies would require to individually quantify the margins of error. This requires both a precise analysis of satellite altimetry and an assessment of the quality of each tide gauge time series as well as a detailed knowledge of the local processes that cause VGM. The confrontation of our results with the results of six other independent studies shows that results agree relatively well with each other, the less precise results being probably associated with tide-gauge time series that are too short. The use of a large number of records of various origins, as well as regional tendencies that emerged coherently from the analysis, leads us to a reasonable confidence in the data set. It would be of interest to quantitatively evaluate the resolving capacity of each methodology. However, this task is impeded by the sampling bias that is intrinsic to each technique. This renders the cross-comparison difficult to interpret. Only large datasets (GPS-URL4, Santamaría-Gómez et al., 2011), or studies that used a comparable methodology to ours (Ray et al., 2010) may be compared. They indeed yield comparable results, which supports our approach.

We showed that when the signal is strong, the induced vertical motions were observed in all studies, regardless of the method or data used to estimate these motions. We were therefore able to identify global or regional trends of VGM and for some regions, quantify the magnitude. This is naturally the case for Fennoscandia, which is affected by a strong uplift with a maximum of 12 mm/yr, consistently detected by all techniques. The same holds true for Cascadia, with an uplift of about 2 mm/yr on average. Clear subsidence signals are observed in Western Europe, including the British Isles, and Japan. Because of the lack of data, it remains impossible to make definite conclusions regarding South America or Africa.

These results help to identify the GIA signal. Our joint study is in agreement with global GIA model predictions (e.g. ICE-5G, Peltier, 2004) only for Fennoscandia, thus confirming earlier conclusions (e.g. Larsen et al., 2003; Bouin and Wöppelmann, 2010). These differences can sometimes indicate a bias in the global GIA model when applied to regions located far from Fennoscandia, but where the GIA process is still a prominent factor of VGM. We also show the influence

Table 8

Average rates for areas of societal concern. The numbers in italics highlight where there are too few data to interpret correctly the average VGM rates.

Region	Studies	Mean rates (mm/yr)	Number of data
Venice	This paper	<i>-0.87</i>	1
	García et al. (2007)	<i>-0.80</i>	1
Gulf of Mexico	This paper	-1.49	18
	Nerem and Mitchum (2002)	1.94	1
	MSL-TG Bouin and Wöppelmann (2010)	<i>-2.26</i>	3
	GPS Bouin and Wöppelmann (2010)	<i>-3.35</i>	3
	GPS-URL4 Santamaría-Gómez et al., 2011	<i>-2.56</i>	7
Ganges delta			
	West	3.56	5
East	This paper	<i>-12.33</i>	2
	This paper	<i>-2.32</i>	2
Maldives	This paper	<i>-2.32</i>	2
	Nerem and Mitchum (2002)	<i>-2.67</i>	4
	Alt-TG Ray et al. (2010)	<i>-1.00</i>	1
	DORIS Ray et al. (2010)	<i>-0.80</i>	1
	GPS-URL4 Santamaría-Gómez et al. (2011)	<i>-0.26</i>	2

of other geodynamical processes. This is the case, for example in Cascadia and Alaska, where subduction influences the global uplift.

More local records of VGM are also worthy of interest, for example in regions which are known to be in a critical situation because of their exposure to sea level variations. Since our study confirms that local sea level variations largely exceed the mean sea level rise of 2–3 mm/yr on average (Cazenave et al., 2008), it is useful to address the issue of sea level change in critical zones in light of all the available data. These critical zones are chiefly located at rivers deltas, where a variety of processes, including sediment compaction, water and hydrocarbon extraction, meandering and variable sediment input control the vertical movements. The complex interaction of these processes makes the net result highly dependent on the local context and difficult to predict a priori. Table 8 compiles the mean VGM rates for some critical zones when data exist. Venice, which is severely exposed to anthropogenic forcing (Carbognin et al., 2005), is most likely subsiding but the rates vary amongst studies, and it is difficult to conclude because of the lack of data. In the Gulf of Mexico, the 2005 hurricane Katrina hit the Mississippi delta and highlighted the vulnerability of this subsiding area (Törnqvist et al., 2008). Our study and three others indicate subsidence, whereas only Nerem and Mitchum (2002) found uplift. The mean subsidence, excluding the study of Nerem and Mitchum (2002) occurs at about -2.4 mm/yr. In the Ganges delta, we have distinguished the subsiding eastern part, at the confluence of the Ganges and Brahmaputra, from the western part, which receives less sediment than the east part and is possibly uplifting at a few mm/yr. Only our study yields data in this area, which doesn't ensure the reliability of the results given the number of stations. Last, the atolls of the Maldives are immediately threatened by sea level rise (Woodworth, 2005). Our study, which only relies on two sites, indicates an average subsidence of -2.32 mm/yr in agreement with other studies.

Finally, these results demonstrate the potential of these data to exhibit VGM. Longer time series from tide gauge records will improve the precision of this global data set and lead to a clearer picture of VGM rates, thus shedding light on both the GIA and internal geodynamic processes.

Supplementary materials related to this article can be found online at doi:10.1016/j.earscirev.2011.10.004.

Acknowledgements

This work is supported by the ANR project GiSeLe. We thank Mélanie Gérard and Sarah Mullin for their help in preparing the manuscript, as well as the Editor and two anonymous reviewers. Figures are created with the Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith, 1998). We used tide gauges data from the PSMSL as well as satellite altimetry data from AVISO.

References

Aoki, Y., Scholz, C.H., 2003. Vertical deformation of the Japanese islands, 1996–1999. *Journal of Geophysical Research* 108, 2257–2269.

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research* 89, 5835–5848.

Argus, D.F., Heflin, M.B., 1995. Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the global positioning system. *Journal of Geophysical Research* 22, 1973–1976.

Argus, D.F., Peltier, W.R., Watkins, M.M., 1999. Glacial isostatic adjustment observed using very long baseline interferometry and satellite laser ranging geodesy. *Journal of Geophysical Research* 104, 29077–29094.

Bouin, M.N., Wöppelmann, G., 2010. Land motion estimates from GPS at tide gauges: a geophysical evaluation. *Geophysical Journal International* 180, 193–209.

Bradley, S.L., Milne, G.A., Teferle, F.N., Bingley, R.M., Orliac, E.J., 2009. Glacial isostatic adjustment of the British Isles; new constraints from GPS measurements of crustal motion. *Geophysical Journal International* 178, 14–22.

Buble, G., Bennett, R.A., Hreinsdóttir, S., 2010. Tide gauge and GPS measurements of crustal motion and sea level rise along the eastern margin of Adria. *Journal of Geophysical Research* 115, 2404–2417.

Carbognin, L., Teatini, P., Tosi, L., 2005. Land subsidence in the Venetian area: known and recent aspects. *Giornale di Geologia Applicata* 1, 5–11.

Cathles, L.M., 1975. *The Viscosity of the Earth's Mantle*. Princeton University Press, Princeton, N. J., 386 pp.

Cazenave, A., Dominh, K., Ponchaut, F., Soudarin, L., Cretaux, J.F., Provost, C.L., 1999. Sea level changes from Topex-Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS. *Geophysical Research Letters* 26, 2077–2080.

Cazenave, A., Cabanes, C., Dominh, K., Gennero, M.C., Le Provost, C., 2003. Present-day sea level change: observations and causes. *Space Science Reviews* 108, 131–144.

Cazenave, A., Lombard, A., Lovel, W., 2008. Present-day sea level rise: a synthesis. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 761–770.

Chambers, D.P., Ries, J.C., Shum, C.K., Tapley, B.D., 1998. On the use of tide gauges to determine altimeter drift. *Journal of Geophysical Research* 103, 12885–12890.

Cheney, R., Miller, L., Agree, R., Doyle, N., Lillibridge, J., 1994. TOPEX/POSEIDON: the 2-cm solution. *Journal of Geophysical Research* 99, 24555–24563.

Clague, J., James, T., 2002. History and isostatic effects of the last ice sheet in southern British Columbia. *Quaternary Science Reviews* 21, 71–87.

Clark, J.A., Farrell, W.E., Peltier, W.R., 1978. Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. *Quaternary Research* 9, 265–287.

Conrad, C.P., Husson, L., 2009. Influence of dynamic topography on sea level and its rate of change. *Lithosphere* 1, 110–120.

Crétau, J., Soudarin, L., Cazenave, A., Bouillé, F., 1998. Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *Journal of Geophysical Research* 103, 30167–30182.

Douglas, B.C., 1991. Global sea level rise. *Journal of Geophysical Research* 96, 6981–6992.

Douglas, B.C., 1992. Global sea level acceleration. *Journal of Geophysical Research* 97, 12699–12706.

Douglas, B.C., 1997. Global sea rise: a redetermination. *Surveys in Geophysics* 18, 279–292.

Douglas, B.C., 2001. Sea level change in the Era of the recording tide gauge. In: Douglas, B., Kearney, M.S., Leatherman, S.P. (Eds.), *Sea Level Rise – History and Consequences: International Geophysics series*, pp. 37–64.

El-Fiky, G., Kato, T., 2006. Secular crustal deformation and interplate coupling of the Japanese Islands as deduced from continuous GPS array, 1996–2001. *Tectonophysics* 422, 1–22.

Farrell, W., Clark, J., 1976. On postglacial sea level. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 46, 647–667.

Fenoglio-Marc, L., Dietz, C., Groten, E., 2004. Vertical land motion in the Mediterranean Sea from altimetry and tide gauge stations. *Marine Geodesy* 27, 683–701.

Fleming, N.C., 1978. Holocene eustatic changes and coastal tectonics in the Northeast Mediterranean: implications for models of crustal consumption. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 289, 405–458.

García, D., Vigo, I., Chao, B.F., Martínez, M.C., 2007. Vertical crustal motion along the Mediterranean and Black Sea coast derived from ocean altimetry and tide gauge data. *Pure and Applied Geophysics* 164, 851–863.

Grapenhin, R., Freymueller, J.T., 2011. The dynamics of a seismic wave field: animation and analysis of kinematic GPS data recorded during the 2011, Tohoku-oki earthquake, Japan. *Geophysical Research Letters*. doi:10.1029/2011GL048405.

Gurnis, M., 1993. Phanerozoic marine inundation of continents driven by dynamic topography above subducting slabs. *Nature* 364, 589–593.

Heine, C., Müller, R.D., et al., 2010. Integrating deep Earth dynamics in paleogeographic reconstructions of Australia. *Tectonophysics* 483, 135–150.

Heki, K., 1996. Horizontal and vertical crustal movements from three dimensional very long baseline interferometry kinematic reference frame: implication for the reversal timescale revision. *Journal of Geophysical Research* 101, 3187–3198.

Heki, K., Miyazaki, S., Takahashi, H., Kasahara, M., Kimata, F., Miura, S., Vasilenko, N.F., Ivashchenko, A., An, K.D., 1999. The Amurian Plate motion and current plate kinematics in eastern Asia. *Journal of Geophysical Research* 104, 29–147.

Holzer, T.L., Johnson, A.L., 1985. Land subsidence caused by ground water withdrawal in urban areas. *Geojournal* 11, 245–255.

Husson, L., Conrad, C.P., 2006. Tectonic velocities, dynamic topography, and relative sea level. *Geophysical Research Letters* 33, 18303–18308.

Husson, L., Henry, P., Le Pichon, X., 2008. Thermal regime of the NW shelf of the Gulf of Mexico. 1) Thermal and pressure fields. *Bulletin de la Société Géologique de France* 179, 129–137.

James, T.S., Clague, J.C., Wang, K., Hutchinson, I., 2000. Postglacial rebound at the northern Cascadia subduction zone. *Quaternary Science Reviews* 19, 1527–1541.

James, T.S., Gowan, E.J., Wada, I., Wang, K., 2009. Viscosity of the asthenosphere from glacial isostatic adjustment and subduction dynamics at the northern Cascadia subduction zone, British Columbia, Canada. *Journal of Geophysical Research* 114, 4405–4418.

Jayles, C., Nhun-Fat, B., Tourain, C., 2006. DORIS: system description and control of the signal integrity. *Journal of Geodesy* 80, 457–472.

Johnson, S., Nur Alam, A., 1991. Sedimentation and tectonics of the Sylhet trough, Bangladesh. *Geological Society of America Bulletin* 103, 1513–1527.

Kuo, C.Y., Shum, C., Braun, A., Cheng, K.C., Yi, Y., 2004. Vertical crustal motion determined by satellite altimetry and tide gauge data in Fennoscandia. *Geophysical Research Letters* 31, 1608–1612.

Kuo, C.Y., Shum, C., Braun, A., Cheng, K.C., Yi, Y., 2008. Vertical motion determined using satellite altimetry and tide gauges. *Terrrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 19, 21–35.

Lafon, T., 2005. JASON 1: lessons learned from the development and 1 year in orbit. *Acta Astronautica* 56, 45–49.

Lambeck, K., 1993. Glacial rebound of the British Isles – II. A high-resolution, high-precision model. *Geophysical Journal International* 115, 960–990.

Lambeck, K., 1995. Late Pleistocene and Holocene sea-level change in Greece and south-western Turkey: a separation of eustatic, isostatic and tectonic contributions. *Geophysical Journal International* 122, 1022–1044.

Lambeck, K., 1996. Sea-level change and shore-line evolution in Aegean Greece since upper Palaeolithic time. *Antiquity* 269, 588–611.

of other geodynamical processes. This is the case, for example in Cascadia and Alaska, where subduction influences the global uplift.

More local records of VGM are also worthy of interest, for example in regions which are known to be in a critical situation because of their exposure to sea level variations. Since our study confirms that local sea level variations largely exceed the mean sea level rise of 2–3 mm/yr on average (Cazenave et al., 2008), it is useful to address the issue of sea level change in critical zones in light of all the available data. These critical zones are chiefly located at rivers deltas, where a variety of processes, including sediment compaction, water and hydrocarbon extraction, meandering and variable sediment input control the vertical movements. The complex interaction of these processes makes the net result highly dependent on the local context and difficult to predict a priori. Table 8 compiles the mean VGM rates for some critical zones when data exist. Venice, which is severely exposed to anthropogenic forcing (Carbognin et al., 2005), is most likely subsiding but the rates vary amongst studies, and it is difficult to conclude because of the lack of data. In the Gulf of Mexico, the 2005 hurricane Katrina hit the Mississippi delta and highlighted the vulnerability of this subsiding area (Törnqvist et al., 2008). Our study and three others indicate subsidence, whereas only Nerem and Mitchum (2002) found uplift. The mean subsidence, excluding the study of Nerem and Mitchum (2002) occurs at about -2.4 mm/yr. In the Ganges delta, we have distinguished the subsiding eastern part, at the confluence of the Ganges and Brahmaputra, from the western part, which receives less sediment than the east part and is possibly uplifting at a few mm/yr. Only our study yields data in this area, which doesn't ensure the reliability of the results given the number of stations. Last, the atolls of the Maldives are immediately threatened by sea level rise (Woodworth, 2005). Our study, which only relies on two sites, indicates an average subsidence of -2.32 mm/yr in agreement with other studies.

Finally, these results demonstrate the potential of these data to exhibit VGM. Longer time series from tide gauge records will improve the precision of this global data set and lead to a clearer picture of VGM rates, thus shedding light on both the GIA and internal geodynamic processes.

Supplementary materials related to this article can be found online at doi:10.1016/j.earscirev.2011.10.004.

Acknowledgements

This work is supported by the ANR project GiSeLe. We thank Mélanie Gérard and Sarah Mullin for their help in preparing the manuscript, as well as the Editor and two anonymous reviewers. Figures are created with the Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith, 1998). We used tide gauges data from the PSMSL as well as satellite altimetry data from AVISO.

References

Aoki, Y., Scholz, C.H., 2003. Vertical deformation of the Japanese islands, 1996–1999. *Journal of Geophysical Research* 108, 2257–2269.

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research* 89, 5835–5848.

Argus, D.F., Heflin, M.B., 1995. Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the global positioning system. *Journal of Geophysical Research* 22, 1973–1976.

Argus, D.F., Peltier, W.R., Watkins, M.M., 1999. Glacial isostatic adjustment observed using very long baseline interferometry and satellite laser ranging geodesy. *Journal of Geophysical Research* 104, 29077–29094.

Bouin, M.N., Wöppelmann, G., 2010. Land motion estimates from GPS at tide gauges: a geophysical evaluation. *Geophysical Journal International* 180, 193–209.

Bradley, S.L., Milne, G.A., Teferle, F.N., Bingley, R.M., Orliac, E.J., 2009. Glacial isostatic adjustment of the British Isles; new constraints from GPS measurements of crustal motion. *Geophysical Journal International* 178, 14–22.

Buble, G., Bennett, R.A., Hreinsdóttir, S., 2010. Tide gauge and GPS measurements of crustal motion and sea level rise along the eastern margin of Adria. *Journal of Geophysical Research* 115, 2404–2417.

Carbognin, L., Teatini, P., Tosi, L., 2005. Land subsidence in the Venetian area: known and recent aspects. *Giornale di Geologia Applicata* 1, 5–11.

Cathles, L.M., 1975. *The Viscosity of the Earth's Mantle*. Princeton University Press, Princeton, N. J., 386 pp.

Cazenave, A., Dominh, K., Ponchaut, F., Soudarin, L., Cretaux, J.F., Provost, C.L., 1999. Sea level changes from Topex-Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS. *Geophysical Research Letters* 26, 2077–2080.

Cazenave, A., Cabanes, C., Dominh, K., Gennero, M.C., Le Provost, C., 2003. Present-day sea level change: observations and causes. *Space Science Reviews* 108, 131–144.

Cazenave, A., Lombard, A., Lovel, W., 2008. Present-day sea level rise: a synthesis. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 761–770.

Chambers, D.P., Ries, J.C., Shum, C.K., Tapley, B.D., 1998. On the use of tide gauges to determine altimeter drift. *Journal of Geophysical Research* 103, 12885–12890.

Cheney, R., Miller, L., Agree, R., Doyle, N., Lillibridge, J., 1994. TOPEX/POSEIDON: the 2-cm solution. *Journal of Geophysical Research* 99, 24555–24563.

Clague, J., James, T., 2002. History and isostatic effects of the last ice sheet in southern British Columbia. *Quaternary Science Reviews* 21, 71–87.

Clark, J.A., Farrell, W.E., Peltier, W.R., 1978. Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. *Quaternary Research* 9, 265–287.

Conrad, C.P., Husson, L., 2009. Influence of dynamic topography on sea level and its rate of change. *Lithosphere* 1, 110–120.

Crétau, J., Soudarin, L., Cazenave, A., Bouillé, F., 1998. Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *Journal of Geophysical Research* 103, 30167–30182.

Douglas, B.C., 1991. Global sea level rise. *Journal of Geophysical Research* 96, 6981–6992.

Douglas, B.C., 1992. Global sea level acceleration. *Journal of Geophysical Research* 97, 12699–12706.

Douglas, B.C., 1997. Global sea rise: a redetermination. *Surveys in Geophysics* 18, 279–292.

Douglas, B.C., 2001. Sea level change in the Era of the recording tide gauge. In: Douglas, B., Kearney, M.S., Leatherman, S.P. (Eds.), *Sea Level Rise – History and Consequences: International Geophysics series*, pp. 37–64.

El-Fiky, G., Kato, T., 2006. Secular crustal deformation and interplate coupling of the Japanese Islands as deduced from continuous GPS array, 1996–2001. *Tectonophysics* 422, 1–22.

Farrell, W., Clark, J., 1976. On postglacial sea level. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 46, 647–667.

Fenoglio-Marc, L., Dietz, C., Groten, E., 2004. Vertical land motion in the Mediterranean Sea from altimetry and tide gauge stations. *Marine Geodesy* 27, 683–701.

Fleming, N.C., 1978. Holocene eustatic changes and coastal tectonics in the Northeast Mediterranean: implications for models of crustal consumption. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 289, 405–458.

García, D., Vigo, I., Chao, B.F., Martínez, M.C., 2007. Vertical crustal motion along the Mediterranean and Black Sea coast derived from ocean altimetry and tide gauge data. *Pure and Applied Geophysics* 164, 851–863.

Grapenhin, R., Freymueller, J.T., 2011. The dynamics of a seismic wave field: animation and analysis of kinematic GPS data recorded during the 2011, Tohoku-oki earthquake, Japan. *Geophysical Research Letters*. doi:10.1029/2011GL048405.

Gurnis, M., 1993. Phanerozoic marine inundation of continents driven by dynamic topography above subducting slabs. *Nature* 364, 589–593.

Heine, C., Müller, R.D., et al., 2010. Integrating deep Earth dynamics in paleogeographic reconstructions of Australia. *Tectonophysics* 483, 135–150.

Heki, K., 1996. Horizontal and vertical crustal movements from three dimensional very long baseline interferometry kinematic reference frame: implication for the reversal timescale revision. *Journal of Geophysical Research* 101, 3187–3198.

Heki, K., Miyazaki, S., Takahashi, H., Kasahara, M., Kimata, F., Miura, S., Vasilenko, N.F., Ivashchenko, A., An, K.D., 1999. The Amurian Plate motion and current plate kinematics in eastern Asia. *Journal of Geophysical Research* 104, 29–147.

Holzer, T.L., Johnson, A.L., 1985. Land subsidence caused by ground water withdrawal in urban areas. *Geojournal* 11, 245–255.

Husson, L., Conrad, C.P., 2006. Tectonic velocities, dynamic topography, and relative sea level. *Geophysical Research Letters* 33, 18303–18308.

Husson, L., Henry, P., Le Pichon, X., 2008. Thermal regime of the NW shelf of the Gulf of Mexico. 1) Thermal and pressure fields. *Bulletin de la Société Géologique de France* 179, 129–137.

James, T.S., Clague, J.C., Wang, K., Hutchinson, I., 2000. Postglacial rebound at the northern Cascadia subduction zone. *Quaternary Science Reviews* 19, 1527–1541.

James, T.S., Gowan, E.J., Wada, I., Wang, K., 2009. Viscosity of the asthenosphere from glacial isostatic adjustment and subduction dynamics at the northern Cascadia subduction zone, British Columbia, Canada. *Journal of Geophysical Research* 114, 4405–4418.

Jayles, C., Nhun-Fat, B., Tourain, C., 2006. DORIS: system description and control of the signal integrity. *Journal of Geodesy* 80, 457–472.

Johnson, S., Nur Alam, A., 1991. Sedimentation and tectonics of the Sylhet trough, Bangladesh. *Geological Society of America Bulletin* 103, 1513–1527.

Kuo, C.Y., Shum, C., Braun, A., Cheng, K.C., Yi, Y., 2004. Vertical crustal motion determined by satellite altimetry and tide gauge data in Fennoscandia. *Geophysical Research Letters* 31, 1608–1612.

Kuo, C.Y., Shum, C., Braun, A., Cheng, K.C., Yi, Y., 2008. Vertical motion determined using satellite altimetry and tide gauges. *Terrrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 19, 21–35.

Lafon, T., 2005. JASON 1: lessons learned from the development and 1 year in orbit. *Acta Astronautica* 56, 45–49.

Lambeck, K., 1993. Glacial rebound of the British Isles – II. A high-resolution, high-precision model. *Geophysical Journal International* 115, 960–990.

Lambeck, K., 1995. Late Pleistocene and Holocene sea-level change in Greece and south-western Turkey: a separation of eustatic, isostatic and tectonic contributions. *Geophysical Journal International* 122, 1022–1044.

Lambeck, K., 1996. Sea-level change and shore-line evolution in Aegean Greece since upper Palaeolithic time. *Antiquity* 269, 588–611.

- Lambeck, K., Smither, C., Johnston, P., 1998. Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for Northern Europe. *Geophysical Journal International* 134, 102–144.
- Larsen, C.F., Echelmeyer, K.A., Freymueller, J.T., Motyka, R.J., 2003. Tide gauge records of uplift along the northern Pacific–North American plate boundary, 1937 to 2001. *Journal of Geophysical Research* 108, 2216–2231.
- Mangiarotti, S., Cazenave, A., Soudarin, L., Crétau, J.F., 2001. Annual vertical crustal motions predicted from surface mass redistribution and observed by space geodesy. *Journal of Geophysical Research* 106, 4277–4292.
- Mazzotti, S., Dragert, H., Henton, J., Schmidt, M., Hyndman, R., James, T., Lu, Y., Craymer, M., 2003. Current tectonics of northern Cascadia from a decade of GPS measurements. *Journal of Geophysical Research* 108, 2554–2572.
- Mazzotti, S., Lambert, A., Courtier, N., Nykolaishen, L., Dragert, H., 2007. Crustal uplift and sea level rise in northern Cascadia from GPS, absolute gravity, and tide gauge data. *Geophysical Research Letters* 34, 15306–15311.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research* 105, 5695–5720.
- Meltzner, A.J., Sieh, K., Abrams, M., Agnew, D.C., Hudnut, K.W., Avouac, J.P., Natawidjaja, D.H., 2006. Uplift and subsidence associated with the great Aceh–Andaman earthquake of 2004. *Journal of Geophysical Research* 111, 407–415.
- Milne, G.A., Davis, J.L., Mitrovica, J.X., Scherneck, H., Johansson, J.M., Vermeer, M., Koivula, H., 2001. Space-geodetic constraints on Glacial Isostatic Adjustment in Fennoscandia. *Science* 291, 2381–2385.
- Mitchum, G.T., 1998. Monitoring the stability of satellite altimeters with tide gauges. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15, 721–730.
- Mitchum, G.T., 2000. An improved calibration of satellite altimetric heights using tide gauge sea levels with adjustment for land motion. *Marine Geodesy* 23, 145–166.
- Mitrovica, J.X., Milne, G.A., Davis, J.L., 2001. Glacial Isostatic Adjustment on a rotating earth. *Geophysical Journal International* 147, 562–578.
- Mitrovica, J.X., Gomez, N., Morrow, E., Hay, C., Latychev, K., Tamisiea, M.E., 2011. On the robustness of predictions of sea level fingerprints. *Geophysical Journal International* 187, 729–742.
- Moucha, R., Forte, A.M., Mitrovica, J.X., Rowley, D.B., Quéré, S., Simmons, N.A., Grand, S.P., 2008. Dynamic topography and long-term sea-level variations: there is no such thing as a stable continental platform. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 101–108.
- Nerem, R.S., Mitchum, G.T., 2002. Estimates of vertical crustal motion derived from differences of TOPEX/POSEIDON and tide gauge sea level measurements. *Geophysical Research Letters* 29, 1934–1938.
- Peltier, W.R., Farrell, W.E., Clark, J., 1978. Glacial isostasy and relative sea level: a global finite element model. *Tectonophysics* 50, 81–110.
- Peltier, W.R., Tushingham, A.M., 1989. Global sea level rise and the greenhouse effect – might they be connected? *Science* 244, 806–810.
- Peltier, W.R., 2002. Global glacial isostatic adjustment: palaeogeodetic and space-geodetic tests of the ICE-4G (VM2) model. *Journal of Quaternary Science* 17, 491–510.
- Peltier, W.R., 2004. Global glacial isostasy and the surface of the Ice-Age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 111–149.
- Perissoratis, C., Conispoliatis, N., 2003. The impact of sea-level changes during the latest Pleistocene and Holocene times on the morphology of the Ionian and Aegean Seas (SE Alpine Europe). *Marine Geology* 196, 145–156.
- Prandi, P., Cazenave, A., Becker, M., 2009. Is coastal mean sea level rising faster than the global mean? A comparison between tide gauges and satellite altimetry over 1993–2007. *Geophysical Research Letters* 36, 5602–5607.
- Ray, R., Beckley, B., Lemoine, F., 2010. Vertical crustal motion derived from satellite altimetry and tide gauges, and comparisons with DORIS measurements. *Advances in Space Research* 45, 1510–1522.
- Ricard, Y., Richards, M., Lithgowbertelloni, C., Lestunff, Y., 1993. A geodynamic model of mantle density heterogeneity. *Journal of Geophysical Research* 28, 21895–21909.
- Ruegg, J.C., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., de Chaballier, J.B., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., Dimitrov, D., 2009. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175, 78–85.
- Santamaría-Gómez, A., Bouin, M.-N., Collilieux, X., Wöppelmann, 2011. Correlated errors in GPS position time series: implications for velocity estimates. *Journal of Geophysical Research* 116, 1405–1419.
- Schaer, S., Beutler, G., Rothacher, M., Brockmann, E., Wuigert, A., Wild, U., 1999. The Impact of the Atmosphere and Other Systematic Errors on Permanent GPS Networks. IAG Symposium on Positioning. Birmingham.
- Shennan, I., Horton, B.P., 2002. Relative sea-level changes and crustal movements of the UK. *Journal of Quaternary Science* 16, 511–526.
- Shum, C., Kuo, C., Mitrovica, J.X., 2002. Glacial Isostatic Adjustment in the Great Lakes region inferred by tide gauges and satellite altimetry. AGU Spring Meeting Abstracts, p. A14.
- Soudarin, L., Crétau, J., Cazenave, A., 1999. Vertical crustal motions from the DORIS space-geodesy system. *Geophysical Research Letters* 26, 1207–1210.
- Spada, G., Antonioli, A., Cianetti, S., Giunchi, C., 2006. Glacial isostatic adjustment and relative sea-level changes: the role of lithospheric and upper mantle heterogeneities in a 3-D spherical Earth. *Geophysical Journal International* 165, 692–702.
- Stocchi, P., Spada, G., Cianetti, S., 2005. Isostatic rebound following the Alpine deglaciation: impact on the sea level variations and vertical movements in the Mediterranean region. *Geophysical Journal International* 162, 137–147.
- Stocchi, P., Spada, G., 2007. Post-glacial sea-level in the Mediterranean Sea: Clark's zones and role of remote ice sheets. *Annals of Geophysics* 50, 741–761.
- Törnqvist, E., Wallace, D.J., Storms, J.E.A., Wallinga, J., Van Dam, R.L., Blauuw, M., Derrksen, M.S., Klerks, C.J.W., Meijneken, C., Sijnders, E.M.A., 2008. Mississippi delta subsidence primarily caused by compaction of Holocene strata. *Nature Geoscience* 1, 173–176.
- Van Andel, Shackleton, J.C., 1982. Late Paleolithic and Mesolithic coastlines of Greece and the Aegean. *Journal of Field Archaeology* 9, 445–454.
- Van der Beek, P., Braun, J., 1999. Controls on post-mid-cretaceous landscape evolution in the southeastern highlands of Australia: insights from numerical surface process models. *Journal of Geophysical Research* 104, 4945–4966.
- Vigny, C., Simons, W.J.F., Abu, S., Bamphenyu, R., Satirapod, C., Choosakul, N., Subarya, C., Socquet, A., Omar, K., Abidin, H.Z., Ambrosius, B.A.C., 2005. Insight into the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from GPS measurements in Southeast Asia. *Nature* 436, 201–206.
- Wessel, P., Smith, W., 1998. New improved version of the generic mapping tools released. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union* 79, 579.
- Woodworth, P.L., Tsimplis, M.N., Flather, R.A., Shennan, I., 1999. A review of the trends observed in British Isles mean sea level data measured by tide gauges. *Geophysical Journal International* 136, 651–670.
- Woodworth, P.L., Player, R., 2003. The permanent service for mean sea level: an update to the 21st century. *Journal of Coastal Research* 19, 287–295.
- Woodworth, P.L., 2005. Have there large recent sea level changes in the Maldives Islands? *Global and Planetary Change* 49, 1–18.
- Wöppelmann, G., Letetrel, C., Santamaria, A., Bouin, M.N., Collilieux, X., Altamimi, Z., Williams, S.D.P., Martin Miguez, B., 2009. Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame. *Geophysical Research Letters* 36, 12607–12613.

2.3. Extraction du signal à grande longueur d'onde des mouvements verticaux actuels

Les résultats précédents ont permis d'évaluer à l'échelle globale la vitesse des mouvements verticaux actuels, sur les côtes et les continents, et d'identifier les processus qui dominent ces résultats. Ceci a permis de conclure que le signal obtenu est dominé par la contribution de la tectonique locale suivant les régions et à l'échelle globale, des effets post-glaciaires du dernier maximum glaciaire. Ce signal est donc composé de signaux de différentes longueurs d'onde. Extraire le signal de grande longueur d'onde permettrait d'obtenir à partir de données réelles une estimation de ce signal, observations capitales pour les confronter à la modélisation du signal postglaciaire, signal dominant les mouvements verticaux actuels, et pour des applications géodynamiques telles que l'évaluation de la rhéologie et de la structure interne de la Terre.

Ainsi l'objectif de cette partie est de tester la possibilité d'extraire le signal de grande longueur d'onde à partir des données discrètes obtenues par des observations in situ ponctuelles, et obtenir ainsi une estimation de ce signal.

2.3.1. Méthode

Les deux bases de données utilisées correspondent à :

- la base de données produite à partir des mesures des marégraphes et satellites décrite dans la partie 2.2 (*Ostanciaux et al., 2012*). Elle regroupe 649 données qui quantifient les vitesses des mouvements verticaux sur 1992-2009. Par la suite celle-ci sera nommée VGM.
- la seconde base de données est une compilation de notre base de données et des données issues de la bibliographie (présentées dans la partie précédente, *Ostanciaux et al., 2012*). Elle regroupe 1 407 données décrivant les mouvements verticaux aux sites marégraphiques mais également à des stations GPS. Celle-ci sera nommée VGM_Compil.

Ce sont des données discrètes réparties uniquement le long des côtes (VGM) ou essentiellement sur les côtes (VGM_Compil), avec une répartition non homogène, une plus grande concentration des données dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud. Par exemple l'Europe est mieux documentée que l'Afrique. Ceci rend ces données peu adaptées à l'utilisation de méthodes pour filtrer le signal obtenu. De plus il n'y a pas d'incertitudes associées à ces mesures.

Afin d'obtenir une grille régulière de ces données, je les ai interpolées avec un algorithme utilisant les fonctions spline (utilisation de la fonction Surface du logiciel GMT, méthode détaillée dans *Smith and Wessel (1990)*). La figure 43 illustre la répartition des données pour les deux bases, superposées sur les grilles obtenues après l'interpolation. Ceci permet de visualiser les points de mesures des deux bases de données représentant les vitesses des mouvements verticaux actuels et les données interpolées. L'interpolation implique que des zones, même très éloignées des points de mesures, possèdent un signal. Certaines zones ont donc un signal erroné, ainsi par la suite un masque sera construit afin de ne pas prendre en compte des valeurs trop éloignées des points de mesures.

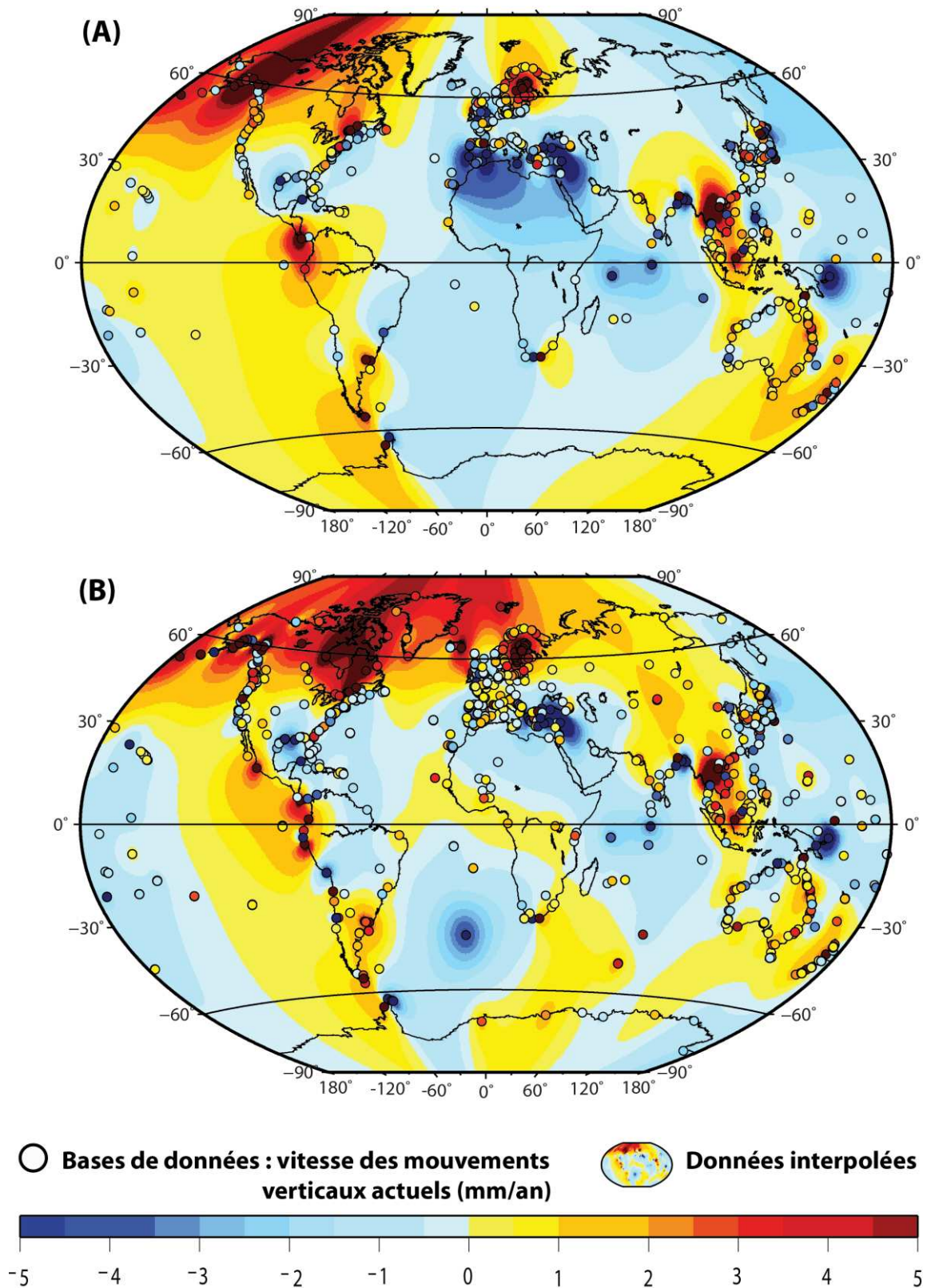


Figure 43 : Bases de données discrètes et interpolées des mouvements verticaux actuels de la lithosphère utilisées

(A) Base de données VGM superposée à la grille des données interpolées ; (B) Base de données VGM_Compil superposée à la grille des données interpolées. Il est à noter que les grilles des données interpolées sont ici représentées en totalité alors que certaines régions ont un signal qui n'est pas contraint par des points de mesures.

Afin d'extraire le signal correspondant aux grandes longueurs d'onde, les grilles obtenues sont filtrées. Pour cela nous avons utilisé les harmoniques sphériques. Les harmoniques sphériques sont des fonctions permettant la décomposition de champs tels que les champs de gravitation, les champs magnétiques ou la topographie sur une sphère, permettant ainsi la réalisation de calculs sur ces champs et leur visualisation. L'amplitude des signaux à la surface de la Terre peut être décrite par les harmoniques sphériques de surface $Y_l^m(\theta, \varphi)$, d'ordre m et de degré l (avec θ et φ respectivement la colatitude et la longitude d'un point donné sur la sphère), avec :

A_l^m est une constante définie par la normalisation ; P_l^m est la fonction de Legendre.

Nous avons utilisé le logiciel gratuit SHTOOLS développé par M. Wieczorek (<http://shtools.ipgp.fr/>) qui fournit de nombreuses routines qui permettent d'effectuer des développements et reconstructions avec les harmoniques sphériques. Ainsi, à partir de nos bases de données interpolées, le signal est décomposé avec les harmoniques sphériques pour chaque point de la sphère puis ensuite reconstruit. Le signal est alors filtré en choisissant le degré maximal voulu pour la reconstruction, les degrés (l) faibles correspondant aux grandes longueurs d'ondes ($\lambda = \text{Circonférence de la Terre}/l$).

Les données ayant été au préalable interpolées, les points de la grille éloignés des points d'appuis ou contraints par peu de données ne doivent pas être pris en compte. Pour cela un masque a été construit de telle sorte qu'il soit dépendant de la répartition des données afin de ne faire apparaître que le signal le plus contraint par des points de mesures. Ainsi il a été construit afin que les données aient au moins n données voisines situées à une distance D inférieure ou égale à la longueur d'onde caractéristique du degré l choisi pour la reconstruction avec les harmoniques sphériques. Le disque ensuite représenté autour de ces données a un rayon tel que : $r = D/2$. Plusieurs valeurs du nombre minimum (n) de données voisines ont été testées. La figure 44 illustre le choix de $n = 3 ; 5$ et 8 . Comme le montre la figure, choisir $n = 8$ peut réduire de façon importante la couverture des données, notamment pour le degré 15. Pour ce qui est de $n = 3$ et 5 , il existe peu de différences pour la couverture des données même pour le degré 15. Ainsi, la limite de 5 semble être correcte afin de conserver suffisamment de données tout en permettant d'éliminer un signal contraint par peu de données.

Afin de tester cette méthode, nous utilisons des signaux synthétiques décrits par différents spectres. Ceux-ci sont choisis afin qu'ils caractérisent des signaux dont la contribution des grandes longueurs d'onde (soit donc avec une magnitude plus ou moins élevée pour les faibles degrés) est plus ou moins importante. Leurs spectres suivent alors des lois du type $1/l^2$ à $1/l^{0.5}$ jusqu'à un signal homogène qui est caractérisé par une contribution équivalente des grandes et petites longueurs d'onde, soit présentant un spectre qui suit une loi de type $1/l^0$.

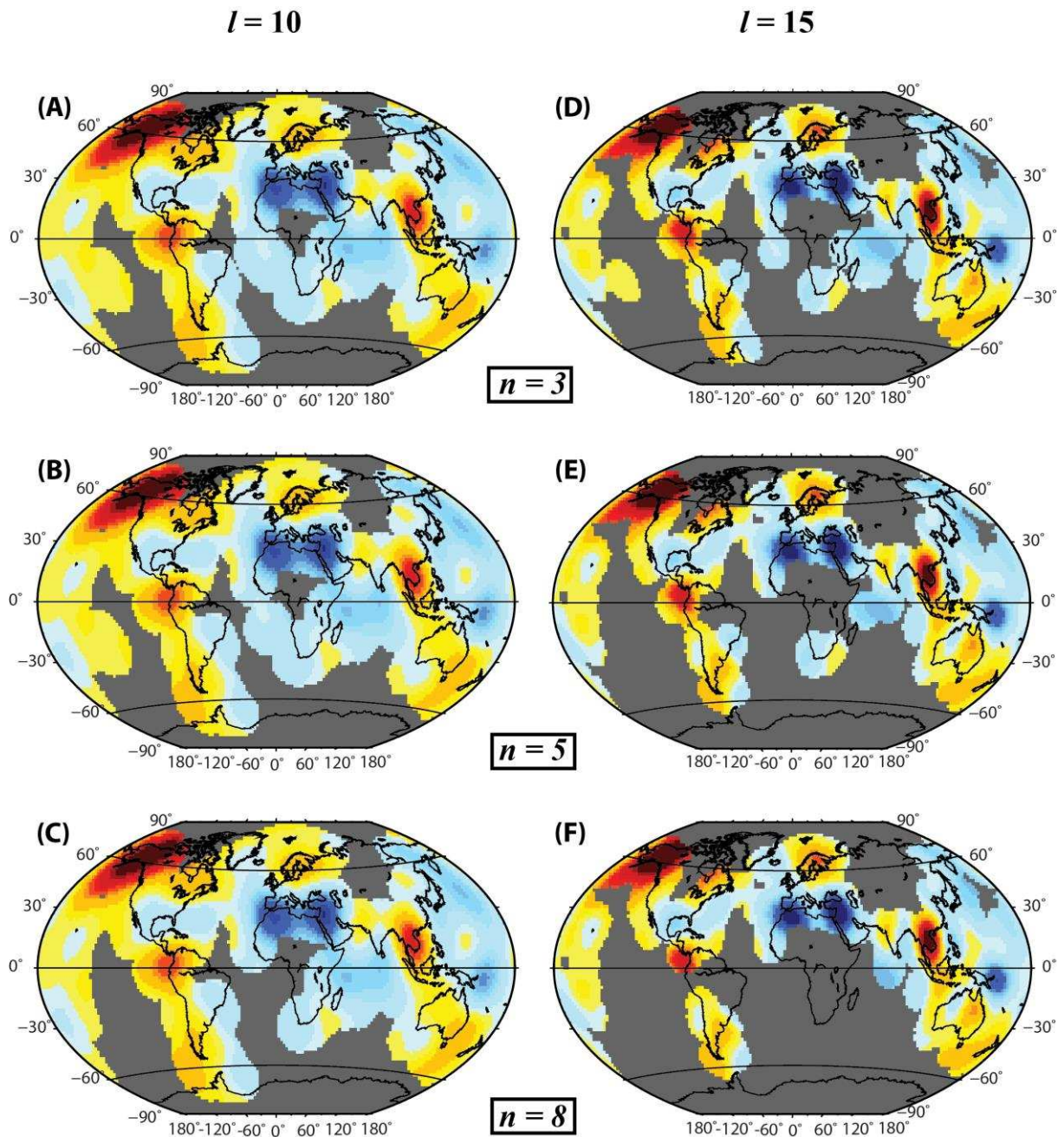


Figure 44 : Masques construits en fonction du nombre minimum (n) de données voisines pour chaque point de mesure

(A), (B) et (C) résultats de la reconstruction jusqu'au degré $l=10$, associés à un masque avec $n=3$ (A), $n=5$ (B), $n=8$ (C), n étant le nombre de voisins minimum choisi ; (D), (E) et (F) résultats de la reconstruction jusqu'au degré $l=15$, associés à un masque pour $n=3$ (D), $n=5$ (E), $n=8$ (F)

L'objectif de ce test est de vérifier les conditions pour lesquelles il est possible de parvenir à reconstruire un signal connu dans sa totalité à partir de points d'échantillonnages. La figure 45 montre par exemple le cas d'un signal synthétique (figure B) construit avec un spectre qui suit une loi du type $1/l^2$ (figure A).

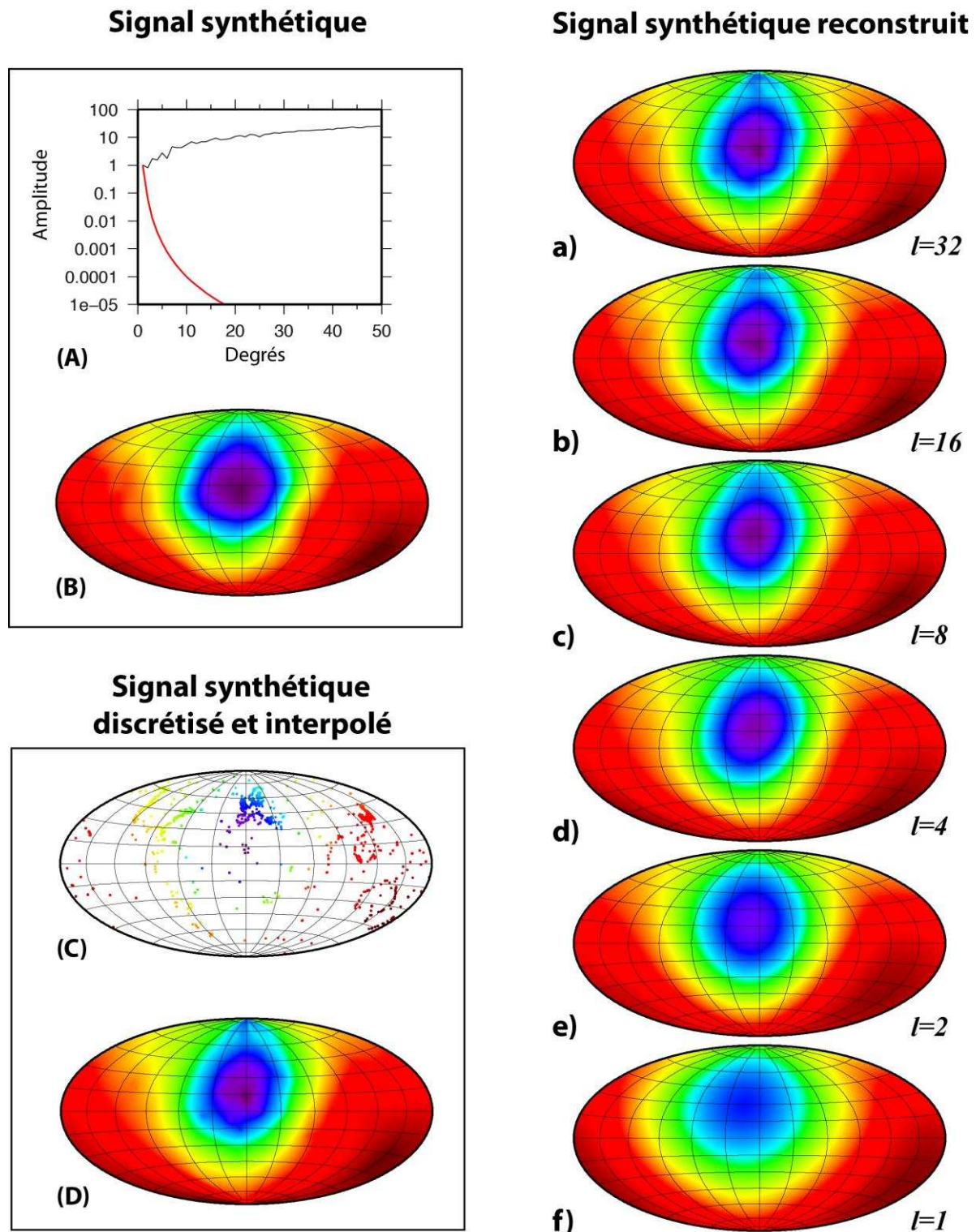


Figure 45 : Signal reproduit à partir d'un spectre d'amplitude élevée pour les faibles degrés

(A) : spectre du signal synthétique de magnitude élevée pour les faibles degrés (grandes longueurs d'onde) ;
 (B) : signal synthétique correspondant au spectre décrit par une loi $1/l^2$; (C) : échantillonnage du signal synthétique aux sites de la base de données réelles VGM_Compil ; (D) : interpolation à partir des données discrètes synthétiques ; a) à f) reconstructions produites avec les harmoniques sphériques, tronquées aux degrés de 1 à 32.

Afin de reproduire le même type de distribution des données que la distribution des bases de données, des données discrètes sont extraites du signal synthétique aux mêmes sites que ceux des bases de données réelles, tel qu'il l'est illustré sur la figure (C). Ensuite le même processus est appliqué, à savoir l'interpolation de ces données discrètes qui produit le signal figurant sur la figure (D). Des différences sont à noter entre le signal complet de la figure (B) et le signal interpolé de la figure (D), par exemple, pour ce dernier la couronne bleu foncé est moins large et comporte des taches plus foncées qui se démarquent. La couronne est entourée de bleu clair qui n'apparaît que sous forme de liseré pour le signal complet. De même le disque central violet est plus petit et de couleur plus claire que pour le signal complet. Ces différences s'expliquent par la perte d'information due à l'échantillonnage puis à l'interpolation. Ceci illustre le cas de l'existence d'un signal complet mais qui n'est connu seulement qu'en certains points. Ceci reproduit donc bien le cas dans lequel nous nous trouvons : la recherche d'un signal, dont nous avons une estimation grâce aux modèles, à partir de points de mesures. Par la suite la reconstruction jusqu'à un degré l donné des signaux synthétiques complets sera comparée à celle des signaux qui ont été échantillonnés. L'interpolation, la décomposition et la reconstruction avec les harmoniques sphériques et le filtrage suivant différents degrés produisent les figures de a) à f). Il est possible de remarquer que pour $l=1$ (figure f), seul le disque violet central n'est pas représenté. Les autres couleurs sont présentes de façon presque identique que celles du signal interpolé, avec cependant un bleu moins foncé par rapport à celui de la couronne du signal interpolé. Le disque central violet apparaît légèrement pour les degrés jusqu'à $l=2$ (figure e), devient clairement identifiable pour $l=4$ et a une magnitude similaire à celle du signal interpolé à partir de $l=8$ illustré sur la figure c). La reconstruction jusqu'au degré 8 permet alors de reproduire la majorité du signal, seuls les détails tels que les taches bleu foncé de la couronne ne sont pas représentés alors qu'elles le sont sur la figure b), pour $l=16$. La figure a) qui représente la reconstruction jusqu'au degré 32 est identique à la figure b). Ces figures montrent clairement le filtrage du signal suivant les différents degrés, avec une identification des détails du signal pour une reconstruction jusqu'à des degrés plus élevés, ici pour $l=16$. De plus le signal d'origine est construit avec une forte contribution des faibles degrés, inférieurs à 10 (spectre de la forme $1/l^2$), ce qui est clairement identifiable puisque les reconstructions pour les faibles degrés, ici jusqu'au degré 8, reproduisent bien la majorité du signal d'origine.

Ainsi ces résultats montrent que la distribution des données permet de reconstruire convenablement le signal original.

Afin de savoir si le signal interpolé est suffisamment représentatif du signal d'origine s'ils sont filtrés jusqu'à un degré l , les résultats des reconstructions des différents signaux synthétiques interpolés et d'origine sont comparés. Par exemple, la figure 46 illustre la comparaison, pour une reconstruction jusqu'au degré 10, des signaux synthétiques complets d'origine décrits par un spectre de type $1/l^0$ à $1/l^2$ (figures a à d) avec les signaux synthétiques qui ont été échantillonnés (figures e à h).

Le choix d'une reconstruction jusqu'au degré 10 est motivé par le fait que le signal postglaciaire est supposé être caractérisé par les grandes longueurs d'ondes, avec des soulèvements sur des distances supérieures à 1 000 km, comme il l'est calculé par les prédictions des modèles de *Paulson et al. (2007)* (figure 47) ou de *Peltier (1994)*, par exemple pour la Fennoscandie et l'Amérique du Nord. Parmi ces deux modèles globaux, celui de *Paulson et al. (2007)* est préférentiellement utilisé par la suite car il représente les prédictions les plus récentes des mouvements verticaux engendrés par le signal postglaciaire.

Reconstruction jusqu'au degré 10

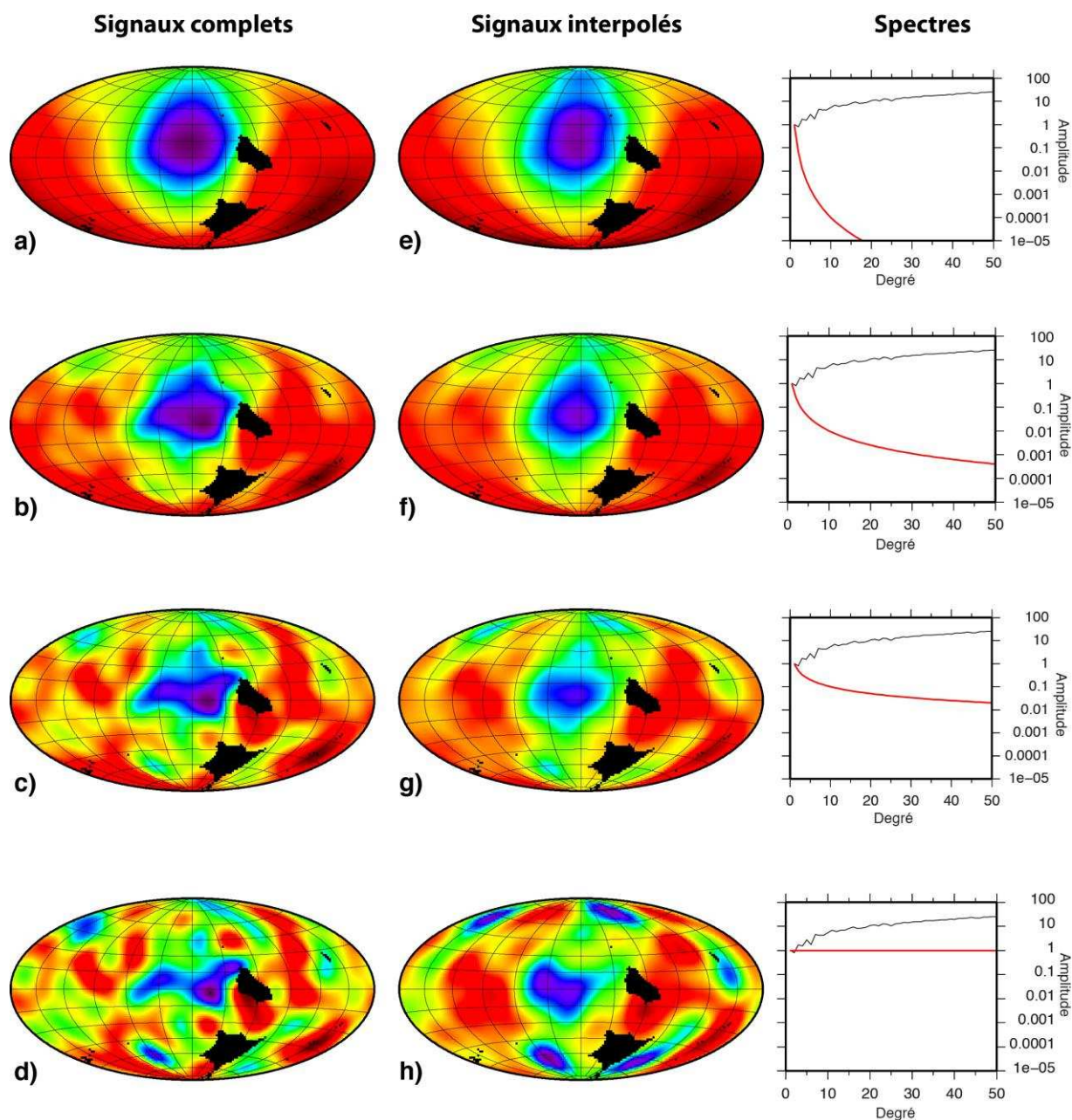


Figure 46 : Comparaison des reconstructions jusqu'au degré 10 des signaux synthétiques complets construits à partir de différents spectres, et celles des signaux synthétiques interpolés.

Figures de a) à d) : signaux synthétiques complets, produits à partir de spectres décrivant une loi de $1/l^0$ à $1/l^2$, illustrés sur la colonne la plus à droite. ; de e) à h) : signaux synthétiques qui ont été obtenus après échantillonnage des signaux complets puis interpolation. Les zones noires correspondent à l'application du masque présenté précédemment (figure 44).

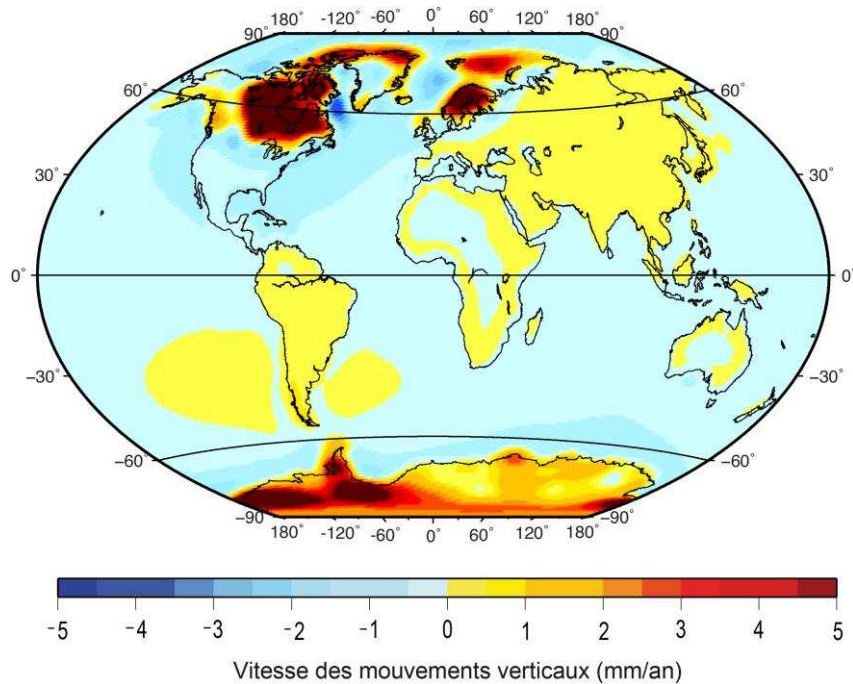


Figure 47 : Vitesses des mouvements verticaux de la lithosphère : signal postglaciaire issu du modèle de *Paulson et al. (2007)*

Sur la figure 46, il est possible d'observer que pour les signaux construits à partir d'un spectre du type $1/l^0$ (figures d et h), signifiant une même contribution des grandes et faibles longueurs d'ondes, il y a de grandes différences entre le signal complet (figure d) et le signal interpolé (figure h). Cela semble sensiblement amélioré pour ceux construits à partir d'un spectre du type $l^{0.5}$ (figures c et g), intégrant une contribution un peu plus importante des grandes longueurs d'ondes, mais il est tout de même très difficile d'observer une ressemblance claire. La correspondance entre les deux signaux est plus satisfaisante pour un spectre du type $1/l^1$ (figures b et f) et elle l'est clairement pour des signaux produits à partir d'un spectre du type $1/l^2$ (figures a et e) qui induit une forte contribution des grandes longueurs d'ondes. Ceci signifie donc qu'un filtrage du signal interpolé jusqu'au degré 10 permet d'obtenir sensiblement le même résultat qu'un filtrage du signal d'origine complet, ceci à condition que son spectre soit du type $1/l^2$. La figure 48 permet de visualiser ceci en 2D, schématiquement. Deux cas sont représentés : le premier (figure A) correspond à un signal complet qui est caractérisé par une contribution égale des grandes et petites longueurs d'ondes, superposé à un signal de grandes longueurs d'ondes. Lorsque le signal est échantillonné en certains points, cette figure montre qu'il ne sera pas possible d'extraire un signal de grandes longueurs d'ondes avec un filtrage, proche de celui du signal d'origine, contrairement au deuxième cas (figure B) correspondant à un signal avec une forte contribution des grandes longueurs d'ondes. Pour ce dernier cas, la forme des signaux dominés par les grandes longueurs d'ondes permet d'obtenir un signal reconstruit à partir des données interpolées, proche de celui issu du signal complet, pour un filtrage favorisant les grandes longueurs d'ondes.

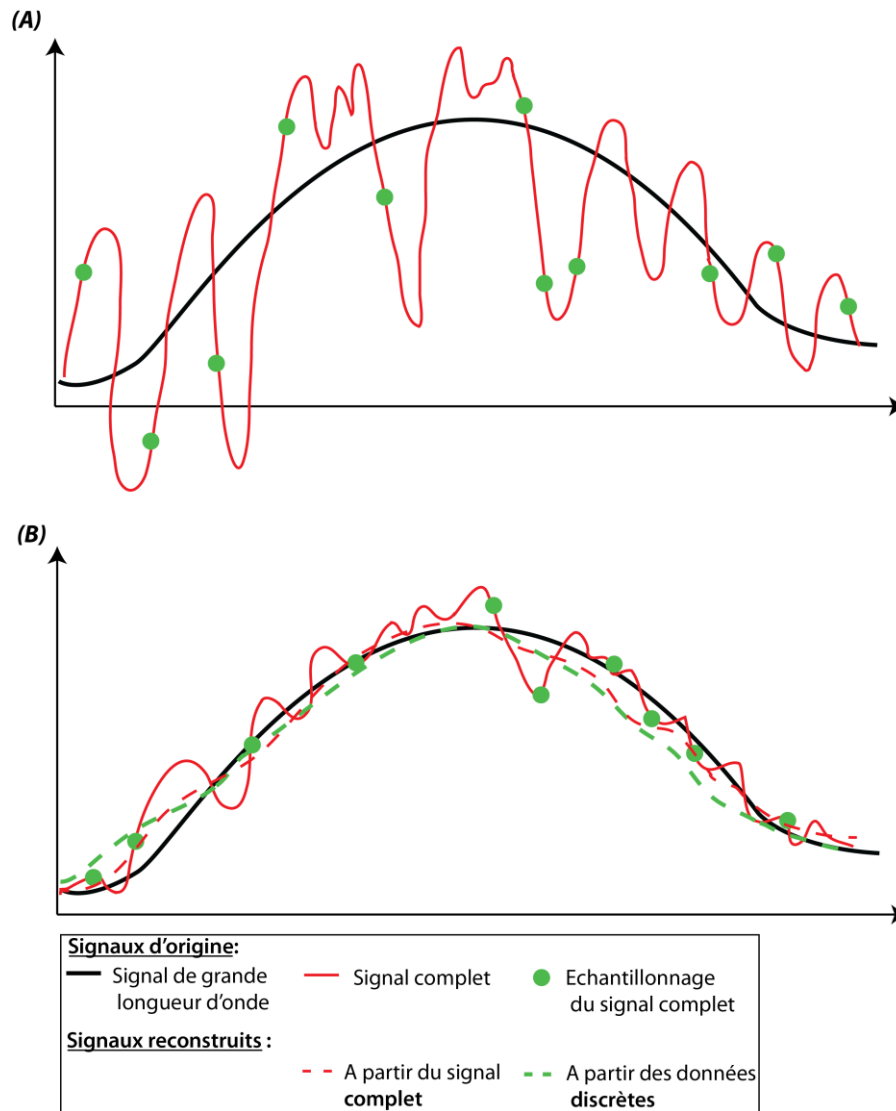


Figure 48 : Comparaison schématique d'un signal caractérisé par un spectre de type $1/l^0$ et $1/l^2$ et de la possibilité de leur reconstruction à partir de leur échantillonnage

(A) représente le cas d'un signal complet caractérisé par un spectre de type $1/l^0$, impliquant une contribution égale des grandes et faibles longueurs d'onde ; (B) représente le cas d'un signal complet caractérisé par un spectre qui favorise une contribution importantes des grandes longueurs d'onde.

Ces résultats montrent ainsi que cette méthode peut permettre d'extraire correctement le signal de grandes longueurs d'onde des données discrètes utilisées dans le cas où le spectre du signal est plus proche du type $1/l^2$ que du type $1/l^{0,5}$, ce qui est supposé pour le signal post-glaciaire.

2.3.2. Résultats

La figure 49 montre les signaux obtenus lorsque les données des deux bases utilisées sont filtrées selon différents degrés : de $l=2$, ce qui signifie que le plus petit détail sur la sphère a une longueur d'onde de 20 000 km, à $l=20$ correspondant à une longueur d'onde de 2 000 km. Le principe de masque présenté précédemment est appliqué (zones grisées) afin de ne considérer que les résultats contraints par suffisamment de données.

L'observation de l'ensemble des résultats permet de constater que pour les deux bases de données, les figures (A), (B), (E) et (F), représentant un filtrage jusqu'aux degrés 2 et 5, montrent des signaux qui présentent moins de détails que ceux illustrés sur les figures (C), (D), (G) et (H) correspondant à des degrés plus élevés. En effet, pour les figures (A) et (F) dont le filtrage jusqu'au degré 2 conduit à figurer uniquement les très grandes longueurs d'onde, au minimum de 20 000 km, les mouvements observés ont une vitesse maximale de -2 à 2 mm/an et seules deux grandes régions se distinguent par des tendances différentes. L'Amérique du Nord, l'Antarctique, le Nord de l'Amérique du Sud et le Nord Est de l'Asie présentent un soulèvement pour les deux bases de données. Celui-ci s'étend également sur l'Europe et la presque totalité de l'Asie pour la base de données VGM_Compil et sur la quasi-totalité de l'Amérique du Sud pour la base VGM. La totalité de l'Afrique, le Sud de l'Asie et l'Australie sont en subsidence selon les résultats des deux bases de données. Cette subsidence s'étend, pour la base VGM, à l'Europe et l'Ouest de l'Asie. Le filtrage jusqu'à un degré un peu plus élevé, $l=5$ (figures B et F) correspondant à des longueurs d'ondes supérieures à 8 000 km, permet de distinguer des mouvements sur des régions plus restreintes avec des amplitudes supérieures, allant jusqu'à 5 mm/an pour le Canada, pour les deux bases de données, à -5 mm/an pour le Sud de la Méditerranée/ Nord de l'Afrique mais représenté uniquement par la base VGM. L'Indonésie et l'Australie présentent des tendances différentes des résultats des figures (A) et (E), avec un soulèvement observé pour les deux bases de données.

Sur les figures (C) et (G), représentant un filtrage jusqu'au degré 10, permettant donc de représenter des longueurs d'onde au minimum de 4 000 km, les régions en soulèvement ou subsidence se distinguent clairement, avec des amplitudes plus élevées, supérieures à 5 mm/an pour l'Alaska (base VGM) et la baie d'Hudson (VGM_Compil) et de l'ordre de -5 mm/an pour l'Est de la Méditerranée par exemple (pour les deux bases de données). Il est à noter pour cette région qu'une seule zone en soulèvement était observée à l'Est sur les résultats de la figure (B) alors que deux sont distinguées sur la figure (C), à l'Est et à l'Ouest. Pour ce qui est de la base VGM_Compil, aucune zone en plus forte subsidence n'était observée sur la figure (F) alors que sur la figure (G) une zone à l'Ouest est présente. La côte Est des Etats-Unis est clairement en subsidence avec une vitesse autour -1 à -2 mm/an pour les deux bases de données alors que cela était moins présent pour la base VGM_Compil avec un filtrage jusqu'au degré 5 (figure (F)). De même la Fennoscandie apparaît en soulèvement avec une vitesse d'au moins 2 mm/an pour les deux bases de données alors que sur la figure (B) (base VGM et $l=5$), le Sud de cette région montrait une faible subsidence.

Le filtrage jusqu'au degré 20, représenté sur les figures (D) et (H), permet de représenter les longueurs d'onde au minimum de 2 000 km. Il est possible d'observer que les mêmes zones distinguées avec le filtrage jusqu'au degré 10, sont représentées de façon similaire, avec le même ordre de grandeur pour les vitesses et les mêmes tendances au soulèvement, telles que pour l'Alaska, la baie d'Hudson, la Fennoscandie ou encore le Sud et le Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, de même que les tendances à la subsidence telles que la côte Est des Etats-Unis et les régions en forte subsidence en Méditerranée. En revanche l'Australie présente un signal différent avec des zones à l'Ouest en subsidence et une partie Est clairement en soulèvement. De même en Indonésie le soulèvement est beaucoup plus clair et localisé, avec une amplitude plus élevée.

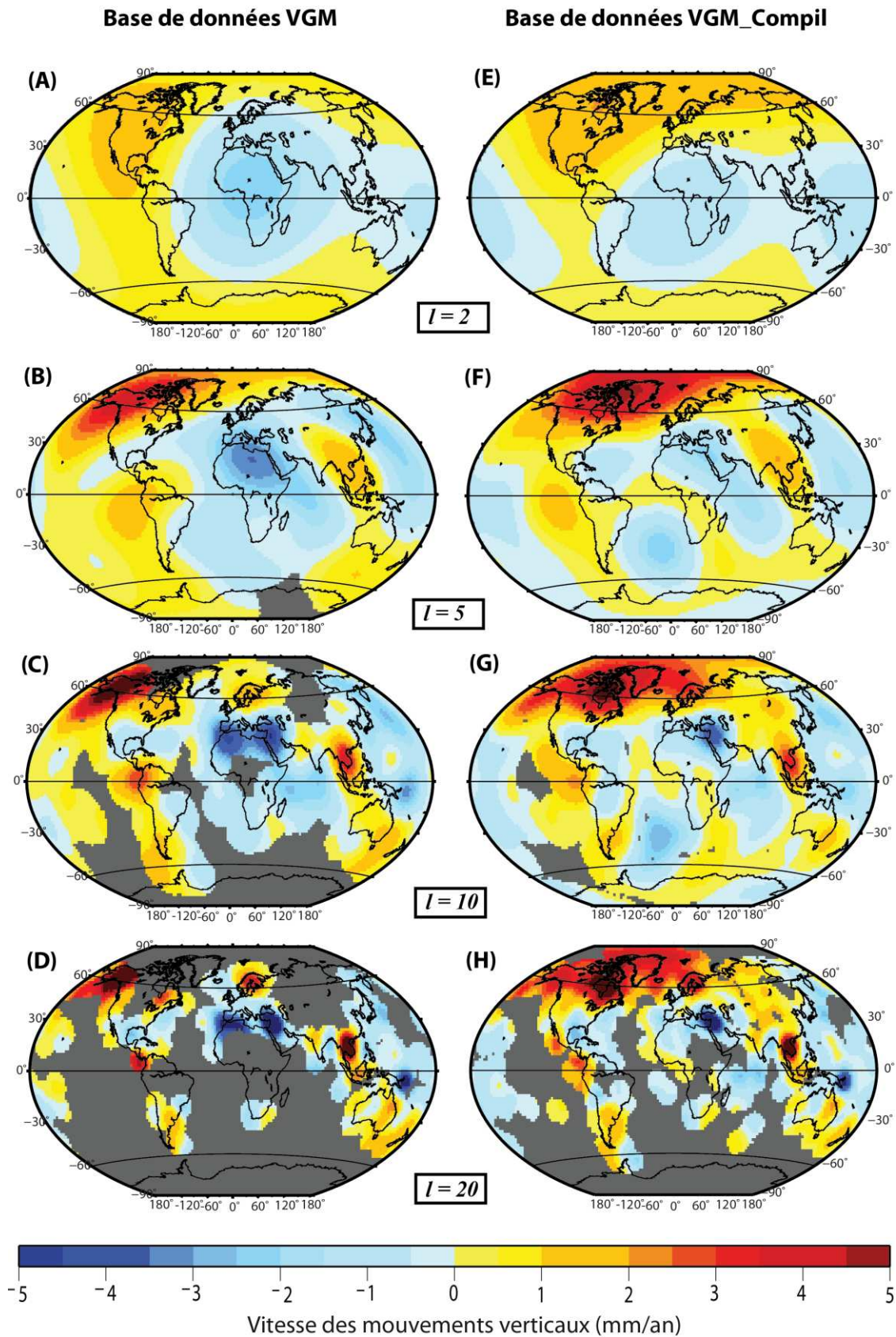


Figure 49 : Résultats de la reconstruction produite avec les harmoniques sphériques jusqu'à différents degrés à partir des bases de données discrètes VGM (colonne gauche) et VGM_Compil (colonne droite)

Ainsi d'après ces résultats, quelques différences existent entre les signaux des deux bases de données, notamment à l'Est de la Méditerranée ou encore la présence au niveau de la baie d'Hudson d'un soulèvement avec des vitesses plus faibles pour la base VGM mais qui peut s'expliquer dans ce cas par une absence de données dans cette région pour cette base de données. Un signal semblable peut être tout de même distingué, en particulier à partir des figures (C) et (G), soit de la reconstruction jusqu'au degré 10. De plus, si ces résultats sont comparés aux prédictions des mouvements verticaux postglaciaires, par exemple du modèle de *Paulson et al. (2007)* illustrés sur la figure 47, il est possible de constater que les résultats les plus similaires avec ces prédictions sont ceux représentés sur les figures (C) et (G). Ceci est discuté plus précisément dans la partie suivante.

2.3.3. Discussion-Conclusion

Les prédictions des différents modèles du signal postglaciaire, montrent des régions caractérisées par des soulèvements ou subsidences avec des amplitudes clairement identifiables. Les régions anciennement englacées, telles que la Fennoscandie ou la baie d'Hudson, présentent le signal le plus distinct, avec un fort soulèvement, jusqu'à 10 mm/an actuellement. Par exemple pour la Fennoscandie, ceci a été évalué à partir de différentes mesures, par exemple par le réseau GPS BIFROST (*Milne et al. 2001*) et prédit par différents modèles que ce soit à l'échelle globale (*Peltier 2004* ou *Paulson et al. 2007*) ou par des études locales telles que *Milne et al. (2001)*. *Steffen and Wu (2011)* proposent également une revue des différents travaux, mesures ou modélisation, effectués pour la Fennoscandie). De même pour la baie d'Hudson, les prédictions des deux modèles globaux (*Peltier 2004* ou *Paulson et al. 2007*) et, localement, notamment *Tarasov and Peltier (2004)*, montrent un soulèvement important, jusqu'à 10 mm/an, ceci en accord avec les observations (eg. *Sella et al. 2007*), même si elles sont moins denses que pour la Fennoscandie (*Wu et al., 2010*). Ces deux régions sont clairement identifiées sur la figure (G), obtenue avec un filtrage de la base VGM_Compil jusqu'au degré 10, alors qu'elles sont moins localisées et identifiables avec le filtrage jusqu'au degré 5 représenté sur la figure (F). Sur la figure (C) (base VGM avec $l=10$) le soulèvement de la baie d'Hudson ne peut être clairement identifié en raison du manque de données, en revanche un fort soulèvement au niveau de l'Alaska est représenté. Celui-ci n'apparaît pas pour les côtes Nord sur les modèles globaux de *Peltier (2004)* et *Paulson et al. (2007)* mais un soulèvement de l'ordre de 1 à 2 mm/an est estimé au Sud de l'Alaska. Ceci a été discuté précédemment dans la partie 2.2, où il a été noté que l'étude locale de *Larsen et al. (2003)* a montré que cette région est dominée par un soulèvement identifié comme le résultat du signal postglaciaire, avec un soulèvement pouvant atteindre 10 mm/an, ce qui est observé dans nos résultats pour le filtrage $l=10$ à partir des deux bases de données, mais de façon plus localisée pour la base VGM. Pour ce qui est du Sud de l'Amérique du Sud, proche de la calotte Antarctique, les deux modèles globaux montrent un soulèvement jusqu'à 2 mm/an, ce qu'il est possible d'observer de façon localisée sur cette région uniquement à partir de la reconstruction jusqu'au degré 10. Pour l'Australie, les prédictions des modèles diffèrent des résultats des deux bases de données, quel que soit le degré de reconstruction. En effet les modèles prévoient une faible subsidence localisée sur les côtes et l'intérieur du continent, or les résultats du filtrage au degré 10 présentent, pour les deux bases, un soulèvement en particulier pour le Sud Est où celui-ci atteint plus de 1 mm/an.

Les régions éloignées des anciennes calottes, telles que la côte Atlantique des Etats-Unis ainsi que la région des Caraïbes, les côtes Méditerranéennes ou encore les côtes Atlantiques de l'Europe, présentent, d'après les modèles globaux, un signal différent de celui des régions anciennement englacées, caractérisé par une faible subsidence de l'ordre de -1

mm/an (*Peltier 2004* et *Paulson et al. 2007*). Pour ce qui est de la Méditerranée, les prédictions des modèles globaux de *Paulson et al. (2007)* et de *Peltier (2004)* montrent une subsidence des côtes de moins de 1 mm/an sauf pour la partie Est pour laquelle ils proposent un soulèvement de moins de 1 mm/an. Ces résultats ont contribué à considérer que le signal postglaciaire a une faible contribution aux mouvements verticaux actuels observés à partir des mesures GPS ou des marégraphes et mesures altimétriques (méthode présentée dans la partie 2.2), à savoir une subsidence pouvant être élevée (*Fenoglio-Marc et al. 2004 ; García et al. 2007*). D'après nos résultats le signal observé est une subsidence de grandes longueurs d'onde (identifié sur les reconstructions jusqu'au degré 5 et 10), pour la totalité de la Méditerranée, avec une zone de forte subsidence commune aux deux bases de données. Celle-ci est située à l'Est, où les modèles globaux estiment un soulèvement. Cette différence entre les observations et les modèles pourrait alors provenir de mouvements verticaux purement tectoniques qui viendraient alors s'ajouter au signal de grandes longueurs d'onde postglaciaire comme il l'est suggéré par *García et al. (2007)* et discuté dans la partie 2.2. De nombreux travaux sont consacrés à caractériser le signal postglaciaire pour la Méditerranée (*Lambeck and Bard 2000b ; Stocchi et al. 2008 ; Stocchi and Spada 2009 ; Tsimplis et al. 2011 ; Lambeck et al. 2011*) mais les conclusions de ces études locales ne montrent pas de variabilité importante telle qu'il l'est observé dans les observations et nos résultats mais également ils concluent qu'il est complexe de discriminer la part du signal postglaciaire dans les observations des mouvements verticaux et des variations du niveau marin récentes en Méditerranée. De plus *Mitrovica and Davis (1995)* montrent que les prédictions des variations du niveau marin et des mouvements verticaux peuvent varier spatialement de façon importante dans ces régions éloignées des anciennes calottes suivant les paramètres utilisés pour les modèles, notamment le choix du profil de viscosité. Ceci est le cas pour la côte Est des Etats-Unis, la Méditerranée et les côtes Atlantiques de l'Europe, pour lesquelles les tendances peuvent varier, montrant, pour la même région, un soulèvement ou une subsidence selon le profil de viscosité choisi. Les deux modèles globaux montrent une légère subsidence pour la côte Est des Etats-Unis, signal qui est clairement observé pour une reconstruction jusqu'au degré 10 pour les deux bases de données, de même que pour les côtes Ouest de l'Europe, estimée également par l'étude locale de *Lambeck (1997)*.

Ainsi, d'après ces résultats, il est possible de constater que c'est à partir du degré 10, soit une longueur d'onde de 4 000 km, que le signal obtenu à partir des deux bases de données correspond le plus à celui attendu du signal postglaciaire, avec notamment le soulèvement de la Fennoscandie, de la baie d'Hudson, de l'Alaska et au Sud de l'Amérique du Sud, même s'il existe d'autres régions pour lesquelles des disparités sont observées. Ainsi ceci permettrait de conclure que le signal postglaciaire présente une longueur d'onde caractéristique de l'ordre de 4 000 km et que ces résultats fournissent une estimation à partir d'observations directes des mouvements verticaux postglaciaires. Cependant la répartition des données utilisées, essentiellement sur les marges continentales, ne permet pas de confronter plus précisément les signaux filtrés obtenus avec les prédictions des modèles dans ces mêmes zones. En effet les prédictions y sont soumises au contraste de la transition entre le domaine marin et continental traduit par la fonction océan et ne reflètent donc pas le signal postglaciaire de grande longueur d'onde que subissent l'ensemble des surfaces continentales. Il est possible cependant de comparer ces résultats avec les prédictions des modèles extraites le long des côtes avec le même type d'échantillonnage correspondant à la répartition des données que nous avons utilisées. La figure 50 présente le signal que nous avons obtenu à partir de la reconstruction réalisée avec les harmoniques sphériques, jusqu'aux degrés 5, 10 15 et 20 mais représentés uniquement le long des côtes.

Base de données VGM_Compil

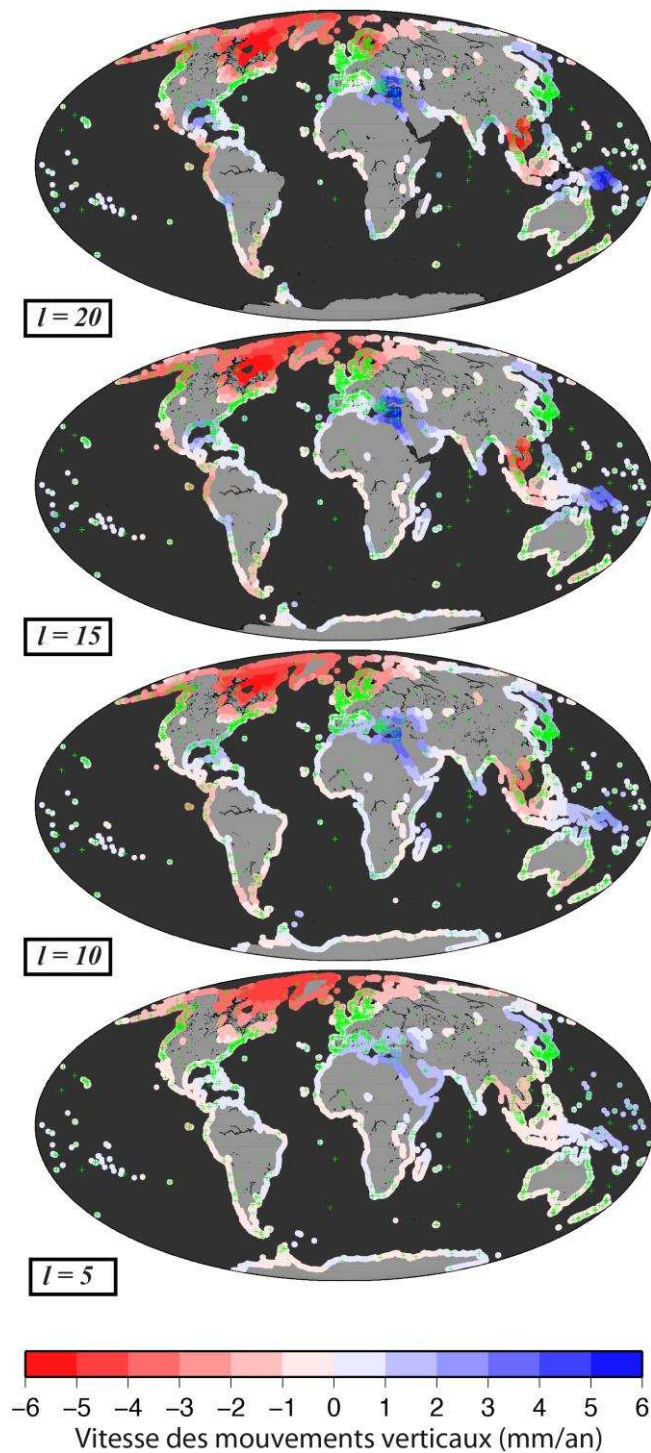


Figure 50: Résultats de la reconstruction produite à partir de la base de données VGM_Compil, avec les harmoniques sphériques jusqu'aux degrés 5, 10 15 et 20, illuminés uniquement le long des côtes.

Les croix vertes représentent les points de mesures qui avaient été retenus pour réaliser la reconstruction.

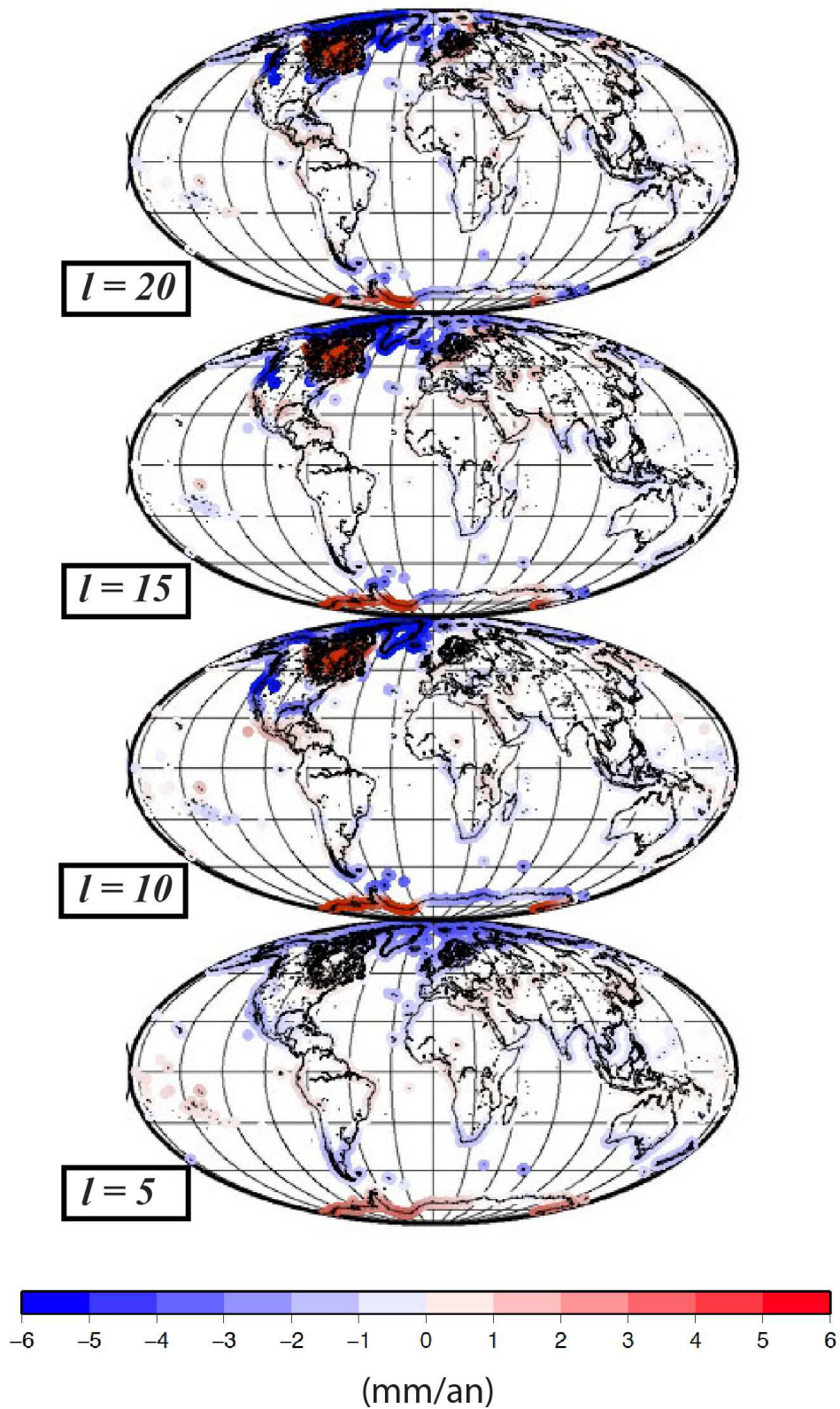


Figure 51: Résultats de la différence entre les reconstructions du signal échantillonné puis interpolé et celles du signal global des prédictions de *Paulson et al. (2007)*, produites avec les harmoniques sphériques jusqu'aux degrés 5, 10 15 et 20.

La couleur rouge indique que les vitesses du signal qui a été au préalable échantillonné sont supérieures à celles du signal global; inversement la couleur bleue indique qu'elles sont plus faibles que celles du signal global.

Afin de comparer ces résultats avec les prédictions du modèle de *Paulson et al. (2007)* le long des côtes, nous avons appliqué, à ces prédictions, le même protocole que celui que nous avons utilisé pour reconstruire et filtrer nos résultats issus de nos bases de données des vitesses des mouvements verticaux. Nous avons ainsi dans un premier temps échantillonné ces prédictions aux points de mesures de la base de données VGM_Compil puis interpolé ces résultats pour ensuite décomposer puis reconstruire avec les harmoniques sphériques ce dernier signal, jusqu'à différents degrés. La figure 51 permet de représenter la différence, le long des côtes, des résultats de ce signal qui a été au préalable échantillonné, interpolé puis reconstitué et ceux obtenus à partir de la reconstruction du signal global, non échantillonné au préalable.

Ceci permet de constater que les différences les plus importantes concernent les régions dont les prédictions des mouvements verticaux sont de plus fortes amplitudes (cf. figure 47) à savoir l'Antarctique, l'Amérique du Nord, particulièrement la baie d'Hudson et le Groenland, et la Fennoscandie. Ces différences n'excèdent pas ± 6 mm/an. La reconstruction jusqu'au degré 5 montre des différences plus faibles que pour les degrés supérieurs à 10. Pour l'ensemble des reconstructions aux différents degrés, ces résultats montrent que l'échantillonnage du signal global semble conduire à une sous-estimation des vitesses par rapport à celles des reconstructions du signal global. Ceci n'est cependant pas vrai pour la baie d'Hudson et l'Antarctique pour les degrés supérieurs à 10. Ces régions sont à la fois caractérisées par des vitesses élevées de soulèvement mais également par un échantillonnage plus faible que d'autres régions, telles que la Fennoscandie où le soulèvement est également important. Un signal avec des vitesses très élevées et contraint par peu de points de mesures semble alors conduire à surestimer les vitesses des mouvements verticaux par rapport au signal global. La figure 52 permet de mettre en évidence pour différents degrés de reconstructions produites avec les harmoniques sphériques, la corrélation le long des côtes entre le signal obtenu à partir d'un échantillonnage préalable et celui obtenu à partir du signal global.

Ces résultats permettent de montrer qu'il existe, pour l'ensemble des différents degrés de reconstruction, une bonne corrélation entre le signal qui a été échantillonné et le signal global. En effet les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0,79 et les pentes des droites de régression ne sont pas inférieures à 0,6. La meilleure corrélation entre ces deux signaux se trouve, pour la reconstruction jusqu'au degré 5, avec un coefficient de corrélation de 0,91 et une pente de la droite de régression de 0,99. Ceci est cohérent avec la faible amplitude des écarts entre les deux signaux pour le degré 5, mise en évidence sur la figure 51. La reconstruction jusqu'au degré 10 présente également une très bonne corrélation avec un coefficient de corrélation à 0,89 et une pente à 0,66.

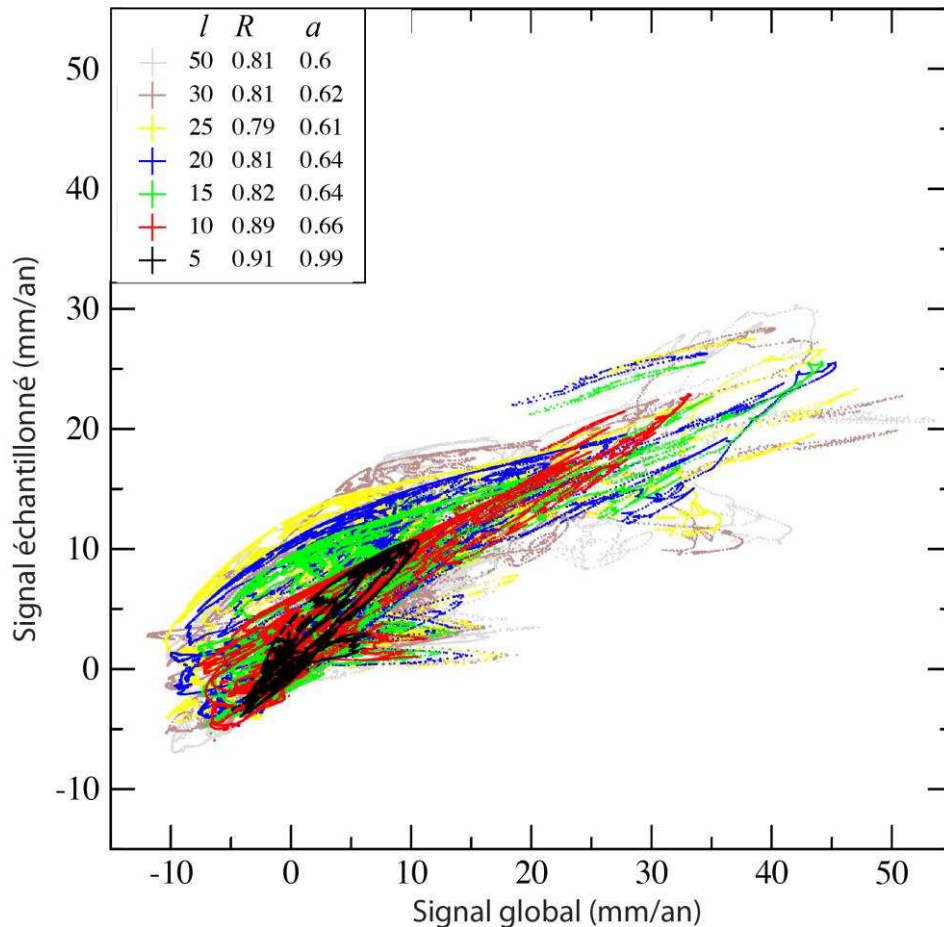


Figure 52: Corrélation, le long des côtes, entre les vitesses du signal échantillonné puis interpolé et celles du signal global des prédictions de *Paulson et al. (2007)*, produites avec les harmoniques sphériques.

l : correspondent aux différents degrés de reconstructions produites avec les harmoniques sphériques. *R* est le coefficient de corrélation et *a* est la pente de la droite de régression.

Ces résultats permettent ainsi de conclure que le signal que nous avons obtenu à partir de notre base de données discrètes peut être représentatif du signal global que cette base de données discrétise. La reconstruction jusqu'au degré 10 de notre signal obtenu à partir de ces points de mesures peut donc être représentative du signal postglaciaire le long des côtes.

2.4. Conclusions

Le travail présenté dans ce chapitre nous a permis de quantifier les vitesses des mouvements verticaux le long des côtes à l'échelle globale et régionale à partir de notre base de données réalisée avec les mesures du niveau marin par les altimètres et les marégraphes. A partir de ces résultats nous avons pu mettre en évidence les processus dominant la déformation de la Terre solide à court terme. Nous pouvons conclure que le signal observé est le résultat de l'action de processus engendrant des variations sur de courtes longueurs d'ondes telles que la géodynamique des marges actives et sur des longueurs d'ondes plus importantes, de 1 000 à 4 000 km, telles que le rebond postglaciaire. Nous avons également pu mettre en évidence que ces processus engendrent des mouvements verticaux dont les vitesses de variation peuvent être localement du même ordre de grandeur, supérieures à ± 1 mm/an. Pour certaines régions le rebond postglaciaire peut engendrer des vitesses plus importantes,

supérieures à ± 10 mm/an. La vitesse de la hausse récente du niveau marin global est inférieure à 3 mm/an mais elle n'est pas uniforme et peut ainsi varier de ± 20 mm/an. Ces vitesses sont donc du même ordre de grandeur que les vitesses de variation des mouvements verticaux actuels. L'inondation des côtes est ainsi dépendante à la fois de ces variations du niveau marin mais également de celles des mouvements verticaux le long des côtes. Ainsi nous avons mis en parallèle le signal des mouvements verticaux reconstruit jusqu'au degré 20 que nous avons obtenu et les mesures absolues des variations du niveau marin actuelles enregistrées par les altimètres. Le signal reconstruit jusqu'au degré 20 permet de traduire l'ensemble du signal des mouvements verticaux actuels, constitué du signal de grandes longueurs d'ondes du rebond postglaciaire mais également des signaux de plus petites longueurs d'ondes tels que les mouvements verticaux résultant du contexte géodynamique des marges. Ces résultats sont présentés sur la Figure 53.

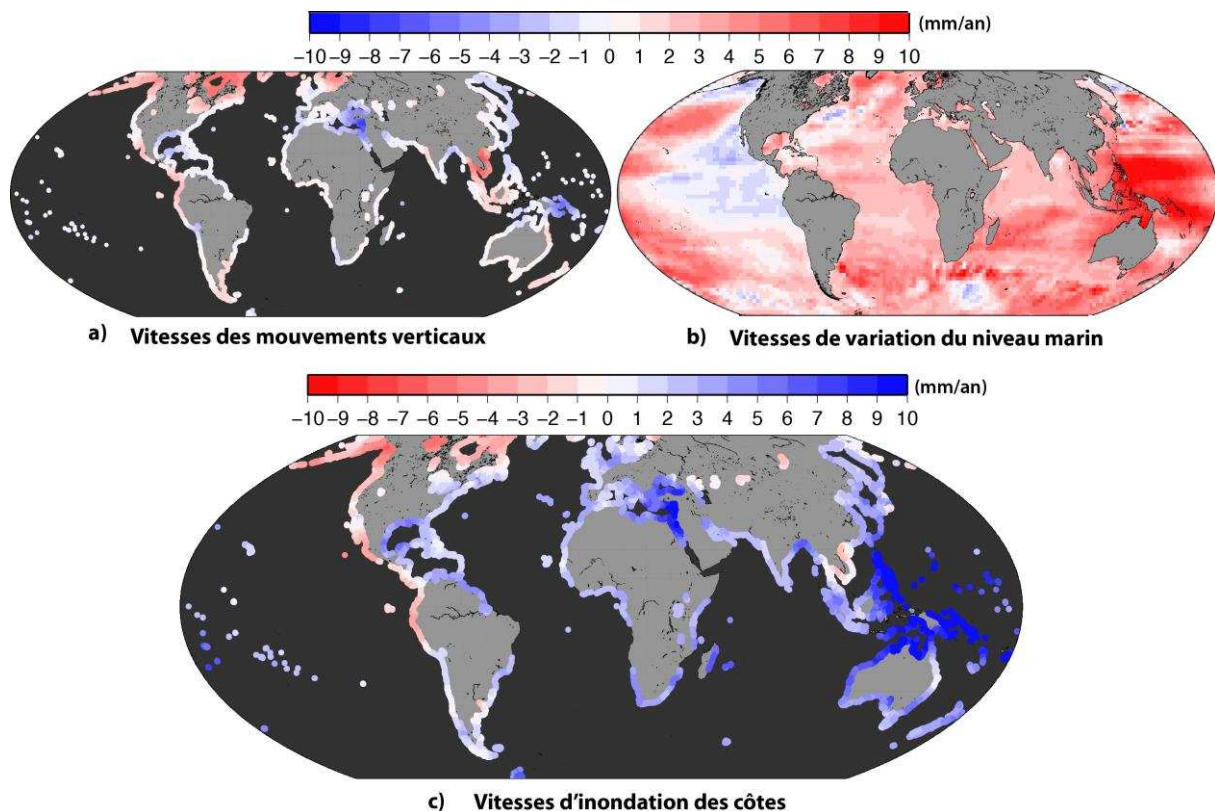


Figure 53: Estimations des vitesses d'inondation actuelle des côtes

Ces résultats ont été obtenus à partir de la somme du signal des mouvements verticaux reconstruits jusqu'au degré 20 (a) et celui des variations absolues du niveau marin mesurées par les altimètres (source: AVISO) (b). Pour ces deux cartes, l'échelle de couleur permet de faire correspondre la couleur rouge aux tendances au soulèvement pour les mouvements verticaux et à la hausse du niveau marin pour les mesures des altimètres; inversement le bleu indique respectivement une subsidence ou une baisse du niveau marin. Pour la carte des vitesses d'inondation (c), le rouge traduit une tendance à l'émersion des côtes tandis que le bleu traduit une tendance à l'inondation.

A partir de ces estimations, il est possible de constater que les côtes australiennes, et celles de l'ensemble des îles au Nord de l'Australie, ainsi que les côtes orientales de la Méditerranée, seraient les plus exposées à la hausse du niveau marin, avec des vitesses d'inondation importantes, pouvant être supérieures à 10 mm/an. A l'inverse, les côtes Ouest et Nord-américaines ainsi que les côtes Nord-Ouest de l'Amérique du Sud semblent les moins exposées, avec une tendance à l'émersion jusqu'à 8 mm/an.

Comme nous l'avions discuté dans la première partie de ce chapitre, notre base de données des mouvements verticaux ne permet pas d'accéder à une précision importante des vitesses. Ainsi, afin d'améliorer la précision des estimations des vitesses d'inondation et obtenir un signal plus robuste, une analyse plus précise des données utilisées en amont (mesures marégraphiques et altimétrie) serait nécessaire. De même, la méthode de *Kuo et al. (2008)* qui permet d'évaluer les mouvements verticaux à partir des données des marégraphes et des satellites en tirant profit des enregistrements longs des marégraphes serait intéressante à utiliser à l'échelle globale mais elle est difficile à mettre en place sur une telle échelle. Enfin, l'augmentation à venir de la durée des séries temporelles des altimètres, des marégraphes et des GPS, pourrait permettre également de préciser l'estimation des vitesses d'inondation. La démarche que nous avons présentée dans ce chapitre peut ainsi représenter une opportunité importante pour la calibration des modèles du signal postglaciaire mais également pour la quantification des mouvements verticaux de la lithosphère face à l'augmentation récente du niveau marin.

Chapitre 3.

Les variations passées du niveau marin : les mouvements verticaux au Crétacé

Le Crétacé moyen est caractérisé selon les chartes eustatiques existantes (*Vail et al. 1977a* ; *Haq et al. 1987* ; *Haq and Al-Qahtani 2005* ; *Miller et al. 2005*) par une hausse du niveau marin avec un maximum eustatique durant le Cénomaniens et le Turonien (99-94 Ma et 93-89 Ma). Cependant l'amplitude et la cause de ce maximum font encore l'objet de discussions dont l'examen semble remettre en cause l'hypothèse d'une variation uniforme du niveau marin. De nombreux travaux ont été produits pour caractériser les variations du niveau marin durant le Crétacé. Certaines études sont très locales (*Wilson, 1991*), régionales (*Pindell and Tabbutt, 1995*) ou globales (*Smith et al., 1994*). Les résolutions temporelles choisies sont également variables, certains travaux ayant choisi une basse résolution en caractérisant l'ensemble du Crétacé inférieur ou supérieur, d'autres à plus haute résolution permettent de définir l'état du niveau marin sur un intervalle de temps beaucoup plus restreint (*Villamil and Arango, 1998*). De la même façon, les données utilisées et fournies par les différents auteurs sont d'origines variables: profils sismiques, chartes stratigraphiques, log ou cartes paléogéographiques. Trois méthodes sont généralement envisagées pour quantifier la magnitude des variations du niveau marin : la cartographie de l'empiètement continental, l'analyse des variations de faciès sur une section ou encore la stratigraphie séquentielle. Ces trois méthodes sont imparfaites car, si les deux premières sont fondées sur des enregistrements parcellaires, la troisième convoque des hypothèses parfois grossières sur les modalités de dépôt.

Dans l'objectif de tester l'existence d'un signal synchrone du maximum eustatique durant le Cénomaniens-Turonien, nous avons choisi de réaliser, à partir de données stratigraphiques, des reconstructions paléogéographiques à l'échelle globale à l'Albien, au Cénomaniens et au Turonien, ceci en faisant systématiquement état de l'origine et la qualité des données sur lesquelles nous nous sommes appuyés.

Tout d'abord, afin de comprendre les origines et les arguments des débats sur le niveau marin au Crétacé, la première partie de ce chapitre est consacrée à faire le point sur les connaissances et les incertitudes concernant le contexte climatique, tectonique et eustatique du Crétacé moyen.

3.1. Le Crétacé de l'Albien au Turonien : contexte eustatique, géodynamique et climatique

3.1.1. Variations eustatiques de l'Albien au Turonien

Les différentes cartes paléogéographiques montrent une Terre avec une inondation importante des continents durant le milieu du Crétacé, avec environ un tiers des terres actuelles submergées (figure 54).

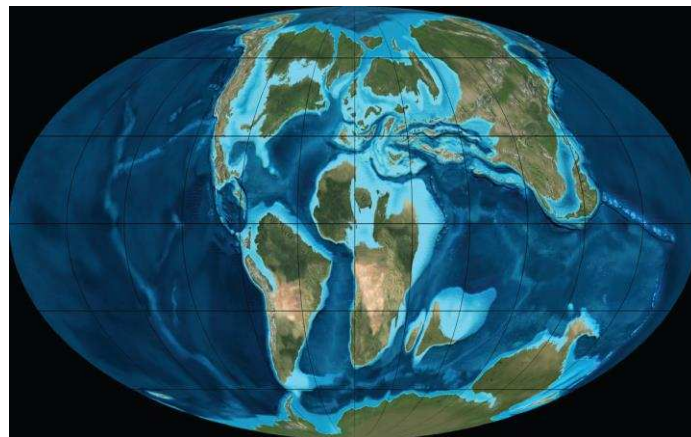


Figure 54 : Inondation des continents durant le Turonien (Scotese, 2002, <http://www.scotese.com>, PALEOMAP website).

Le Crétacé est clairement estimé par les différents auteurs comme étant une période présentant une forte transgression, atteignant pour la plupart un maximum durant le Cénomaniens-Turonien, comme le montre la figure 55.

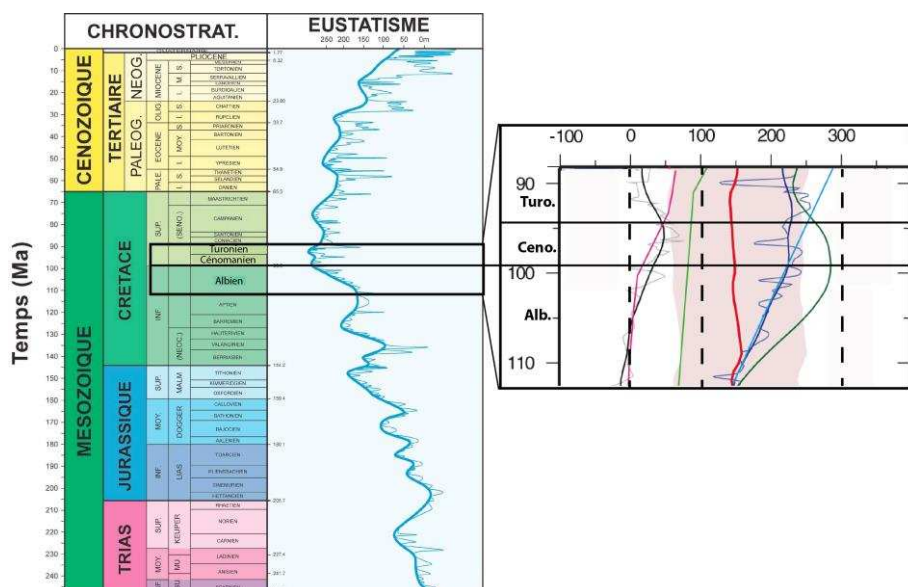


Figure 55 : Estimations de l'amplitude eustatique au cours de l'Albien, Cénomaniens et Turonien

A gauche : charte eustatique de Haq et al. (1987) issue de Hardenbol et al. (1998) ; à droite : courbes eustatiques de l'Albien au Turonien, regroupées dans Müller et al. (2008).

Si de multiples sources convergent pour confirmer l'existence de ce haut niveau marin, la détermination de son amplitude diffère suivant les travaux, comme il est possible de le constater sur la Figure 53 (figure de droite). Elle va de 50 à 300 m au-dessus du niveau marin actuel selon les différents travaux. Le tableau ci-après (tableau 2) regroupe les différentes estimations de l'amplitude du maximum eustatique qui a été faite suivant les différents travaux, en précisant la méthode qu'ils ont utilisée.

Référence	Amplitude (m)	Méthode	Localisation des données
Vail et al., 1977; Haq et al., 1987	250	Onlap côtier	Répartition mondiale; Pas de précision sur localisation
Haq et al., 2005	300	Onlap côtier	Plaque Arabe
Harrison, 1990	150	Empiètement continental	Cartes paléogéographiques mondiales
Bond, 1979	80 à 200	Empiètement continental	Cartes paléogéographiques mondiales
Watts et al., 1979	110	Backstripping	New Jersey; Scotia
Sahagian et al., 1996	50 à 80	Backstripping	Plateforme Russe; Nord Sibérie
Miller et al., 2005	50 à 70	Backstripping	New Jersey

Tableau 2 : Estimations de l'amplitude du maximum eustatique durant le Cénomanién-Turonien suivant les différents travaux existants

Ceci permet de mettre en évidence l'écart important qu'il existe entre les différentes estimations, suivant la méthode utilisée. Il existe jusqu'à 200 m de différence entre l'estimation de *Haq et al. (1987)* réalisée à partir de l'onlap côtier et celles de *Miller et al. (2005)* et de *Sahagian et al. (1996)* faites à partir du backstripping sur la marge du New-Jersey et de la plateforme russe respectivement. Les estimations réalisées à partir de l'empiètement continental sont également environ 50 à 100 m (*Bond 1979* et *Harrison 1990* respectivement) plus faibles que l'estimation de *Haq et al. (1987)*.

La partie suivante est consacrée à confronter ces écarts sur les observations avec les processus évoqués pour expliquer ce maximum eustatique durant le Cénomanién-Turonien. Elle est donc consacrée à une revue des différents processus envisagés en précisant la contribution relative de chacun à l'amplitude de ce maximum eustatique.

3.1.2. Hypothèses existantes sur les processus responsables

3.1.2.1. Contexte géodynamique

Les estimations de l'âge de la croûte océanique, à partir des anomalies magnétiques, permettent de situer le début de la dislocation du supercontinent, la Pangée, au Permo-Trias (environ 250 millions d'années). Le Crétacé est caractérisé par l'ouverture de plusieurs océans : l'océan Atlantique Sud, l'océan Indien, l'océan circum-Antarctique et la poursuite de l'ouverture de l'océan Atlantique Nord. Ainsi le bassin océanique global se voit fractionné en plusieurs bassins océaniques (figure 56). Ce contexte géodynamique extensif suppose une

topographie ayant des reliefs peu élevés et peu de formation de relief par rapport à l'actuel (figure 56).

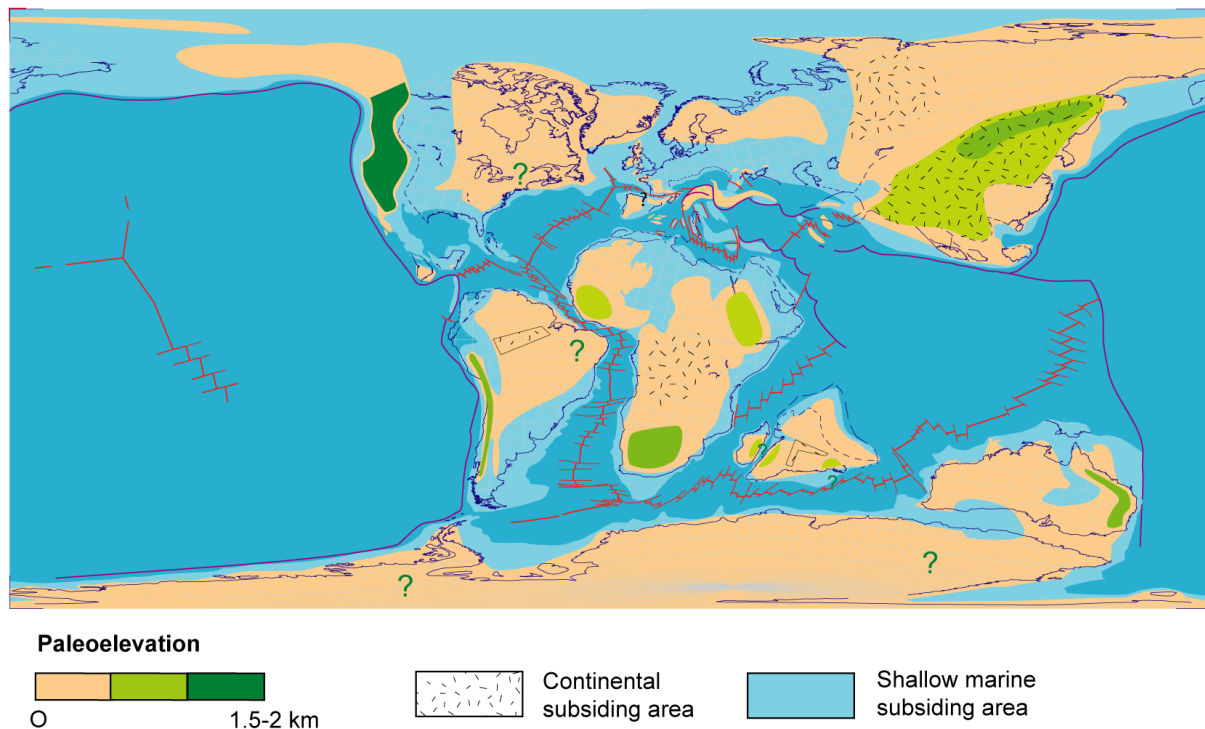


Figure 56 : Estimation de la topographie durant le Cénomanién (C. Robin et F. Guillocheau, communication personnelle)

La variation du volume des bassins océaniques au cours du temps (tectono-eustatisme) a été dans un premier temps avancée comme étant le contributeur majeur des cycles de transgression/régression de premier ordre et donc du maximum eustatique du Cénomanién-Turonien (e.g. *Hays and Pitman 1973 ; Vail et al. 1977a ; Kominz 1984 ; Miller et al. 2005*). Les variations de l'âge moyen de la lithosphère océanique, du volume et de la longueur globale des dorsales engendrent une variation du volume des bassins océaniques conduisant à une variation du niveau marin global pouvant atteindre 200 m sur des millions d'années (c.f. chapitre 1). Une telle variation correspondant en amplitude et en résolution temporelle aux grandes variations eustatiques du premier ordre, le tectono-eustatisme apparaît être un candidat idéal pour expliquer ces variations observées. Cependant il y a un débat sur le ou les paramètres à l'origine de la variation de volume des bassins océaniques au cours du temps et ainsi de l'amplitude du maximum eustatique durant le milieu du Crétacé. Une augmentation de la vitesse moyenne des dorsales durant le Crétacé moyen aurait pu être envisageable pour expliquer l'amplitude du maximum eustatique. *Kominz 1984* ont estimé une vitesse deux fois plus rapide que la vitesse moyenne actuelle, suivis par les travaux de *Larson 1991*) Cependant, par la suite, l'existence de l'augmentation de la vitesse d'expansion moyenne et sa nécessité pour expliquer cette amplitude ont été remises en cause (*Heller et al. 1996 ; Rowley 2002 ; Cogné and Humler 2004 ; Cogne and Humler 2006 ; Cogné et al. 2006 ; Korenaga 2007*). De même, la longueur globale des dorsales est estimée peu variable au cours des temps géologiques (*Rowley 2002 ; Cogné and Humler 2004 ; Cogne and Humler 2006*). Un processus autre que la dynamique des dorsales est alors considéré : le rapport entre l'âge et la surface du plancher océanique global en fonction de la phase d'agrégation ou de dislocation d'un supercontinent (*Heller and Angevine 1985 ; Cogné et al. 2006 ; Cogné and Humler*

2008). Un âge moyen de la lithosphère océanique, inférieur à l'âge moyen actuel, peut conduire à une diminution du volume du bassin océanique global (c.f. chapitre 1). L'ouverture de plusieurs bassins océaniques durant le milieu du Crétacé et la subduction du plancher océanique de la Téthys d'une partie du Pacifique, ont pu contribuer au rajeunissement global de la lithosphère océanique et contribuer ainsi à l'augmentation du niveau marin eustatique durant cette période, de l'ordre de 100 ± 50 m (*Heller and Angevine 1985 ; Cogné et al. 2006 ; Cogné and Humler 2008*). Récemment *Seton et al. (2009)* suggèrent que, durant le milieu du Crétacé, l'augmentation du niveau marin eustatique s'explique par la contribution à la fois d'une augmentation de la vitesse d'expansion et d'un rajeunissement de l'âge moyen de la lithosphère suite à la dislocation de la Pangée.

Les estimations de l'impact d'une variation du volume du bassin océanique global sur le niveau marin eustatique, soit à cause de la dynamique des dorsales, à un rajeunissement de la lithosphère océanique ou une contribution des deux, sont du même ordre de grandeur suivant les travaux, à savoir de l'ordre de 100 à 150 m pour le milieu du Crétacé (e.g. *Heller and Angevine 1985 ; Heller et al. 1996 ; Miller et al. 2005 ; Cogné et al. 2006 ; Müller et al. 2008*). Suivant ces estimations, ce processus expliquerait alors 40 à 60% de l'amplitude du maximum eustatique déterminée par *Haq et al. (1987)* et 100% de l'amplitude estimée par *Miller et al. (2005)*.

La mise en place des grandes provinces magmatiques (plateaux océaniques) engendre une diminution du volume du bassin océanique global (c.f. chapitre 1). Le volume total et la chronologie de leur mise en place présentent des incertitudes (*Müller et al., 2008*) mais la mise en place de plateaux océaniques durant le Crétacé a possiblement contribué à l'augmentation du niveau marin de l'ordre de 60 m à 100 m pour le milieu du Crétacé (*Hardebeck and Anderson 1996 ; Müller et al. 2008* respectivement).

La topographie dynamique modifie également le volume du bassin océanique global (*Gurnis 1993 ; Husson and Conrad 2006 ; Moucha et al. 2008 ; Conrad and Husson 2009*). Comme il l'est discuté dans le chapitre 1, les incertitudes sur la rhéologie du manteau et le manque d'observation du signal passé de la topographie dynamique rendent difficiles les prédictions de ce signal au cours des temps géologiques. Les estimations de l'amplitude des variations eustatiques diffèrent suivant les travaux, + 100 m à 200 m pour *Gurnis (1993)* alors que *Husson and Conrad (2006)* estiment une variation plus faible, de l'ordre de +80m. L'impact de la topographie dynamique sur le niveau marin eustatique est peut-être ainsi modéré mais cet impact sur l'eustatisme combiné avec les mouvements verticaux de la lithosphère qu'elle engendre, fait de la topographie dynamique un facteur important pour les variations du niveau marin relatif. La topographie dynamique peut générer des mouvements verticaux dont l'amplitude peut être supérieure aux variations eustatiques (e.g. *Husson 2006 ; Moucha et al. 2008 ; Braun 2010*). Ainsi le signal global peut être spatialement perturbé. La divagation polaire peut contribuer également à ces variations spatiales (variations du niveau marin relatif jusqu'à environ ± 100 m ; c.f. chapitre 1). Toutes les estimations de l'amplitude eustatique présentes dans le tableau 2, ne prennent pas en compte l'existence de telles variations spatiales. Les écarts entre les différentes estimations de l'amplitude eustatique durant le Cénomaniens-Turonien en sont certainement le reflet. La marge du New Jersey supposée avoir été affectée par un signal de topographie dynamique en est un exemple connu (e.g. *Müller et al. 2008 ; Moucha et al. 2008 ; Spasojevic et al. 2008*) en contradiction avec l'hypothèse de *Miller et al. (2005)* sur la stabilité de cette marge.

3.1.2.2. Contexte climatique

Les différentes reconstructions des paléotempératures atmosphériques passées, basées essentiellement sur l'analyse du rapport isotopique de l'oxygène de l'eau de mer (e.g. *Barron 1983 ; Huber and Hodell 1995 ; Pucéat et al. 2003 ; Forster et al. 2007*), s'accordent sur l'existence d'une température globale de surface élevée durant le milieu du Crétacé, avec un maximum durant le Cénomanién-Turonien (e.g. *Clarke and Jenkyns 1999 ; Huber et al. 2002 ; Pucéat et al. 2003*) (figure 57 issue de *Pucéat et al. 2003*).

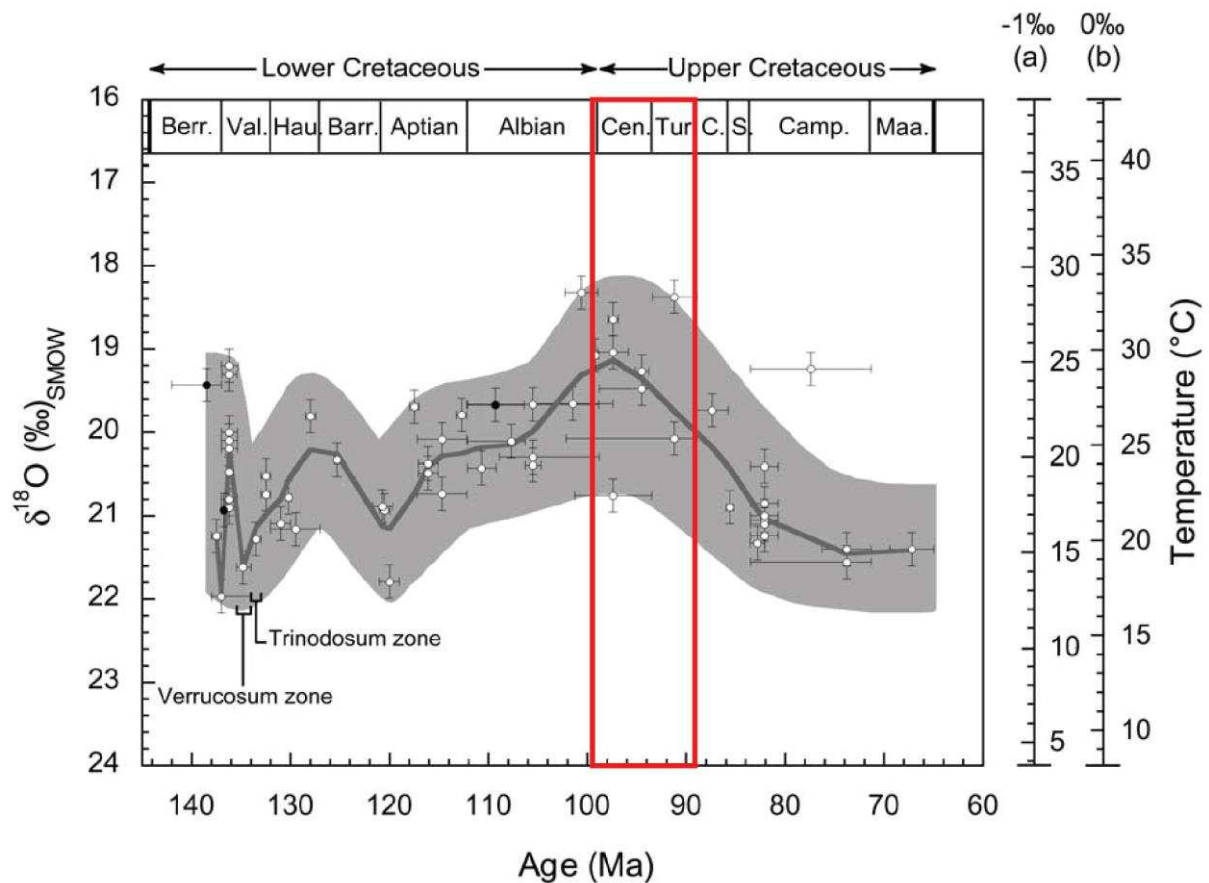


Figure 57 : Estimations des paléotempératures durant le Crétacé (*Pucéat et al., 2003*)

La période du Cénomanién-Turonien correspond également à une période d'importantes accumulations de sédiments riches en matière organique (correspondant au EAO2, Événement Anoxique Océanique 2) à l'échelle globale (e.g. *Schlanger and Jenkyns 1976 ; Herbin et al. 1986 ; Gale et al. 1993*). Ceci traduit un appauvrissement en oxygène des eaux océaniques. Un tel appauvrissement peut s'expliquer notamment par une température globale élevée des eaux océaniques et un faible gradient latitudinal de température, ce qui induit une circulation océanique lente et ainsi la préservation de la matière organique (*Hays and Pitman, 1973*). Ceci apporte un argument supplémentaire pour considérer le Crétacé moyen comme une période caractérisée par un climat chaud.

L'existence de calotte de glace durant le Crétacé est fortement discutée (e.g. *Price 1999 ; Stoll and Schrag 1996 ; Miller et al. 2003 ; Koch and Brenner 2009 ; Galeotti et al. 2009*), la part du glacio-eustatisme est ainsi difficile à évaluer sur l'amplitude totale du niveau marin eustatique. Cependant, comme il l'est discuté dans le chapitre 1, la fonte totale des

calottes actuelles conduirait à une augmentation d'environ 54 m du niveau marin global (c.f. chapitre 1 ; *Miller et al. 2005*). De plus, la dilatation thermique engendrée par une augmentation de température conduirait à une faible variation du niveau marin global (inférieure à 10 mètres). Ainsi une telle condition climatique, avec une température élevée et l'absence de calotte glaciaire ne suffit pas à expliquer l'amplitude du maximum eustatique durant le Cénomanién-Turonien.

3.1.3. Discussion-conclusion

Le tableau 3 permet d'évaluer la contribution des principaux processus responsables de l'amplitude du maximum eustatique durant le Cénomanién-Turonien.

Processus	Amplitude (m)	Références
Climat (absence de glace)	54	Miller et al., 2005; Müller et al., 2008
Plateaux océaniques	60 100	Hardebeck & Anderson, 1996 Müller et al., 2008
Topographie dynamique	80 100 à 200	Conrad & Husson, 2009 Gurnis, 1993
Volume bassin océanique (rajeunissement de la lithosphère et/ou dynamique des dorsales)	100 à 150	Miller et al., 2005; Cogné et al., 2006; Müller et al., 2008
Total	294 à 504	

Tableau 3 : Synthèse de l'amplitude eustatique engendrée par les processus qui ont opéré durant le milieu du Crétacé

La somme des amplitudes générées par chacun de ces processus d'après ces estimations, conduit à une amplitude de 294 m à 504 m. L'estimation basse correspond à l'ordre de grandeur observée par le groupe Exxon (*Vail et al. 1977a ; Haq et al. 1987 ; Haq and Al-Qahtani 2005*) mais plus de 200 m plus élevée que les estimations de *Miller et al. (2005)* et de *Sahagian et al. (1996)*. Cependant, comme il l'a été discuté pour chacun des processus dans le chapitre 1, la quantification des différents processus présente d'importantes incertitudes, ce qui ne permet d'évaluer qu'un ordre de grandeur de l'amplitude totale.

Une telle amplitude eustatique associée à une altitude peu élevée des continents a pu contribuer à faciliter l'inondation des continents et la migration du trait de côte vers l'intérieur des continents. Le signal eustatique correspondant à de telles conditions, doit ainsi être une transgression synchrone à l'échelle globale de l'Albien au Cénomanién et Turonien avec une inondation importante des surfaces continentales associée à une même amplitude eustatique. Il est de plus en plus considéré qu'un tel signal global ne peut être observé à partir des enregistrements stratigraphiques (e.g. *Müller et al. 2008 ; Moucha et al. 2008 ; Spasojevic et al. 2008*), à moins que la part des mouvements verticaux soit parfaitement connue et retirée du signal du niveau marin relatif qu'ils ont enregistré. Or, comme je l'ai discuté, le signal du principal processus à l'origine de variations des mouvements verticaux de la lithosphère à long terme, la topographie dynamique, est encore mal contraint.

Dans ce contexte nous avons choisi de reconstruire les variations du niveau marin relatif de l'Albien, Cénomaniens et Turonien, soit autour de la période présumée du maximum eustatique, ceci dans le but de reconsidérer l'existence ou non d'un signal synchrone global et de déterminer l'origine des variations observées, en considérant les processus qui peuvent en être responsables, en particulier la topographie dynamique. La migration des paléo-traites de côtes est contrôlée par la variation du flux sédimentaire et la variation du niveau marin relatif qui lui-même résulte de la combinaison de l'eustatisme et des mouvements verticaux de la lithosphère. De ces trois processus, l'eustatisme est le seul qui produit un signal uniforme à l'échelle globale, une reconstruction à l'échelle globale était donc essentielle afin d'observer ce signal.

La partie suivante présente ainsi la méthode utilisée pour reconstruire les variations du niveau marin relatif durant l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien pour poursuivre sur la présentation des résultats obtenus puis sur leur discussion.

3.2. Les variations du niveau marin à l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien

L'objectif de cette partie est de cartographier à l'échelle du globe, les transgressions et régressions marines pour une période clé, l'intervalle de temps Albien terminal – Turonien basal qui marquerait, selon de nombreux auteurs dont Haq et al. (1987), la transgression conduisant au plus haut niveau marin du Mésozoïque et du Cénozoïque, la base du Turonien. Cette cartographie est fondée sur une synthèse bibliographique de la littérature mondiale disponible.

Ces cartes seront, dans un deuxième temps, la base de la discussion sur la variabilité spatiale de la variation du niveau marin relatif. Il s'agit d'identifier les domaines de baisse et de montée du niveau marin relatif afin de caractériser leur longueur d'onde, et donc leurs causes.

3.2.1. Reconstruction paléogéographique : l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien

3.2.1.1. Méthode

Les transgressions et régressions marines sont définies et cartographiées par la migration de la ligne de rivage. Les cartes obtenues ne sont donc pas celles des variations du niveau marin relatif, mais des cartes de bilan entre la (1) variation du niveau relatif de la mer (et l'espace d'accommodation disponible ainsi induit) et (2) le flux sédimentaire (apports terrigènes et production sédimentaire authigène : carbonates, évaporites..) dont il faudra dans un second temps séparer le signal niveau marin relatif.

▪ *Les données disponibles : le problème des datations*

Les données géologiques disponibles sont, bien entendu, extrêmement hétérogènes. Cette hétérogénéité reflète très souvent l'histoire géopolitique de la région et/ou la difficulté de son accessibilité. Pour d'autres, au contraire, la région présente un tel intérêt économique (pétrolier ou minier) que peu d'informations géologiques sont publiées. Trois types de données sont disponibles :

- des cartes paléogéographiques,
- des chartes stratigraphiques résumant l'évolution des faciès d'un bassin ou d'une portion de bassin
- de vraies reconstitutions 3D de l'histoire du bassin.

Les **cartes paléogéographiques** montrant la localisation du littoral pour un intervalle de temps donné, à l'échelle d'un bassin ou d'un continent, sont des documents souvent disponibles. Elles souffrent de quatre limites majeures :

- L'incertitude sur l'âge des sédiments n'est pas indiquée. Cela concerne le type de méthode de datation (biostratigraphie, magnétostratigraphie, géochronologie sur tuffs...), mais, pour la biostratigraphie, il s'agit également de la localisation des sédiments dépourvus de fossiles ou les faunes et les flores utilisées pour baser les datations.
- La localisation et la nature des points (affleurement, forage, etc..) permettant de caractériser la lithologie et le milieu de sédimentation, ne sont pas fournies.
- Les cartes sont souvent à très faible résolution temporelle : elles peuvent englober plusieurs étages géologiques.
- Le corollaire est que, pour une région donnée, les cartes ne sont pas disponibles pour les quatre intervalles de temps étudiés, mais pour un ou deux seulement.

Pour ces raisons de faible résolution temporelle, à une information cartographique (x,y), a été préférée une information plus temporellement exhaustive, les **chartes stratigraphiques** résumant l'évolution de tout ou partie du bassin (x,t). Ces documents souffrent de trois limites :

- De nouveau, la validité des datations n'est que peu discutée. Les meilleures chartes sont celles qui présentent l'échelle biostratigraphique de référence utilisée (ici principalement les ammonites), ce qui implique donc une résolution temporelle supérieure à celle de l'étage. Mais l'essentiel des chartes, résultant souvent d'études industrielles, ne présente pas la source des données (type de datation, sédiments non fossilifères datés par corrélation..).
- Les informations reportées sur les chartes concernent soit la lithologie (et la lithostratigraphie), soit les milieux de sédimentation, en sus de la lithologie. Dans le premier cas, il faut procéder à une interprétation des lithologies en termes de milieux de sédimentation, en utilisant en plus de la lithologie, les contenus paléobiologiques (faunes marines diversifiées par rapport aux faciès à charbons et évaporites de plaines côtières, présence de sables fins à moyens

bien classés, caractéristiques des littoraux dominés par les vagues, etc.). Dans le deuxième cas, il faut évaluer la pertinence des interprétations en pointant d'éventuelles contradictions granulométriques ou paléocéologiques (par exemple un littoral défini en amont d'un domaine dit marin ouvert mais dépourvu ou à rares faunes marines, qui doit donc être remis en question).

- Le caractère significatif des chartes n'est que rarement discuté, qu'il s'agisse d'authentiques synthèses du bassin, d'un de ses sous-bassins ou d'une coupe remarquable du bassin à partir de laquelle la charte a été effectuée.

Peu de bassins ont fait l'objet d'une vraie **synthèse** publiée dans laquelle toutes les données (même représentées sous forme de cartes) permettent une **reconstitution 4D**. Ces données concernent des pays à tradition géologique au moins séculaire (Europe du Nord-Ouest, Etats Unis d'Amérique). Malheureusement, ce type de données ne concerne que de faibles superficies.

La résolution et la qualité des datations sont le principal facteur limitant de ce type d'étude.

- *Identifier les variations du niveau marin relatif*

Un littoral migre au cours du temps de cinq manières différentes : il avance vers la mer en descendant (1 – progradation ou régression forcée), en restant à altitude constante (2 – progradation pure), en montant (3- progradation aggradante), il reste à la même verticale en montant (4 – aggradation), il recule vers le continent (5 – rétrogradation).

Les termes transgression et régression ont eu beaucoup de sens différents : une variation du niveau de la mer d'origine tectonique (définition originelle de Suess), une variation du niveau de la mer d'origine eustatique, une variation du niveau marin relatif et une migration du littoral. Nous utiliserons transgression et régression dans ce dernier sens qui tend à s'imposer dans le monde anglo-saxon de la stratigraphie : une transgression correspond à une rétrogradation et une régression à une progradation.

Une transgression (rétrogradation) est nécessairement contemporaine d'une montée du niveau marin relatif (création d'espace disponible). Une régression (progradation) peut correspondre :

- à une montée du niveau marin relatif (création d'espace disponible) mais avec des vitesses d'apport sédimentaire supérieures à la vitesse de montée du niveau marin relatif, progradation - aggradation,
- à un niveau marin relatif stable, ce sont les apports sédimentaires qui l'emportent, progradation pure,
- à une baisse du niveau marin relatif (suppression d'espace disponible), progradation ou régression forcée.

Une transgression est donc obligatoirement une montée du niveau marin relatif, une régression est soit une faible montée soit une baisse du niveau marin relatif. Il est donc important de séparer une régression correspondant à une progradation - aggradation de celle enregistrant une régression forcée.

La régression (ou progradation) forcée, résultant d'une baisse du niveau marin relatif (suppression d'espace disponible), va se traduire (1) par une érosion continentale avec de possibles vallées fluviales incisées, (2) par un prisme de régression forcée et (3) par la sédimentation, en pied de pente, des produits de l'érosion continentale sous forme de cônes turbiditiques sableux (« basin floor fans »). Sur une coupe de bassin, tous ces éléments peuvent être identifiés. Sur une charte stratigraphique (sans données géométriques), la régression forcée sera identifiée (1) par l'érosion continentale associée à une lacune temporelle (lacune d'érosion ou lacune de transit) et (2) par le développement de systèmes turbiditiques sableux à contact basal net et organisés en séquence sablo-décroissante.

▪ *Les informations représentées sur les cartes*

L'évolution de la ligne de rivage au travers de la limite de deux étages, **la limite Albien - Cénomaniens (100,5 Ma** selon l'International Stratigraphic Chart – IUGS - de 2012) et **la limite Cénomaniens - Turonien (93,9 Ma** selon l'International Stratigraphic Chart – IUGS - de 2012) a été cartographiée. Le choix d'une limite d'étage, plutôt que, par exemple, du Turonien inférieur sensé être selon Haq et al. (1987) le haut eustatique, est justifié par le fait que ces limites sont obligatoirement disponibles sur une charte stratigraphique à la résolution de l'étage. L'évolution des milieux de sédimentation est donc plus fiable. La limite Albien – Cénomaniens, correspondant à la limite Crétacé inférieur – Crétacé supérieur, est plus documentée du fait que les chartes stratigraphiques à la résolution des sous-systèmes ou séries peuvent être utilisées.

Dans l'absolu, la réalisation de ces documents aurait nécessité la construction de quatre cartes de paléo-littoraux : Albien terminal, Cénomaniens basal, Cénomaniens terminal, Turonien basal, ce qui est inenvisageable, compte tenu des données disponibles.

Ces deux cartes aux limites d'étages comportent :

- Le littoral avant (Albien terminal ou Cénomaniens terminal ; Figure 58) et après (Cénomaniens basal ou Turonien basal ; Figure 59) la limite étudiée. Cette information peut-être issue soit (1) des cartes paléogéographiques fournies par la bibliographie (en traits pleins), soit (2) dessinées grossièrement en projetant les chartes sur la section du bassin dont elles sont les plus représentatives (en traits pointillés).
- La localisation, sous forme de rectangles, des bassins ou sous-bassins qui ont été étudiés à partir d'une charte stratigraphique.
- La migration du littoral sous forme de flèches (bleues pour les régressions, rouges pour les transgressions). La taille de la flèche indique le caractère majeur (grande flèche) ou mineur (petite flèche) de la migration du littoral. Seule cette information sera utilisée pour l'interprétation.

Ces cartes paléogéographiques ont été réalisées en collaboration avec F. Guillocheau, C. Robin et G. Trotin.

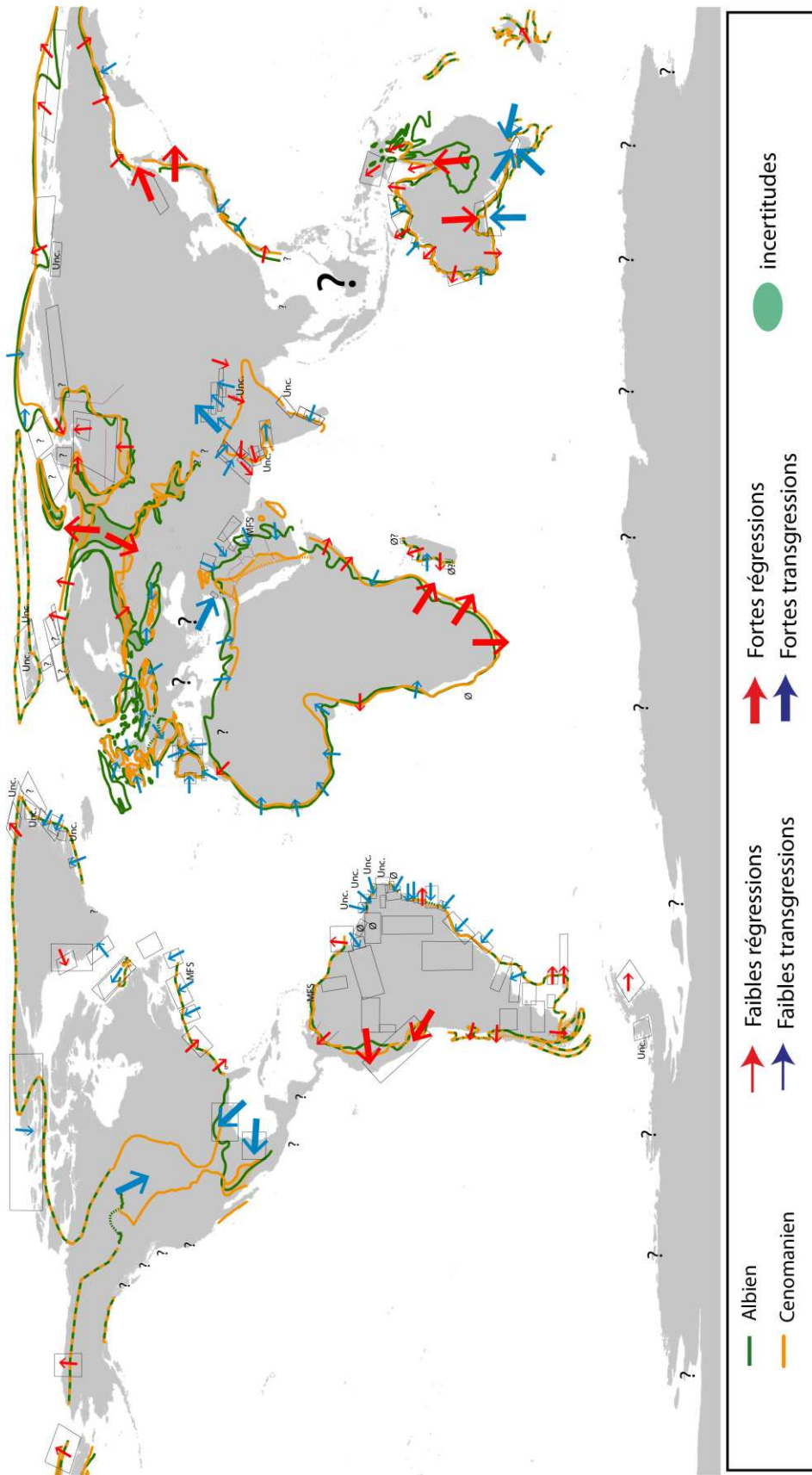


Figure 58 : Reconstruction paléogéographique de l'Albien terminal au Cénomanien terminal

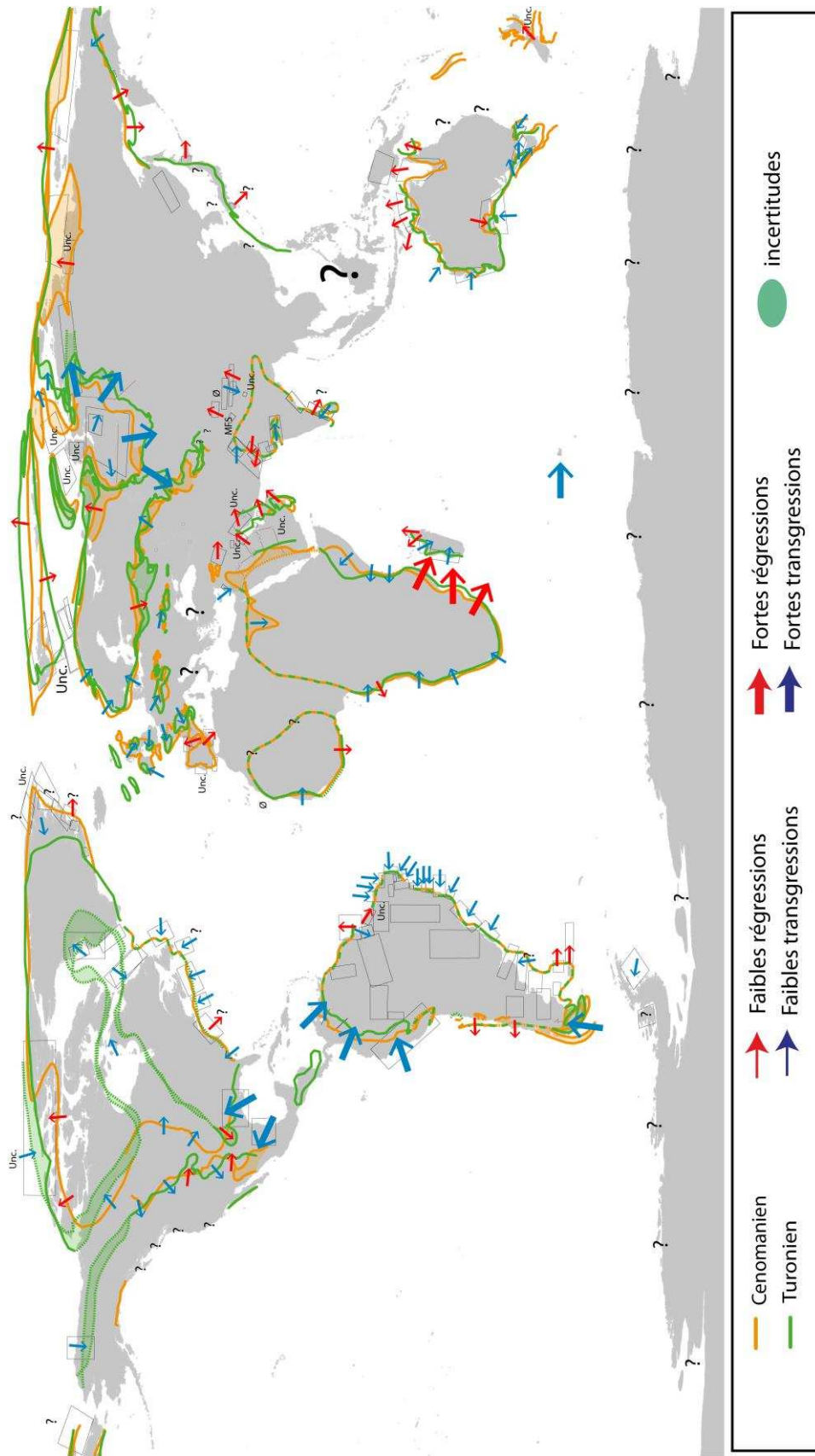


Figure 59 : Reconstruction paléogéographique du Cénomanién basal au Turonien basal

3.2.1.2. Evolution du niveau marin de l'Albien au Turonien : tendances et traits de côtes

La description suivante des cartes paléogéographiques a été réalisée en collaboration avec F. Guillocheau et C. Robin.

▪ *TRANSGRESSIONS ET REGRESSIONS PAR CONTINENT*

A. Europe à l'ouest de l'Oural

Au Crétacé, l'Europe à l'ouest de l'Oural peut être subdivisée en quatre domaines : (1) l'Ibérie, localisée entre la Téthys et le domaine océanique du golfe de Gascogne, (2) la plate-forme ouest-européenne à l'ouest de la zone de Tornquist, (3) la plate-forme russe entre la zone de Tornquist et l'Oural, bordée au nord par le continent balto-scandinave et (4) la mer de Barents, bordée au sud par le continent balto-scandinave.

a. Ibérie

Au Crétacé, l'Ibérie comporte trois marges passives : au sud, la marge téthysienne bétique, à l'ouest, la marge atlantique avec les Bassins lusitaniens et de Galice et, au nord, la marge de la baie de Biscaye. Une mer intérieure correspondant au Bassin ibérique, sépare deux domaines continentaux : le Massif ibère à l'ouest et le bloc de l'Ebre, à l'est.

Nature des données

De très nombreuses données sont disponibles, dont les synthèses paléogéographiques récentes de Martin-Chivelet et al. (2002) et Caus et al. (2009).

Résultats

- ✓ La limite Albien-Cénomani correspond à une transgression généralisée avec l'envasement du Bassin ibérique.
- ✓ La limite Cénomani-Turonien correspond à une régression généralisée dans le Bassin lusitanien (Dinis et al., 2008), sur la Marge bétique et dans le Bassin ibérique (Martin-Chivelet et al., 2002).

b. La plate-forme ouest-européenne

La plate-forme ouest-européenne correspond à une mer épicontinentale dans laquelle va se déposer, à partir du Cénomani, un sédiment carbonaté particulier, la craie. Elle s'étend de la France au Royaume Uni (bassin d'Aquitaine et bassin anglo-parisien) et de la Mer du Nord à la Pologne (bassins de Mer du Nord, nord-germanique et polonais) auxquels il faut rajouter les inondations marines sporadiques de Bohême. Le bassin du Sud-Est, en France, et le Bassin franconien, en Allemagne, correspondent aux plate-formes de la marge téthysienne alpine.

Nature des données

La stratigraphie étant née au Royaume Uni, en France et en Allemagne : les données biostratigraphiques y sont donc excellentes. Un certain nombre de synthèses paléogéographiques sont disponibles (projet Périéthys, Dercourt et al., 2000; Îles britanniques : Hancock & Rawson, 1992 ; Mer du Nord : Evans et al. (2002) – Millenium Atlas ; Europe centrale : Voigt et al., 2008..).

Résultats

- ✓ Les *limites Albien-Cénomanién* et *Cénomanién-Turonien* correspondent à des transgressions généralisées.

c. La plate-forme russe

Nature des données

Deux types de données sont disponibles : des synthèses stratigraphiques (pour les plus élaborées, voir Zorina, 2009) et des cartes paléogéographiques détaillées issues des grands programmes géologiques de l'Union Soviétique (Vinogradov, 1961 ; Baraboshkin et al., 2003, 2005). Le principal obstacle est la langue, l'essentiel des publications (même récentes) est en russe.

Résultats

- ✓ La *limite Albien-Cénomanién* correspond à une réorganisation paléogéographique majeure avec la fermeture du détroit nord-sud trans-plate-forme russe. C'est une régression majeure. La marge téthysienne (Caucase) enregistre une transgression.
- ✓ La *limite Cénomanién-Turonien* correspond à une transgression mineure à l'est de la plate-forme russe et sur la marge téthysienne caucasienne et à une régression mineure à l'ouest de la plate-forme russe.

d. . La mer de Barents

La mer de Barents correspond à un quadrilatère compris entre le nord de la Scandinavie (sud-ouest), le Spitsberg (« Svalbard », nord-ouest), la Terre François Joseph (nord-est) et la péninsule de la Nouvelle Zemble (sud-est), prolongation de l'Oural. Elle comporte (1), à l'est, dans les eaux territoriales russes, les deux plus grands bassins : le bassin sud Barents, continuité du bassin, situé à terre, de Timan Pechora et les bassins nord Barents et nord Nouvelle Zemble et (2), à l'ouest, dans les eaux territoriales norvégiennes, la marge atlantique (marge ouest de la mer de Barents) et plusieurs petits bassins (Hammerfeld, Nordkapp, Olga...).

Nature des données

L'exploration de la Mer de Barents est en cours. Des synthèses paléogéographiques ont été réalisées (Doré, 1991 ; Torsvik et al., 2002 ; Golonka, 2011). Des études de bassin ont été publiées du côté norvégien (Doré, 1995 ; Bugge et al., 2002; Nottvedt et al., 2008). Le principal écueil concerne la partie russe où les données sont contradictoires entre les chartes publiées (Klett & Pitman, 2011 ; Henriksen et al., 2011) et les données paléogéographiques, soviétiques (Vinogradov, 1961) ou anglo-saxonnes (Golonka, 2011).

Résultats

- ✓ La *limite Albien-Cénomanién* correspond à une régression majeure avec surfaces de non-conformité et lacunes, résultat d'une surrection à l'est et au sud-est.
- ✓ La *limite Cénomanién-Turonien* correspond à une régression, avec surfaces de non-conformité et (dans certains bassins) lacunes. Les bassins du sud-ouest (Hammerfeld, Nordkapp) ne présentent pas de discontinuités majeures, sans pour autant pouvoir préciser la tendance régressive ou transgressive de cette limite d'étage.

En conclusion, l'Europe jusqu'à l'Oural présente durant l'intervalle Albien – Turonien une évolution paléogéographique contrastée du sud au nord-est. La plate-forme centrale extension nord de la Marge téthysienne est ennoyée progressivement. L'exception concerne l'Ibérie qui connaît une première surrection due à la convergence Afrique - Eurasie (commencée dès l'Aptien). Le domaine nord (continent balto-scandinave et mer de Barents) est en surrection.

B. Asie

Nous définissons l'Asie, au sens paléogéographique du terme, comme le domaine compris entre l'Oural et l'Océan pacifique. Durant l'intervalle Albien - Cénomanién, trois grands événements marquent la région : (1) la fermeture de l'océan Mongol – Okhotsk au Jurassique supérieur et l'extension généralisée de la Mongolie et de la Chine durant le Crétacé inférieur, (2) la formation de l'arc de Verkhoyansk, avec la collision du micro-continent Kolyma - Omion au Crétacé inférieur (130-110 Ma) et (3) le début de collision de la microplaque d'Okhotsk.

Il en résulte que le domaine marin est restreint (1) au Bassin ouest – sibérien (est de l'Oural), (2) à la marge active pacifique (Russie, Chine, Japon, Corée) et (3) à la marge passive nord – téthysienne. La Chine est à son époque exondée, siège d'une importante sédimentation continentale.

a. Le Bassin ouest - sibérien

Nature des données

Deux types de données sont disponibles : des cartes paléogéographiques (Vinogradov, 1961) et des synthèses globales ou locales du bassin, motivées par la reprise de l'exploration pétrolière dans les années 90s (Schaefer et al., 1999 ; Vyssotski et al., 2006). Toutes ces données sont cohérentes.

Sur les cartes ont été également reportées, pour toute la bordure arctique de la Sibérie, les données paléogéographiques de Vinogradov (1961). Compte tenu des faibles contraintes géologiques, ces données doivent être utilisées avec précaution.

Résultats

- ✓ La *limite Albien-Cénomanién* correspond à une régression (progradation deltaïque). Sur la bordure sud-est du bassin, les sédiments fluviaux montrent une surface d'érosion qui ne se prolonge pas dans le bassin (Le Héron et al., 2008) : il y a donc une baisse du niveau marin relatif de faible amplitude .
- ✓ La *limite Cénomanién-Turonien* correspond à une transgression.

b. La marge active pacifique : la microplaque d'Okhotsk (Russie)

La géographie de la marge active pacifique au Crétacé est complexe et encore objet de discussions. La plaque Izangui (une des trois plaques formées à partir de Panthalassa), essentiellement constituée de croûte océanique, subducte sous un arc (appelé arc de l'Académie des Sciences) situé à la latitude du Japon et actuellement préservé au Kamchatka et aux Kouriles. Le domaine océanique situé en arrière de cet arc, subducte à son tour sous l'Eurasie, au niveau de l'ensemble Chine du NE – Japon – Sumatra.

Nous avons donc distingué deux domaines : (1) l'actuel système Kouriles-Kamchatka (actuelle plaque Okhotsk) et (2) la marge active eurasiatique crétacée actuellement préservée de la Chine du NE/Russie du SE (actuelle plaque Amur) jusqu'en Indonésie (Sumatra-Bornéo).

Nature des données

Les seules données disponibles en langue anglaise sont les travaux de Kirillova (2003a).

Résultats

- ✓ La *limite Albien-Cénomanién* correspond globalement à une régression de faible amplitude
- ✓ La *limite Cénomanién-Turonien* correspond à une régression, excepté dans l'extrême nord du Kamchatka (transgression).

c. La marge active pacifique : l'arc russo-sino-japono-sumatréen

Au sud du Japon (Philippines, Indonésie) les sédiments crétacés sont peu nombreux et mal datés. L'intervalle de temps étudié correspond à une accrétion d'arc à Sumatra et à une intense activité magmatique calco-alcaline d'âge Jurassique-Crétacé à Sumatra et dans le pourtour de la mer de Sunda.

Nature des données

Les bassins chinois (Sanjiang-Amur...), et russes (Alchan, Bureya..), riches en charbon, ont été très étudiés (voir Kirillova, 2003b ; Sha, 2007 ; Zhiang et al., 2012). Le Japon présente une grande diversité de faciès crétacés, de dépôts continentaux à des faciès pélagiques radiolaritiques, tous très bien étudiés (voir Okada & Sakai, 2010).

Résultats

- ✓ La *limite Albien-Cénomanién* correspond à une régression forcée en Chine du nord-est et au nord Japon et à une transgression au sud Japon.
- ✓ La *limite Cénomanién-Turonien* correspond à une régression de la Chine du nord-est au sud Japon.

En conclusion, l'Asie connaît une régression à la limite Albien – Cénomanién, clairement associée à la surrection du domaine arctique pour le Bassin ouest sibérien. Ce dernier est ennoyé à la limite Cénomanién – Turonien, tandis que le reste de l'Asie connaît globalement une régression.

L'ensemble Kouriles-Kamchatka doit être pensé comme un système d'arc insulaire, localisé au Crétacé au large du Japon.

C. Grande Inde

Nous désignons par grande Inde, l'intégralité de la plaque indienne avant sa collision avec l'Asie. Ce domaine couvre l'Inde, le Sri Lanka, une partie du Pakistan et du Népal, et le Bangladesh.

Nature des données

Peu de documents synthétiques sont disponibles sur ce territoire et l'information géologique est extrêmement morcelée. Aucune carte paléogéographique n'est disponible, si ce n'est des cartes très générales à l'échelle de quelques dizaines de millions d'années dont les sources ne sont pas indiquées. La reprise de l'exploration pétrolière depuis une dizaine d'années a permis de faire de notables progrès, notamment sur les bassins de la côte Est. Néanmoins, sur la côte Ouest, aucune information n'est disponible au sud de Bombay et, sur la côte Est, les informations stratigraphiques sont très imprécises pour la marge du Gange et le bassin de Son-Mahanadi, et donc inutilisables.

Résultats

Nord-Ouest – bassins de Kutch/Cambay/Narmada : ces bassins ont été soulevés et érodés durant le Crétacé supérieur (Biswas, 1992). Classiquement, l'origine de ce bombement est associée au Trapp du Deccan, même s'il est dit qu'il pourrait commencer dès la base du Crétacé supérieur. A terre (bassin de Kutch), seuls des sédiments albiens sont connus et datés (Vaidvanadhan & Ramakrishnan, 2010). Le Cénomaniens est mentionné (Biswas, 1999). Il s'agit de dépôts continentaux de type plaine alluviale en tresses, passant à des faciès deltaïques (Casshyap & Aslam, 1992), l'ensemble s'inscrivant dans une tendance progradante-aggradante. La limite Albien-Cénomaniens pourrait être une régression.

Nord-Ouest – bassin de Jailsamer : la biostratigraphie de ce bassin est bien connue (foraminifères planctoniques, ostracodes ; Singh, 1997 ; Andreu et al., 2007). Les limites Albien-Cénomaniens et Cénomaniens-Turonien correspondent à des transgressions.

Nord – marge de la Téthys : les seuls sédiments préservés dans la chaîne himalayenne sont des sédiments profonds radiolaritiques (Kashmir, Danelian & Robertson, 2006 ; Thakhola, Népal, Jansa, 1991). Leur interprétation en termes de variation du niveau marin relatif est délicate et ne doit pas être prise comme une contrainte forte.

Est – bassin de Krishna-Godavari: les chartes pétrolières (Kumar Arya et al., 2011) disponibles (sources biostratigraphiques non connues) montrent une progradation deltaïque continue de la base de l'Albien jusqu'au Turonien moyen, marquée par une grande surface de non conformité. Les limites Albien-Cénomaniens et Cénomaniens-Turonien correspondent à des régressions. Sur la base des lignes sismiques publiées par Bastia & Nayak (2006), la limite Albien-Cénomaniens pourrait être une régression forcée.

Est – bassin de Cauvery: c'est le bassin le mieux connu d'Inde du fait de sa richesse paléontologique. Malheureusement, toutes les données biostratigraphiques sont localisées dans la même région, Ariyalur (voir les synthèses récentes de Nagendra et al., 2011 et de Kale, 2011). De l'Albien au Turonien, le milieu évolue de calcaires récifaux à des argiles de domaine marin ouvert inférieur, le Turonien moyen marquant une grande surface de non-conformité avec chenaux incisés remplis de conglomérats alluviaux (Kale, 2011). Les limites Albien-Cénomaniens et Cénomaniens-Turonien correspondent à des transgressions.

En conclusion, il semble que l'Inde méridionale (au sud d'un axe Kush – Krishna-Godavari) soit affectée par une surrection de très grande longueur d'onde qui se marque pour la première fois au Turonien moyen, mais s'annonce antérieurement dans les bassins de Kutch/Cambay/Narmada et de Krishna-Godavari.

D. Australie

En Australie, l'intervalle Albien – Cénomaniens enregistre (1) à l'ouest du continent, la séparation des micro-continentes de la Ride de Lord Howe et de la Ride de Norfolk (portant la Nouvelle-Calédonie), et (2) au sud-ouest de la Tasmanie et à l'ouest de la Terre de Marie Byrd (Antarctique), la séparation de l'île nord et de l'île sud de la future Nouvelle-Zélande.

Nature des données

Le service géologique d'Australie (« Geosciences Australia », de 1946 à 1992, « Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics » - BMR) a mené, dans les années 80s, un grand programme de synthèses paléogéographiques par intervalle de temps. Les cartes fournies sont extrêmement précises, séparant clairement le littoral de la partie amont de la plaine côtière (la ligne de baie) qui enregistre la variation du niveau marin relatif (la largeur de la plaine côtière traduit le flux sédimentaire ; Posamentier et al., 1998). C'est le seul continent où cette information de très grande qualité est disponible. Les données par bassin n'ont servi qu'à vérifier la qualité de ces données paléogéographiques.

Résultats

- ✓ Durant *l'intervalle Albien-Turonien*, l'Australie se subdivise en quatre grands domaines : (1) au nord, le bassin intracratonique d'Eromanga et son prolongement sur la marge, le bassin de Carpentera, (2) au nord-ouest, les bassins de Money Shoal, Bonaparte, Browse et Dampier, (3) à l'ouest, les bassins de Carnavon et de Perth, (4) au sud, les bassins de Bremer, Great Australian Bight Bank et, au nord de la Tasmanie, Otway, Bass et Gippsland.
- ✓ Pour *l'intervalle Albien à Cénomaniens*, les cartes paléogéographiques du BMR palaeogeographic group (1990) montrent (i) une baisse majeure du niveau marin relatif au nord, dans les bassins d'Eromanga et de Carpenteria, (ii) une baisse mineure du niveau marin relatif au nord-ouest et à l'ouest, avec une légère montée du niveau marin relatif dans le bassin de Bonaparte et un littoral/ligne de baie stationnaire au nord du bassin de Carnavon et dans le bassin de Perth et (iii) une légère montée du niveau marin relatif dans le Sud, avec une ligne de baie stationnaire dans les bassins de Bremer et de Great Australian Bight Bank.
- ✓ Pour *l'intervalle Cénomaniens à Turonien*, les cartes paléogéographiques du BMR palaeogeographic group (1990) montrent (i) une baisse majeure du niveau marin relatif au nord, dans les bassins d'Eromanga et de Carpenteria, (ii) une baisse mineure du niveau marin relatif au nord-ouest, (iii) une montée mineure dans le bassin de Carnavon à l'ouest et (iv) une ligne de baie stationnaire au sud et dans le bassin de Perth à l'ouest.

En conclusion et au premier ordre, l'Australie subit durant l'intervalle Albien – Turonien un basculement vers le sud avec une surrection marquée au nord-ouest et un affaissement de moins en moins marqué au sud de l'Albien-Cénomaniens (montée du niveau marin relatif) au Cénomaniens-Turonien (niveau relatif de la mer stable).

E. Antarctique

L'Antarctique comporte des dépôts créacés dans deux contextes de bassins différents : une marge passive (ou rift) à l'est de la Chaîne transantarctique, de la Terre Georges V à la Terre de la Reine Maud et une marge active pacifique à l'ouest de la Chaîne transantarctique, de la Péninsule antarctique à la Terre de Marie Byrd.

Sur la marge active pacifique de l'Antarctique, l'intervalle Albien - Cénomaniens (113-88 Ma) succède à la mise en place d'un « metamorphic core complex » entre 122 et 114 Ma (Terre de Marie Byrd, Siddoway, 2008) et de granitoïdes (leucogranites) entre 109 et 100 Ma. La période étudiée est contemporaine d'une forte extension de la lithosphère et de mouvements verticaux importants. Leur cause (subduction atlantique et/ou panache mantellique) est discutée (LeMasurier & Landis, 1996 ; Storey et al., 1996, 1999 ; Siddoway, 2008 ; Boger, 2011).

Nature des données

En l'absence de forages, aucune des marges passives antarctiques n'est datée. Les seuls sédiments datés de l'intervalle Albien à Turonien sont localisés dans le bassin de Larsen, à l'est de la Péninsule antarctique, dans la Mer de Wedell. Ces sédiments, datés par ammonites, affleurent dans l'Ile de James Ross (Hathway, 2000).

Résultats

Les sédiments de l'Ile de James Ross sont des dépôts « profonds » gravitaires correspondant à des cônes sous-marins relativement proximaux (Whitham et al., 2006). La limite Albien – Cénomaniens enregistre une brutale proximalisation du système gravitaire (« basin floor fan » probable), il s'agit donc d'une régression forcée avec baisse du niveau marin relatif. La limite Cénomaniens-Turonien correspond à une distalisation progressive du cône sous-marin, il s'agit donc de la fin d'une progradation-aggradation ou d'une rétrogradation : dans les deux cas, le niveau marin relatif augmente. Ce bassin est basculé et soulevé (surface de non conformité majeure) à la base du Coniacien (Hathway, 2000).

En conclusion, le seul bassin à sédiments albiens à turoniens, le bassin de l'Ile de James Ross, permet une qualification directe de la variation du niveau relatif de la mer.

F. Afrique (incluant l'Arabie) et Madagascar

Les dépôts albiens à cénomaniens de l'Afrique sont localisés dans des bassins de marges passives, passives obliques et décrochantes, et dans une mer intérieure, la mer transsaharienne. L'Arabie est incluse dans l'Afrique, la séparation Afrique – Arabie n'intervenant qu'au Néogène.

Nature des données

Des cartes paléogéographiques (avec réévaluation des âges) ont été compilées dans le cadre de l'ANR TopoAfrica (coordinateur : F. Guillocheau, Géosciences-Rennes), pour l'Albien inférieur-moyen, le Cénomanien supérieur et le Turonien. Ces cartes ont été utilisées ici, sans retour à l'analyse bibliographique. Elles ne concernent pas Madagascar.

a. Bassin du Soudan et marge téthysienne Egypte - Lybie

- ✓ Limite Albien-Cénomanien : transgression,
- ✓ Limite Cénomanien-Turonien : transgression avec développement du golfe du Soudan.

b. Bassin Saharien et marge téthysienne Tunisie – Algérie - Maroc

- ✓ Limite Albien-Cénomanien : pas de données – mauvaises contraintes biostratigraphiques,
- ✓ Limite Cénomanien-Turonien : transgression majeure et création de la mer transsaharienne.

c. La mer transsaharienne

La mer transsaharienne met en connection l'Océan téthysien, au nord, et le jeune Océan atlantique sud, au sud. Il recouvre le Hoggar qui est une structure plus récente.

- ✓ Limite Albien-Cénomanien : pas de données au nord – mauvaises contraintes biostratigraphiques ; cette limite n'existe pas au sud dans le bassin de la Bénoué (Nigéria) ;
- ✓ Limite Cénomanien-Turonien : transgression majeure.

d. La marge passive de l'Océan atlantique centrale

- ✓ Limite Albien-Cénomanien : transgression, sauf dans le bassin d'Essaouira (bassin ouest-atlasique, Maroc) où s'enregistre une régression,
- ✓ Limite Cénomanien-Turonien : transgression – présence de niveaux riches en matière organique (« Anoxic Oceanic Event ») sur le haut des marges.

e. La marge de l'Océan atlantique Sud – segment équatorial

Ce segment s'étend depuis le plateau de Guinée (Guinée Bissau et Guinée-Conakry) jusqu'au rift avorté du fossé de la Bénoué (Nigéria). Il s'agit d'une marge passive oblique (marges du Liberia et du Sierra Leone) à décrochante (bassins de Côte d'Ivoire et du Ghana).

- ✓ Limite Albien-Cénomanién : transgression,
- ✓ Limite Cénomanién-Turonien : régression sur la marge Côte d'Ivoire – Ghana (annonce une régression majeure avec surrection à la fin du Turonien – début du Coniacien), transgression dans le fossé de la Bénoué (mer transsaharienne).

f. La marge passive de l'Océan atlantique Sud – segment central

Ce segment s'étend du fossé de la Bénoué à la ride de Walvis (nord de la Namibie). Il comprend les marges camerounaises (bassins de Douala et de Kribi-Campo), guinéennes équatoriales, gabonaises, congolaises et angolaises (bassins de la Cuanza, de Benguela et de Mossamèdes/Namibie).

- ✓ Limite Albien-Cénomanién : régression au nord (deltas de la marge du Gabon – le Congo n'existe pas à cette époque), transgression au sud (marge oblique de la Benguela, Angola),
- ✓ Limite Cénomanién-Turonien : transgression, sauf une régression au niveau du sud Gabon - nord Congo (progradation - aggradation dominée par les apports sédimentaires).

g. La marge passive de l'Océan atlantique Sud – segment austral

Ce segment s'étend depuis la ride de Walvis jusqu'à la zone de fracture Argulhas-Falkland (sud de la marge atlantique de l'Afrique du Sud). Il comprend, du nord au sud, les bassins de Walvis, de Ludderitz et de l'Orange.

- ✓ Limite Albien-Cénomanién : pas de variations significatives de la ligne de rivage (aggradation),
- ✓ Limite Cénomanién-Turonien : transgression.

h. La marge décrochante de l'Océan indien – ZF Argulhas et Limpopo

Cette marge s'étend depuis le sud de l'Afrique du Sud jusqu'au centre du Mozambique. Elle comporte les bassins extensifs dits du Cap, en relais sur la zone de fracture Argulhas-Faklands (bassins de Bredasdorp, Pletmos, Gamtoos et Alagoa, regroupés en bassin d'Outeniqua), le bassin de Durban, la marge du Kwazulu-Maputaland et le delta du Limpopo. L'océan de la vallée du Natal s'ouvre à l'Hauterivien - Barrémien (Crétacé inférieur).

- ✓ Limite Albien-Cénomanién : régression,
- ✓ Limite Cénomanién-Turonien : régression forcée (baisse majeure du niveau marin relatif), avec émergence, érosion continentale et prisme de régression forcée – début de la surrection du plateau sud-africain.

i. La marge décrochante de l'Océan indien – ZF Mozambique et Zambèze

Cette marge comprend l'est de la plaine deltaïque du Limpopo (joutant la zone de fracture du Mozambique) et le delta du Zambèze. L'océan du Mozambique s'ouvre au Jurassique supérieur.

- ✓ Limite Albien-Cénomanién : régression,
- ✓ Limite Cénomanién-Turonien : régression forcée – baisse du niveau marin relatif.

j. La marge décrochante de l'Océan indien – ZF Davie et Somalie

Cette marge s'étend du Nord Mozambique à la Somalie. Elle comporte (1) la marge décrochante du Nord Mozambique, de Tanzanie et du Sud Kenya, et (2) la marge passive de Somalie (avec plusieurs segments). Le rentrant de Lamu (« Lamu embayment », Kenya) assure la transition entre les deux systèmes. L'Océan somali s'ouvre au Jurassique supérieur.

- ✓ Limite Albien-Cénomanién : transgression sur la marge tanzanienne, régression sur la marge somalienne (sans pouvoir préciser le type de régression, faute de données suffisantes),
- ✓ Limite Cénomanién-Turonien : transgression (majeure sur la marge somalienne).

k. La marge téthysienne arabe

La marge arabe est très bien connue du fait de son fort intérêt pétrolier. Une remarquable synthèse paléogéographique a été publiée par Ziegler (2001) et une réévaluation stratigraphique de l'Albien - Turonien par van Buchem et al. (2011).

- ✓ Limite Albien-Cénomanién : transgression, sauf au Koweït et en Iran avec une régression (forcée ?),
- ✓ Limite Cénomanién-Turonien : régression forcée (avec érosion continentale et prisme de bas niveau), traduisant une baisse du niveau marin relatif, ici la surrection de l'Arabie en réponse au début de l'obduction de la croûte océanique téthysienne.

l. Madagascar

Madagascar comporte trois bassins sur sa bordure ouest africaine : du sud au nord, les bassins de Morondova, Majunga (ou Mahajanga) et Antsiranana - Ambilobe (ex Diego Suarez). Sa marge est seychelloise, abrupte, est très mal connue. Aucun dépôt crétacé n'a été signalé. Madagascar est un continent à part entière depuis la transition Crétacé inférieur – Crétacé supérieur (séparation de Madagascar et des Mascareignes - Seychelles).

Nature des données

Le colonisateur français a entrepris, au travers du Service géologique de Madagascar, une étude exhaustive de l'île, publiée par son géologue en chef, H. Bésairie (Bésairie & Collignon, 1956, 1972). Cette connaissance est de

qualité (très bonnes datations), exhaustive, mais très peu synthétique et datée (ignorance du concept de bassin sédimentaire). Quelques études pétrolières sont disponibles sur différents sites web de compagnies (Hunt Petroleum, Aligabor...).

Résultats

- ✓ *Limite Albien-Cénomaniens* : résultat contrasté, régression au sud du bassin de Morondova et dans le bassin de Majunga (progradation - aggradation due aux apports sédimentaires ?), transgression au nord du bassin de Morondova, stationnaire dans le bassin de Antsiranana – Ambilobe.
- ✓ *Limite Cénomaniens-Turonien* : transgression dans les bassins de Morondova et Majunga, régression dans le bassin de Antsiranana – Ambilobe, qui annonce la grande surrection de la fin du Turonien due à la mise en place de l'épanchement volcanique (trapp) nord malgache.

En conclusion et au premier ordre, l'Afrique subit durant l'intervalle Albien – Turonien un basculement vers le nord. Cette tendance, peu marquée à la limite Albien – Cénomaniens, s'accroît au passage Cénomaniens – Turonien, avec un nord Afrique qui passe sous le niveau de la mer et un plateau sud-africain qui s'initie par une surrection de long de la marge de l'Océan indien, de l'Afrique du Sud au Mozambique. L'amont de la marge Côte d'Ivoire – Ghana est également en surrection à cette époque.

G. Amérique du Sud

Les dépôts albiens à cénomaniens de l'Amérique du Sud sont préservés dans deux types de bassins : les marges passives de l'Océan atlantique et les marges actives de l'Océan pacifique. Il n'existe pas de mers intérieures à cette époque.

a. La marge de l'Océan atlantique Sud – segment équatorial

Cette marge comprend d'ouest en est, la marge de Guyane et le plateau de Demerara, les bassins de Foz do Amazonas, Marajo, Para-Maranhao (et vers le continent Bragança-Viseu, Sao Luis et Ilha Nova), Barreirinhas, Ceara et Potiguar. L'Amazone n'existe pas à cette époque.

Nature des données

Sur la partie brésilienne de la marge, la société pétrolière brésilienne PETROBRAS a publié à deux reprises une synthèse stratigraphique des marges brésiennes (Feijo et al., 1994 ; Milani et al., 2007). Les données biostratigraphiques sources ont été publiées dans la synthèse de 1994. PETROBRAS ayant un important laboratoire de biostratigraphie, ces données peuvent être considérées comme fiables. Concernant la marge guyanaise, les données biostratigraphiques sources ne sont pas disponibles. L'agence nationale pétrolière du Suriname a publié une charte reprise par Goss et al. (2010)

(http://www.staatsolie.com/pdf/Suriname_Upcoming_Oil_Province.pdf), en contradiction avec celle publiée par Yang et al. (2011).

Résultats

- ✓ *Le passage de l'Albien au Cénomaniien* est marqué par une surface d'érosion, surmontée par un maximum d'inondation marine, c'est donc une transgression mineure, enregistrant une montée du niveau marin relatif. Sur la marge guyanaise, selon Milani & Filho (2000) et Goss et al. (2010), il s'agit d'une régression ; pour Yang et al. (2011), c'est une transgression similaire à celle de la marge brésilienne.
- ✓ *La limite Cénomaniien – Turonien* correspond à une transgression donc à une montée du niveau marin relatif, sauf pour les bassins de Foz do Amazonas et le groupe Bragança-Viséu, Sao Luis et Ilha Nova. Pour ces derniers, la régression semble bien marquée (régression forcée ?).

b. La marge passive de l'Océan atlantique Sud – segment central

Cette marge comprend du nord au sud, les bassins de Pernambuco, Sergipe-Alagoas, Jacuibe, Camamu-Almada, Cumuruxatiba, Jequitinhua, Espirito Santo, Campos et Santos.

Nature des données

Les données sont similaires à celles du secteur précédent : elles sont issues de la société pétrolière brésilienne PETROBRAS.

Résultats

- ✓ *Le passage de l'Albien au Cénomaniien* enregistre une transgression mineure, donc une montée du niveau marin relatif. Les exceptions concernent les bassins de Pernambuco avec une régression très marquée (prisme de régression forcée ?) et les bassins de Campos et Santos avec une régression mineure.
- ✓ *La limite Cénomaniien – Turonien* correspond à une transgression mineure, donc à une montée du niveau marin relatif, sur l'ensemble du domaine.

c. La marge passive de l'Océan atlantique Sud – segment austral

Cette marge comprend du nord au sud, les bassins de Pelotas/Punta del Este (Brésil – Uruguay), Salado, Colorado, Valdes et Rawson (en mer), San Jorge, San Juan (mer), Falklands/Malvinas nord, Falklands oriental, Malvinas et Magellan/Austral, ces derniers faisant partie des Andes du Sud.

Nature des données

Le bassin de Pelotas, situé au Brésil, a été, comme les précédents, étudié par PETROBRAS (Feijo et al., 1994 ; Milani et al., 2007). La connaissance biostratigraphique des bassins argentins est moindre et les incertitudes, plus importantes. Les données sont souvent anciennes (années 70s – 80s) et les calages biostratigraphiques ne sont jamais mentionnés. Le bassin des Falklands orientales n'est pas daté, faute de puits.

Résultats

Les bassins successifs ont des comportements très différents, sans pouvoir préciser s'il s'agit d'une mauvaise datation ou d'un signal réel.

Bassin de Pelotas (Feijo et al., 1994 ; Milani et al., 2007) :

- ✓ *Limite Albien-Cénomanién* : Transgression mineure – montée du niveau marin relatif,
- ✓ *Limite Cénomanién-Turonien* : Transgression mineure – montée du niveau marin relatif.

Bassin de Salado (Tavella & Wright, 1996 ; Milani & Filho, 2000) :

- ✓ *Limite Albien-Cénomanién* : Aggradation-rétrogradation, faible transgression – montée du niveau marin relatif,
- ✓ *Limite Cénomanién-Turonien* : Transgression – montée du niveau marin relatif.

Bassin de Colorado (Juan et al., 1996 ; Milani & Filho, 2000) :

- ✓ *Limite Albien-Cénomanién* : Transgression (Juan et al., 1996), régression (Milani & Filho, 2000),
- ✓ *Limite Cénomanién-Turonien* : Transgression – montée du niveau marin relatif.

Bassins de Valdes et Rawson (Otis et al., 2000), ***de San Jorge*** (Fitzgerald et al., 1990 ; Sylwan et al., 2001), ***San Julian*** (Figueiredo et al., 1996) et des ***Malvinas/Falklands du nord*** (Ross et al., 1996) : Les sédiments datés de l'Albien au Cénomanién sont des sédiments uniquement déposés en milieu continental. Pour le bassin de San Jorge, les sédiments marins, actuellement en mer, n'ont pas fait l'objet de publications détaillées.

Bassin des Malvinas (Galeazzi, 1996) :

- ✓ *Limite Albien-Cénomanién* : régression (progradation continue),
- ✓ *Limite Cénomanién-Turonien* : légère transgression (?)

Bassin arrière-arc de Magellan - Austral (Macellari et al., 1988; Peroni et al., 2002) :

- ✓ *Limite Albien-Cénomanién* : régression (progradation continue),
- ✓ *Limite Cénomanién-Turonien* : légère transgression (Macellari et al., 1988), régression (Peroni et al., 2002).

Le bassin de Magellan – Austral enregistre durant cet intervalle de temps (Olivero & Martinioni, 2001) un pic de métamorphisme (120-100 à 90 Ma) contemporain d'une phase d'inversion du bassin (100-70 Ma) avec surrection de 90 à 70 Ma.

d. La marge active de l'Océan pacifique – Andes du sud et centrales sud

Cette marge correspond à tout le secteur compris entre, au sud, la Terre de Feu et, au nord, le bassin de Salta-Lomas de Olmedo (frontière Argentine-Bolivie). Il comporte principalement le bassin d'arrière-arc de Neuquen et des petits

bassins côtiers (Chiloe, Valdivia, Temuco et Malaquito), souvent associés à l'arc volcanique.

Nature des données

Les bassins côtiers chiliens sont très mal datés. Seul le bassin de Neuquen a fait l'objet de nombreuses études biostratigraphiques détaillées (Vergani et al., 1995).

Résultats

- ✓ *La limite Albien – Cénomanién* correspond à une surface de non-conformité majeure (Vergani et al., 1995 ; Howell et al., 2005) qui enregistre une inversion compressive des failles normales qui fait évoluer le bassin vers un bassin d'avant-pays rétro-arc (Vergani et al., 1995 ; Cobbold & Rossello, 2003). C'est le début des déformations dites péruviennes. Bien qu'exprimée en domaine continental, c'est une chute majeure du niveau de base correspondant à une baisse du niveau marin relatif.
- ✓ *La limite Cénomanién – Turonien*, exprimée en milieu continental sans changements notoires de faciès, ne permet pas de discuter l'évolution du niveau de base.

e. La marge active de l'Océan pacifique – Andes centrales

Cette marge correspond aux bassins fortement subsidents d'arrière-arc compris entre la Bolivie et l'Equateur, repris dans la déformation des Andes centrales.

Ces bassins, et plus particulièrement durant l'Albien (Jaillard et al., 1999), sont contemporains, au niveau de l'arc volcanique, d'une forte activité magmatique et volcanique calco-alkaline. L'Albien supérieur correspond à une brève déformation compressive, connue sous le nom de déformation « Mochica ».

Nature des données

Les travaux réalisés depuis une trentaine d'années par l'ORSTOM, puis maintenant par l'IRD, ont comporté un volet biostratigraphique important, notamment concernant les ammonites. Les données sont donc d'excellente qualité.

Résultats

- ✓ *La limite Albien-Cénomanién* correspond à une régression majeure.
- ✓ *La limite Cénomano-Turonien* correspond à une transgression mineure.

Ce domaine est déformé à la limite Turonien – Coniacien avec l'initiation des déformations dites péruviennes (Coniacien – base Campanien).

H. Amérique du Nord, incluant le Mexique et le Groenland

Le continent Amérique du Nord inclut une partie du Mexique, ainsi que le Groenland avant l'ouverture de la Mer du Labrador au Cénozoïque.

Les dépôts albiens à cénomaniens de l'Amérique du Nord sont préservés dans trois types de bassins : les marges passives de l'Océan atlantique (nord, central et golfe du Mexique), les marges actives de l'Océan pacifique, et le bassin d'avant-pays naissant des Montagnes rocheuses (mer intérieure de l'ouest).

a. La marge passive de l'Océan atlantique nord – Groenland

Du fait de la mise en place du trapp de l'Atlantique Nord au Paléogène, les sédiments crétacés du sud du Groenland sont masqués. L'évolution de ce secteur est connue à partir des données de la marge conjuguée. Le Crétacé peut être étudié de l'est (bassin de la Terre de Jameson et de l'Est Groenland) au nord du Groenland (bassin de la Mer de Wandel).

Nature des données

Les données biostratigraphiques sources ne sont pas connues.

Résultats

- ✓ *La limite Albien-Cénomaniens* correspond à une transgression dans les bassins de la Terre de Jameson et de l'Est Groenland (Hamann et al., 2005) et est érodée dans le bassin de la Mer de Wandel.
- ✓ *La limite Cénomaniens-Turonien* correspond à une transgression dans le bassin de la Terre de Jameson et à une régression forcée (érosion, lacune et brutale diminution de profondeur) dans les bassins de l'Est Groenland et de la Mer de Wandel (Hamann et al., 2005).

b. Mer du Labrador et grand nord canadien

La Mer du Labrador se subdivise en trois bassins : la Mer de Baffin au nord-ouest et les deux marges conjuguées du sud-ouest Groenland et de la plateforme du Labrador. La Mer du Labrador est un rift d'âge crétacé inférieur qui évolue en océan au Paléocène (Keen et al., 2012).

Nature des données

La Mer de Baffin préserve des sédiments continentaux de l'Albien au Cénomaniens, la transition avec le domaine marin s'effectue au nord du bassin du sud-ouest Groenland (« bassin » de Nuussuaq, Chalmers et al., 2009). Les données sources biostratigraphiques des domaines marins ne sont pas connues.

Résultats

- ✓ *La limite Albien-Cénomanién* correspond à une régression majeure dans les marges sud du sud-ouest Groenland et de la plate-forme du Labrador (Sorrensen et al., 2006).
- ✓ *La limite Cénomanién-Turonien* correspond à une progradation-aggradation, c'est-à-dire à une montée du niveau marin relatif sur la marge du sud-ouest Groenland et à une transgression sur la plate-forme du Labrador (Sorrensen et al., 2006).

c. La marge passive de l'Océan atlantique nord et central (Terre Neuve – Floride)

La marge passive nord-américaine de l'Atlantique nord et central comporte, du nord au sud, les bassins d'Orphan et de Jeanne d'Arc (regroupés souvent sous le nom des bassins du Grand Banc de Terre Neuve), de Whale, du plateau d'Ecosse (« Scotia »), du banc de Georges, du canyon de Baltimore, du fossé de la Caroline et de Blake-Bahamas.

Nature des données

Les provinces canadiennes, suite à la reprise de l'activité pétrolière depuis plus de 5 ans, ont rendu publics de nombreux documents techniques dont des chartes stratigraphiques dont malheureusement les données sources ne sont pas connues (voir le site web du Government of Newfoundland-Labrador, Department of Natural Resources). Pour les marges américaines, les données disponibles sont les puits stratigraphiques effectués par l'USGS dans les années 70s (puits COST pour « Continental Offshore Stratigraphic Test »), malheureusement ces puits n'ont pas été biostratigraphiquement réévalués depuis cette époque. Les puits de la marge de Blake-Bahama sont ainsi inutilisables pour la période considérée. Inversement, la marge du canyon de Baltimore a été intensément étudiée et a par exemple servi de calibration à la charte dite eustatique de Miller et al. (2005).

De manière surprenante, il n'existe pas de cartes paléogéographiques synthétiques de cette célèbre marge.

Résultats

- ✓ *La limite Albien-Cénomanién* correspond à une transgression (canyon de Baltimore : Miller et al., 2004, 2005 ; banc de Georges : Scholle & Weakman, 1982 ; plateau d'Ecosse : Mukhopadhyay et al., 2003) et à une surface d'érosion, surmontée par un maximum d'inondation marine (bassins de Jeanne d'Arc et d'Orphan). La signification de la surface d'érosion n'est pas claire : surface de transgression ou surface de non-conformité enregistrant la déformation affectant le plateau du Labrador plus au nord-ouest.
- ✓ *La limite Cénomanién-Turonien* correspond à une transgression du bassin du banc de Georges au bassin d'Orphan, excepté au niveau de la marge du canyon de Baltimore où elle s'enregistre comme une baisse

du niveau marin relatif (mesure du niveau marin relatif interprété comme eustatique par Miller et al., 2004, 2005).

d. Le golfe du Mexique

Nature des données

Le golfe du Mexique est une province pétrolière prolifique, aux données géologiques très nombreuses. Des cartes paléogéographiques sont donc disponibles avec un bon contrôle biostratigraphique (Mancini & Puckett, 2005 ; Galloway et al., 2008...), à l'exception de la Floride mal calée en âge.

Résultats

- ✓ *Les limites Albien-Cénomanién et Cénomanién-Turonien* correspondent à des transgressions généralisées depuis le centre du Mexique jusqu'à l'Alabama.

e. La mer intérieure de l'ouest (« Western interior seaway »)

La mer intérieure de l'ouest recouvre, au Crétacé supérieur, tout le centre ouest de l'Amérique du Nord. Elle connecte le domaine marin du Golfe du Mexique avec l'Arctique. Elle s'étend aux U.S.A., du Texas au Montana et Dakota du Nord, en passant par le Colorado et le Kansas et au Canada, de l'Alberta et le Saskatchewan au Territoires du nord-ouest.

Nature des données

Les sédiments de la mer intérieure de l'ouest (Kauffman, 1984 ; Miall et al., 2008 ; Yang, 2011..) ont été soulevés au Cénozoïque à la faveur de la propagation vers l'est du front des Montagnes rocheuses et de la surrection du plateau du Colorado. Ils affleurent donc remarquablement : la géologie sédimentaire moderne y est en partie née et le stratotype de la base du Turonien y est défini depuis 2003 (coupe de Pueblo, Colorado). La seule limite concerne la connaissance de sa bordure Est, c'est une limite d'érosion, car soulevée et érodée durant le Cénozoïque.

Résultats

- ✓ *La limite Albien-Cénomanién* correspond à une transgression majeure à partir d'une mer intérieure connectée au nord, à l'Océan arctique, la mer de Mowry.
- ✓ *La limite Cénomanién-Turonien* correspond à une accentuation de la transgression précédente, avec l'ennoiement du Craton canadien par la mer de Greenhorn qui rejoindrait la mer du Labrador. Seul le grand delta du Wyoming prograde (régression) durant cette période (Miall et al., 2008).

f. La marge active de l'Océan pacifique

La marge active de l'Amérique du Nord comporte trois groupes de bassins (Haggart et al., 2006) : au sud (Californie - Nevada) le bassin d'avant-arc de la Grande Vallée (« Great Valley »), au centre (Colombie britannique – Ile de la Reine Charlotte), le bassin d'avant-arc de Hecate et les bassins d'arrière-arc de Nechako et Bowser, au Nord (Alaska) le bassin d'avant-arc d'Alaska du Sud.

Nature des données

Les bassins d'arrière-arc sont essentiellement remplis de sédiments continentaux. Les bassins d'avant-arc sont souvent déformés, l'enregistrement sédimentaire discontinu et mal daté. Il n'a pas été possible de valoriser ces bassins dans ce présent travail.

En conclusion et malgré l'absence de données sur la marge active est de l'Amérique du Nord, ce continent est ennoyé par la mer de l'Albien au Cénomanién et du Cénomanién au Turonien, à l'exception du domaine de l'Arctique et du Labrador qui connaît, à la limite Cénomanién-Albien, une surrection (mise en place de la province magmatique du Sverdrup ?) et, à la limite Cénomanién-Turonien, du nord-est Groenland.

▪ *CARTES DE TRANSGRESSION-REGRESSION :
COMMENTAIRE GENERAL*

La figure 60 permet de mettre en évidence les régions caractérisées par des tendances transgressives et régressives de l'Albien au Cénomanién et du Cénomanién au Turonien.

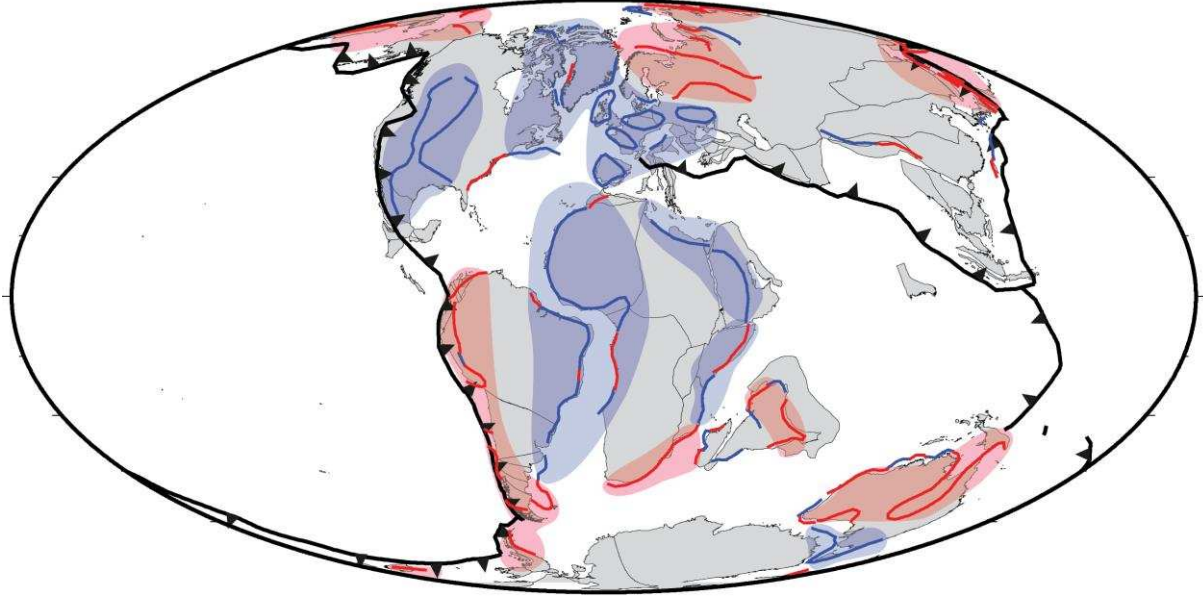
Les marges actives sont globalement les parents pauvres de cette étude par rapport aux marges passives. Elles nécessitent une étude plus approfondie (1) de leur contexte géodynamique (calendrier des accrétions de microplaques et blocs, cinétique du magmatisme) et (2) de leur enregistrement sédimentaire, souvent déformé, parcellaire et mal daté.

En faisant abstraction des marges actives, les transgressions et régressions marines de l'Albien au Turonien permettent de décrire la Terre en trois grands domaines.

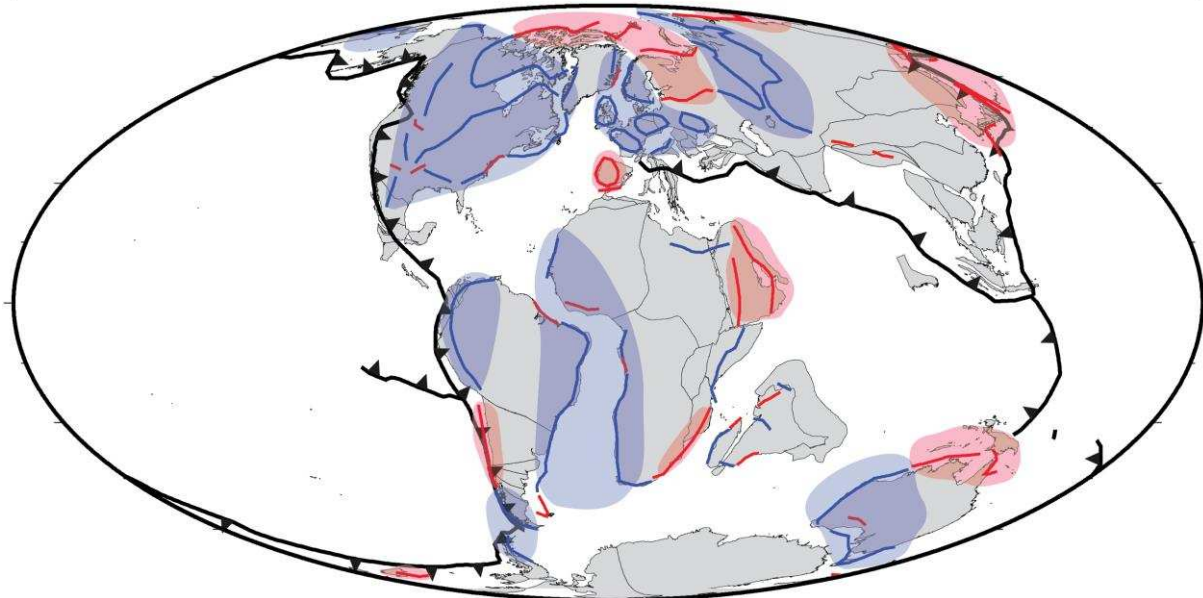
- un domaine central, axé sur l'Equateur, téthysien et atlantique, dominé par la montée du niveau marin relatif - les exceptions (par exemple l'Ibérie) ont une explication tectonique « locale » ;
- deux domaines de haute latitude, un dans l'hémisphère nord et un dans l'hémisphère sud, enregistrant des régressions.

Le domaine de haute latitude situé dans l'hémisphère nord, correspond globalement au domaine arctique actuel. Les régressions les plus nettes sont enregistrées à la limite Albien – Cénomanién, avec de claires évidences de baisses du niveau marin relatif et donc de surrection. Cette tendance s'estompe à la limite Cénomanién – Turonien, même si elle demeure très marquée en Mer de Barents. Cette surrection arctique crétacée est expliquée par la mise en place de la grande province magmatique de l'Atlantique Nord qui s'initierait au Jurassique moyen pour connaître un paroxysme au Paléocène.

Albien - Cénomanién



Cénomanién - Turonien



Régressions



Transgressions

Figure 60 : Tendances transgressions-régressions de l'Albien au Cénomanién et du Cénomanién au Turonien

Le domaine de haute latitude situé dans l'hémisphère sud et dominé par les régressions marines, correspond au sud de l'Afrique, à Madagascar, à l'Inde, au nord de l'Australie et la Péninsule antarctique. Ces régressions sont globalement plus marquées à la limite Albien – Cénomanién. Beaucoup enregistrent des baisses du niveau marin relatif. Une explication à ces surrections a été avancée pour chaque continent (changement de direction de subduction pour l'Antarctique, bombement et extension pour l'Australie...). Néanmoins la mise en place d'un panache et du volcanisme associé (trapp de Madagascar, kimberlites d'Afrique du Sud..) a été privilégié pour expliquer ces mouvements verticaux.

3.2.2. Discussion-Conclusion

Ce travail nous a permis de produire des cartes paléogéographiques à l'échelle globale pour l'Albien, le Cénomanién et le Turonien. Une part importante et originale de notre travail a été de construire ces cartes au maximum sur la base de données sources et non à partir de reconstructions paléogéographiques déjà construites dont les données sources sont souvent inconnues. Ces cartes fournissent tout d'abord deux types d'informations :

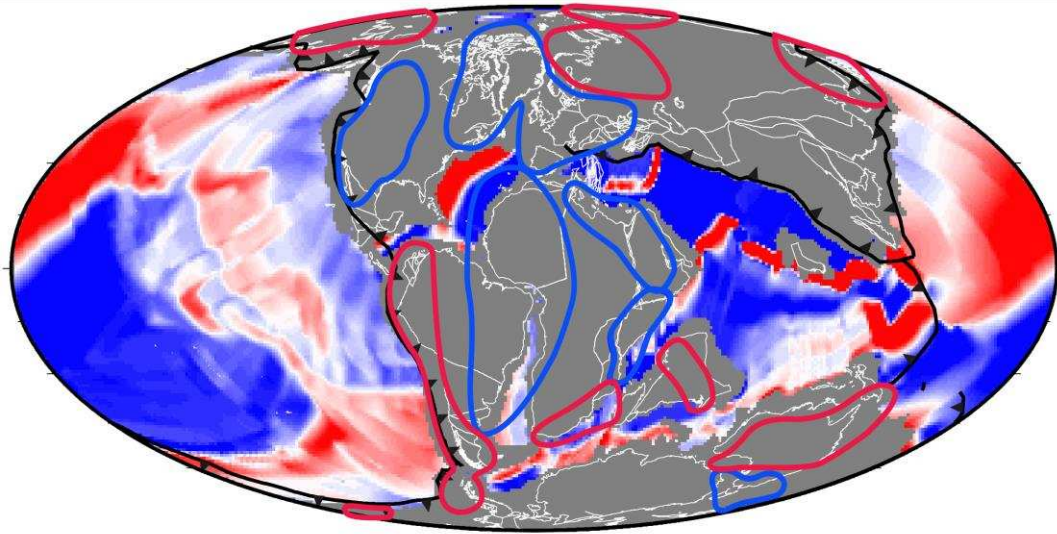
- L'évolution des paléo-traités de côtes de l'Albien au Turonien
- Les tendances régressives et transgressives de l'Albien au Cénomanién et du Cénomanién au Turonien.

La reconstruction des paléo-traités de côte a permis d'observer leur évolution de l'Albien au Turonien à l'échelle globale. Ce travail a mis en évidence la présence d'une inondation des continents supérieure durant le Turonien que durant l'Albien ou le Cénomanién. Mais on constate que même durant le Turonien, les continents ne sont pas tous fortement inondés. L'Amérique du Nord, le Nord Ouest de l'Amérique du Sud et l'Europe sont largement inondés tandis que l'Australie et les côtes Est et Sud Ouest de l'Amérique du Sud ne sont pas plus inondées qu'actuellement, voire moins. Ces résultats conduisent à remettre en question la présence d'un maximum eustatique, particulièrement durant le Cénomanién.

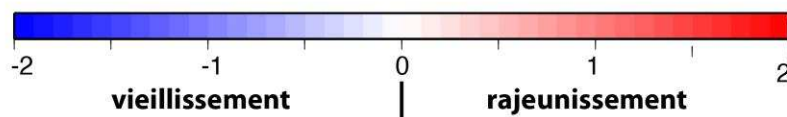
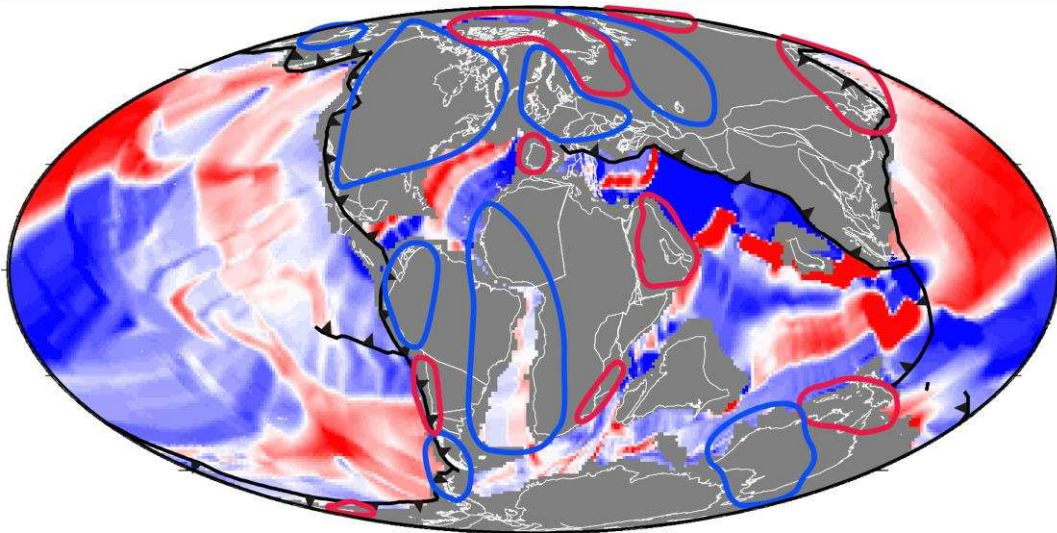
L'identification des tendances régressives ou transgressives de l'Albien au Cénomanién et du Cénomanién au Turonien a permis de conclure à l'absence d'un signal transgressif à l'échelle globale ni de l'Albien au Cénomanién ou du Cénomanién au Turonien.

Ces résultats peuvent alors conduire à remettre en cause la notion de maximum eustatique au Cénomanién et/ou au Turonien. Ils peuvent ainsi laisser entrevoir la présence d'un ou plusieurs processus engendrant des variations du niveau marin relatif à des amplitudes comparables au signal eustatique mais variables sur de grandes longueurs d'ondes. Les processus à l'origine de variations non uniformes (ce qui exclut la composante eustatique) du niveau marin relatif à long terme et de grande longueur d'onde, sont la divagation polaire, la topographie dynamique et les variations du géoïde. La topographie dynamique est supposée induire les plus fortes amplitudes de variations du niveau marin relatif, jusqu'à 2 km et peut ainsi dominer le signal observé devant les effets des autres processus qui engendrent des variations régionales plus faibles (de l'ordre de $\pm 100\text{m}$). Elle affecte la Terre solide et produit ainsi un signal qui peut perturber la migration du littoral et l'inondation des continents. C'est pourquoi nous allons discuter plus particulièrement de ce processus dans la suite de cette partie.

Albien à Cénomanién (110-94 Ma)



Cénomanién à Turonien (100-90 Ma)



ensemble de marges en: ○ régression ○ transgression

Figure 61: Comparaison de la variation de l'âge de la lithosphère océanique (en Ma/Ma) avec les tendances régressives/transgressives de l'Albien au Cénomanién (en haut) et du Cénomanién au Turonien (en bas).

Les zones de subduction sont indiquées par les lignes noires surmontées de triangles.

Les zones de subduction sont caractérisées par un signal de topographie négatif et peut ainsi favoriser l'inondation des marges associées. Par contre l'évolution de la flottabilité négative du slab de la plaque subductée peut être déterminante sur les tendances régressives ou transgressives observées. En effet, l'augmentation de la flottabilité négative du slab conduit à l'augmentation de la dépression en surface alors que réciproquement, une diminution de celle-ci entraîne une diminution de la dépression en surface. L'amplitude du signal de topographie dynamique peut varier de cent mètres en dix millions d'années. Ainsi une telle variation de l'amplitude peut expliquer les tendances régressives et transgressives observées à partir de nos résultats de l'Albien au Cénomanién ou du Cénomanién au Turonien qui correspondent à des intervalles de temps de l'ordre de dix millions d'années. L'augmentation de l'âge de la lithosphère océanique peut induire une augmentation de la flottabilité négative des slabs, bien que celle-ci n'augmente pas de façon linéaire avec l'âge. La figure 61 permet de mettre en parallèle les tendances régressives/transgressives issues de nos résultats avec les variations de l'âge de la lithosphère océanique et ainsi avec la flottabilité des slabs des zones de subduction, sur les intervalles de temps que nous avons considérés.

Cette figure a été obtenue en effectuant la différence entre l'âge de la lithosphère océanique à 110 Ma et à 94 Ma pour l'intervalle Albien-Cénomanién et de la même façon, à 100 Ma et 90 Ma pour l'intervalle Cénomanién-Turonien. Ceci permet tout d'abord d'observer que la marge au Nord-Est de l'Asie est caractérisée par une régression associée à un rajeunissement de la lithosphère océanique, ceci durant les deux intervalles de temps. Ainsi la régression au niveau de cette marge peut être interprétée par une diminution de la flottabilité du slab de l'Albien au Cénomanién et du Cénomanién au Turonien. De la même façon, la transgression des marges péri-Téthys au Sud de l'Europe est associée à un vieillissement de la lithosphère océanique durant les deux intervalles de temps. Ceci peut ainsi conduire à supposer l'influence d'une augmentation de la flottabilité du slab de la subduction responsable de la fermeture de la Téthys, sur le signal transgressif présent sur les deux intervalles de temps. La même interprétation peut être faite pour le slab Farallon de la subduction au niveau de la marge Ouest de l'Amérique du Nord. En effet le signal transgressif de l'Albien au Cénomanién sur cette marge correspond à un vieillissement de la lithosphère donc à une potentielle augmentation de la flottabilité du slab Farallon. Du Cénomanién au Turonien, la subduction au Sud de l'Alaska montre cependant un rajeunissement qui est associé à un signal transgressif. Pour la subduction au niveau de la marge Ouest de l'Amérique du Sud, il est plus difficile de conclure sur la potentielle responsabilité d'une variation de la flottabilité du slab. En effet, toute la marge présente un signal régressif de l'Albien au Cénomanién alors que seule la partie Sud de la subduction montre un rajeunissement. Ce résultat s'inverse presque du Cénomanién au Turonien car la partie Nord-Ouest et Sud de la marge est en transgression.

Nous comparons ces résultats avec deux modèles de prédictions du signal de topographie dynamique passé : Müller *et al.* (2008) et Flament *et al.* (2012). La principale différence entre ces modèles est la méthode utilisée pour reconstituer les flux dans le manteau dans le passé. Müller *et al.* (2008) utilisent la répartition actuelle des anomalies de densité dans le manteau à partir des données de tomographie pour ensuite advecter le manteau vers le passé. Comme nous l'avons discuté dans le chapitre 1, la principale limite de ce type de modèle est l'incertitude sur la présence ou non d'anomalies thermiques passées qui ne sont plus présentes actuellement à cause de l'action de la diffusivité thermique. Flament *et al.* (2012) utilisent la reconstruction du mouvement des plaques afin de situer la position des slabs. Les flux dans le manteau sont alors principalement produits à partir des anomalies de densité positives associées aux slabs. La principale limite de ce modèle est alors le manque de

contrainte sur les flux ascendants qui sont produits passivement en réponse aux flux descendants. La figure 62 permet de comparer les tendances transgressives et régressives de l'Albien au Cénomaniien avec les prédictions de l'amplitude du signal de topographie dynamique à l'Albien à partir de ces deux modèles.

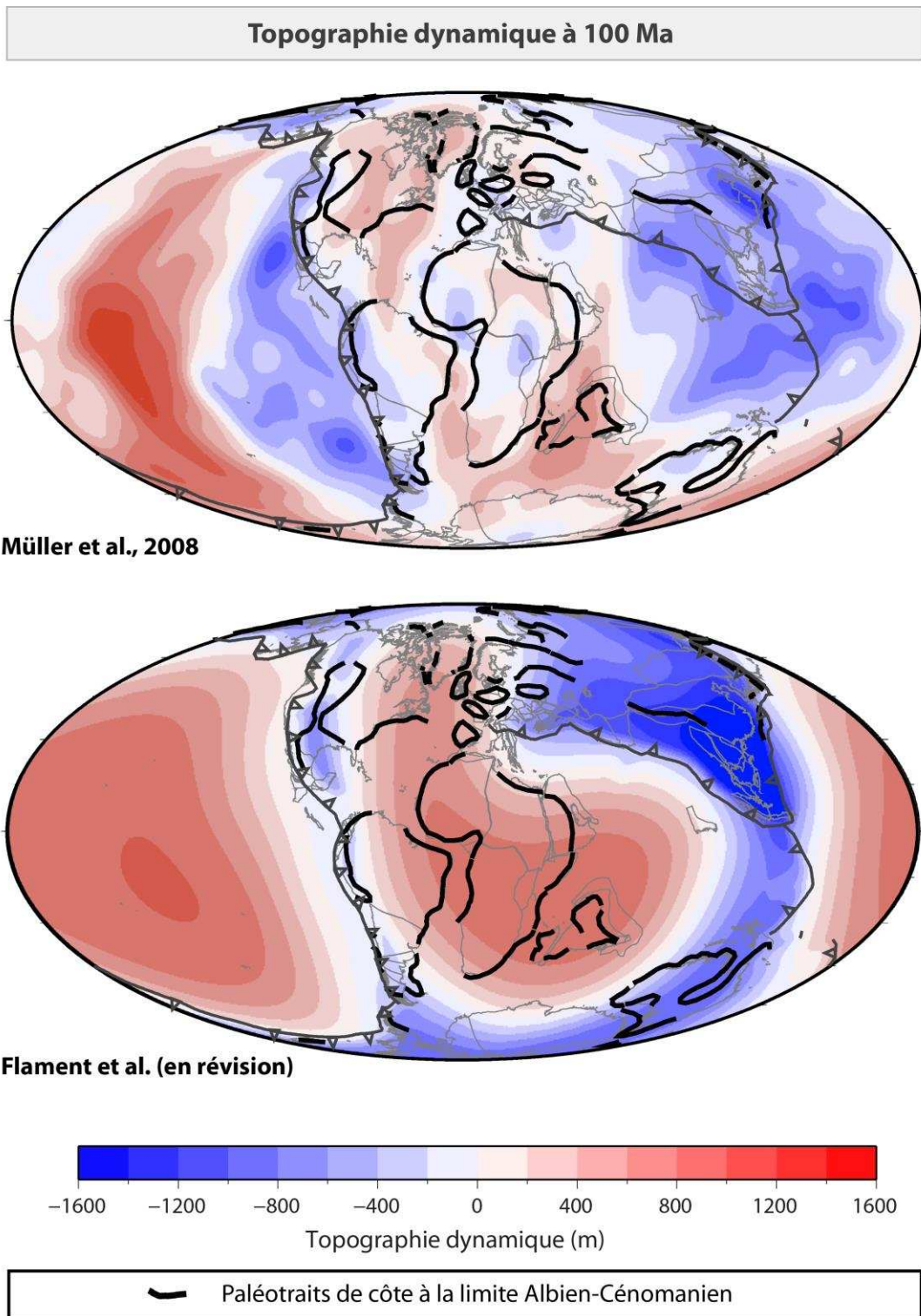


Figure 62 : Paléo-traités de côte à la limite Albien-Cénomaniien et topographie dynamique à 100 Ma issue des modèles de Müller et al. (2008) et de Flament et al. (2012).

Nous avons représenté seulement les prédictions de la topographie dynamique à 100 Ma avec les paléo-traités de côtes de l'Albien-Cénomaniens et non celles à 94 Ma avec les paléo-traités de côtes correspondant au Cénomaniens-Turonien. Ce choix s'explique par le fait que les prédictions des modèles ne permettent pas d'observer de différence majeure sur un intervalle de 6 Ma (entre un signal à 100 Ma d'années et à 94 Ma).

Cette figure permet tout d'abord de mettre en évidence les différences de l'estimation du signal de topographie dynamique selon le modèle utilisé. Les régions caractérisées par une topographie négative, situées au niveau des subductions sont similaires suivant les deux modèles. Une différence majeure existe par contre sur le signal au niveau de l'océan Atlantique. Le modèle de *Flament et al. (2012)*, produit pour l'ensemble des marges péri-Atlantique une topographie dynamique positive alors qu'elle est plus localisée à partir du modèle de *Müller et al. (2008)*. La reconstruction des paléo-traités de côte met en évidence l'inondation importante du continent européen. La présence d'un soulèvement de la topographie de l'ordre de 600 m prédit par le modèle de *Flament et al. (2012)* ne paraît pas compatible avec une telle inondation. Le modèle de *Müller et al. (2008)* prévoit une faible dépression qui semble donc être plus en accord. L'Amérique du Nord et le Nord-Ouest de l'Amérique du Sud sont également caractérisés par une inondation importante. Ces régions proches de subduction, sont associées à une dépression due à la topographie dynamique par les deux modèles. Un tel signal de topographie dynamique a peut-être ainsi favorisé l'inondation de ces continents. Si l'amplitude des dépressions augmente au cours du temps, cela peut alors conduire à l'enregistrement d'un signal transgressif au niveau des marges. Il sera régressif si l'amplitude des bombements est plus élevée. Afin d'observer cela, la figure 63 illustre le résultat de la différence entre les prédictions issues du modèle de *Müller et al. (2008)* de l'amplitude de la topographie dynamique à 90 Ma et celle à 100 Ma. Ceci permet ainsi de mettre en évidence une augmentation ou une diminution de l'amplitude de la topographie dynamique de l'Albien au Turonien et de le comparer aux tendances régressives-transgressives que nous avons produites.

Les amplitudes positives sont représentées en rouge sur la figure. Elles traduisent une augmentation de l'amplitude de la topographie dynamique de l'Albien au Turonien. Elles peuvent ainsi mettre en évidence une augmentation de l'amplitude d'un soulèvement mais également l'atténuation d'une dépression. Par ailleurs, pour ce dernier cas, l'amplitude positive indique qu'une dépression présente durant l'Albien devient moins profonde de l'Albien au Turonien. A l'inverse, les amplitudes négatives, représentées en bleu sur la figure, traduisent une diminution de l'amplitude de la topographie dynamique de l'Albien au Turonien. Elles mettent alors en évidence la diminution de l'amplitude d'un soulèvement mais également l'approfondissement d'une dépression de l'Albien au Turonien. Ainsi, si une variation de l'amplitude de la topographie dynamique sur cet intervalle de temps est la principale responsable des tendances transgressives et régressives observées, il devrait y avoir une correspondance entre un signal transgressif représenté par les ellipses en bleu sur la figure et une diminution de l'amplitude de la topographie dynamique représentée également en bleu. Inversement, un signal transgressif représenté en rouge devrait correspondre à une augmentation de la topographie dynamique représentée en rouge.

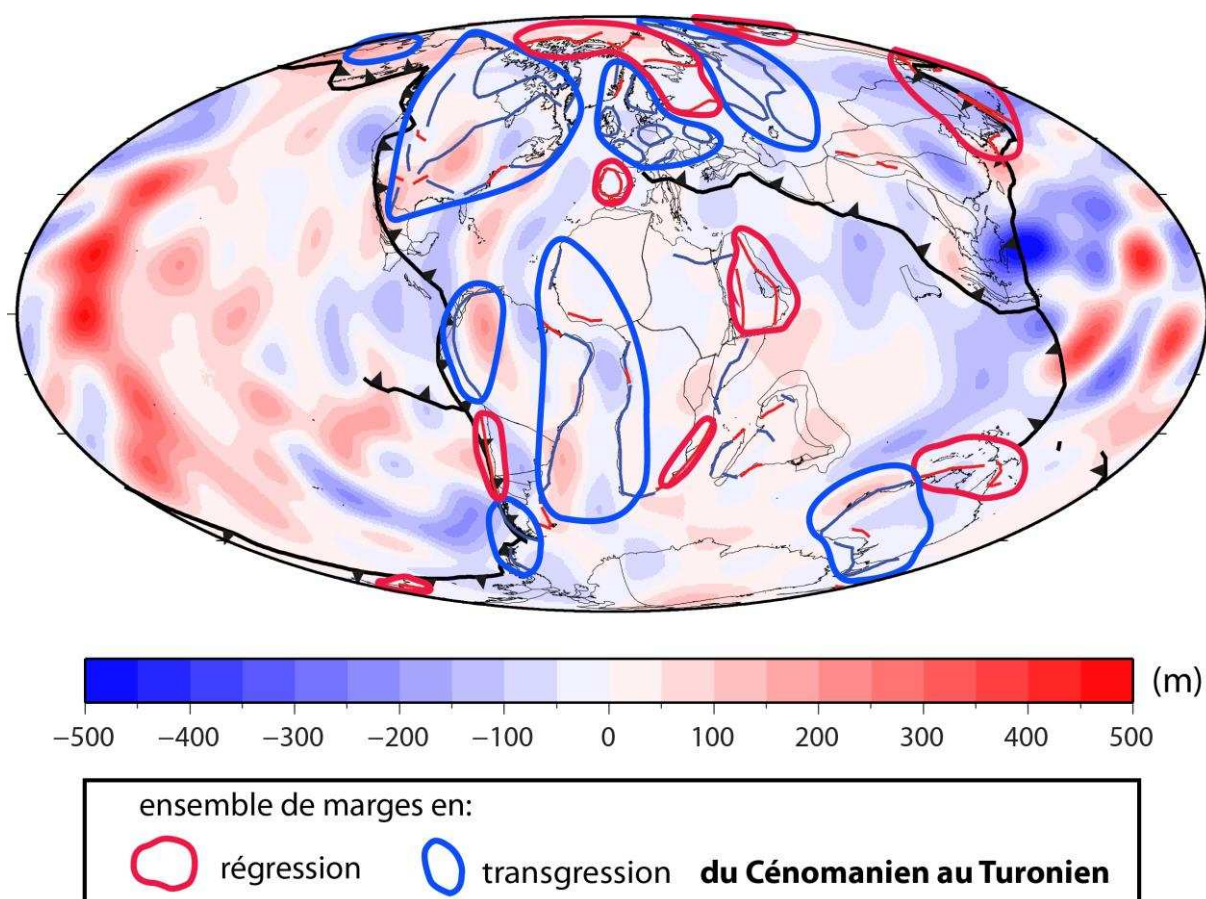


Figure 63 : Comparaison des tendances transgressives et régressives du Cénomaniens au Turonien avec la variation de l'amplitude du signal de topographie dynamique de 100 Ma à 90 Ma estimée à partir des modèles de Müller et al. (2008).

Cette figure a été obtenue à partir de la différence entre les prédictions de l'amplitude de la topographie dynamique à 90 Ma et celles à 100 Ma. La couleur rouge met donc en évidence une augmentation de l'amplitude de la topographie dynamique de l'Albien au Turonien et le bleu, une diminution de celle-ci.

La Figure 63 permet d'observer que, d'après les prédictions de ce modèle, les variations de la topographie dynamique de l'Albien au Turonien ne permettent pas d'expliquer les tendances transgressives des marges péri-Atlantique. Par contre, il existe une bonne correspondance pour la subduction au Sud de l'Europe pour laquelle le signal transgressif est associé à une diminution de l'amplitude de la topographie dynamique. Ceci vient corroborer les résultats précédents de la comparaison avec la variation de l'âge de la lithosphère.

L'Amérique du Nord présente une faible variation de la topographie dynamique hormis au niveau de l'Alaska où les prédictions montrent une augmentation de l'amplitude de celle-ci, de même que pour le Sud et Sud-Est de l'Amérique du Nord. Seule une partie de la marge Ouest, au niveau de la subduction, présente une diminution de l'amplitude de la topographie dynamique. Ce signal est donc contradictoire avec le signal transgressif et l'inondation importante de l'Amérique du Nord que nous observons à partir de nos résultats. Ceci peut mettre en évidence la difficulté des modèles à traduire la dynamique du manteau au cours des temps géologiques.

La subduction au Nord- Est de l'Asie présente une diminution de la topographie dynamique selon les prédictions du modèle de *Müller et al. (2008)* ce qui est également en désaccord avec notre observation d'un signal régressif de l'Albien au Turonien.

L'Amérique du Sud présente une diminution de l'amplitude de la topographie dynamique uniquement au niveau de sa partie Sud et le long de l'ensemble de la subduction (marge Ouest). Le signal que nous observons est principalement transgressif sur la marge Ouest proche de la subduction, à l'exception de la partie au Nord de la Patagonie où le signal est régressif. Ceci pourrait peut être s'expliquer par l'influence de la construction des Andes qui crée une barrière topographique qui vient s'opposer à la migration du littoral.

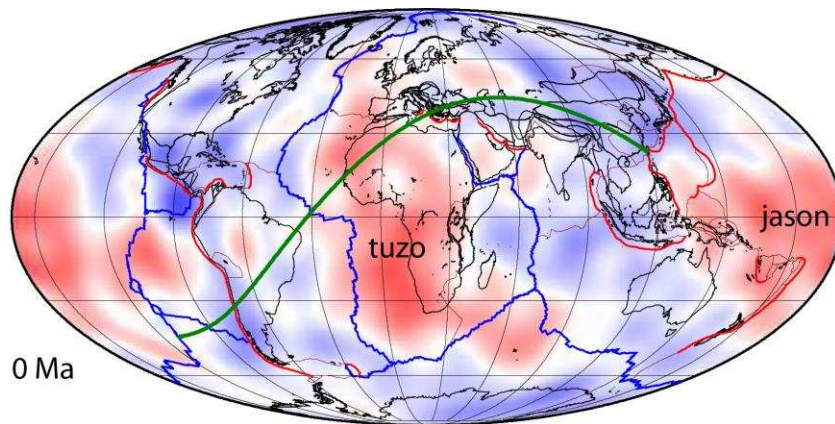
Ainsi les variations de l'amplitude de la topographie dynamique, produites à partir du modèle de *Müller et al. (2008)* ne permettent pas d'expliquer l'ensemble des tendances transgressives et régressives. Les deux types de signaux ne sont cohérents que pour deux régions proches de subduction, à savoir la marge au Sud de l'Europe, proche de la subduction de la Téthys et la marge Ouest de l'Amérique du Sud, bien que pour cette dernière les signaux ne soient pas cohérents sur l'ensemble de la marge. Ceci peut alors mettre en évidence que les modèles ne permettent pas de traduire correctement les mouvements verticaux de la topographie dynamique sur ces échelles de temps, ce qui peut être fort probable au vu des incertitudes sur la rhéologie du manteau. Cependant cela peut également signifier qu'un ou d'autres processus induisent des mouvements verticaux qui perturbent le niveau marin relatif.

Comme nous l'avons discuté dans la première partie de ce chapitre, le Crétacé moyen est caractérisé par un contexte géodynamique extensif, la Pangée a commencé environ 100 Ma d'années auparavant. La présence d'un supercontinent limite la dissipation de la chaleur du manteau, ce qui induit un chauffage sous continental élevé qui peut conduire à une augmentation de la température de l'ordre de 100° sous la lithosphère (e.g. *Coltice et al. 2009 ; Phillips and Coltice 2010*). La dilatation thermique des roches de la lithosphère peut conduire alors à un soulèvement important du supercontinent, de l'ordre de 240 m (en prenant 200 km pour l'épaisseur de la lithosphère et un coefficient de dilatation de $2,4 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$). Suite à la dislocation de la Pangée, le chauffage décroît et peut ainsi induire un signal subsident des continents issus de cette dislocation et favoriser alors leur inondation.

Nous proposons ainsi une interprétation, illustrée sur la figure 64, des mouvements verticaux durant la période correspondant à la présence de la Pangée, soit il y a environ 200 Ma et vers 100 Ma, durant la phase extensive suivant la dislocation qui correspond à l'intervalle de temps que nous avons considéré pour la reconstruction paléogéographique. Sur cette figure, la tomographie sismique à une profondeur de 2 500 km issue du modèle SMEAN de *Becker and Boschi (2002)* est également représentée afin de situer les anomalies thermiques dans le manteau actuel.

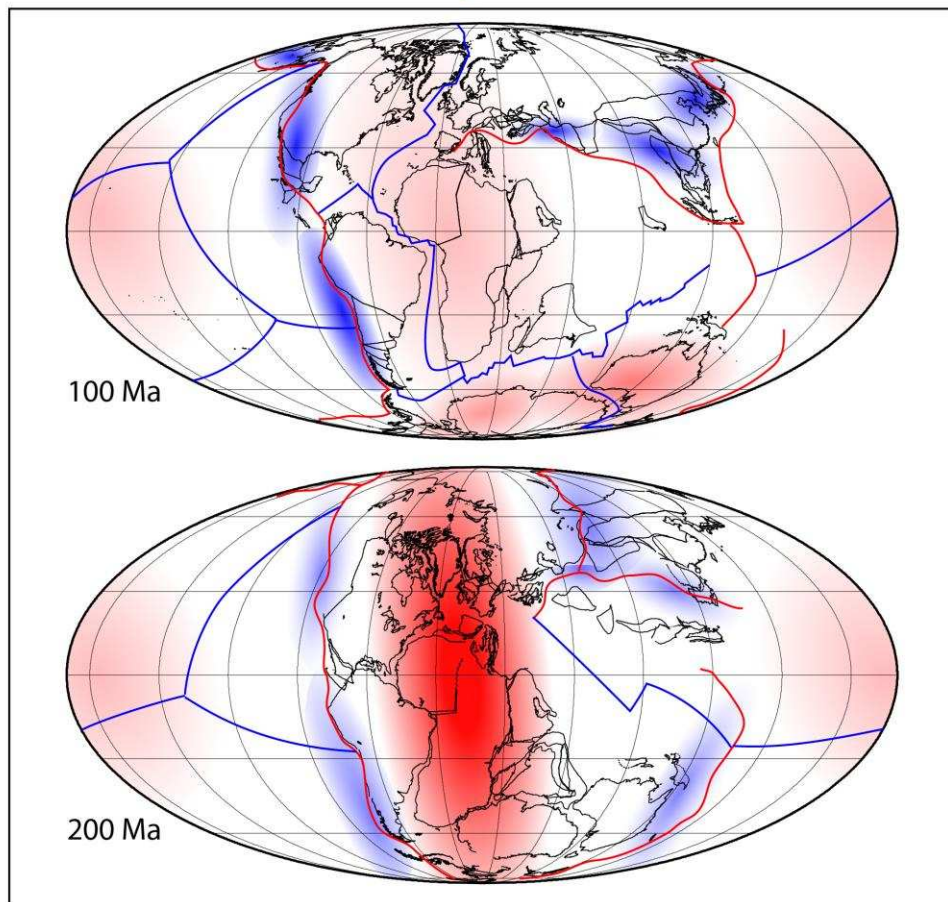
La surface rouge à 200 Ma montre l'importance du chauffage sous la Pangée et met en évidence le soulèvement du continent associé à ce chauffage. A 100 Ma, la carte met en évidence la décroissance du chauffage conduisant à un soulèvement plus faible des continents. Les marges péri-Atlantique ont possiblement conservé une élévation importante après la dislocation de la Pangée mais la décroissance du chauffage conduit à une tendance à la diminution de ce soulèvement. Ceci pourrait ainsi expliquer le signal transgressif des marges Atlantique que nous avons observé. Ce signal a sûrement dû être également accentué par la subsidence thermique post-rifting de ces marges. Mais l'élévation initiale des continents peut également expliquer la faible inondation des marges Est de l'Amérique du Nord et du Sud et Ouest de l'Afrique. Par contre, ceci ne s'applique pas aux marges

atlantiques de l'Europe qui présentent une inondation importante. Cette figure souligne également la présence de dépressions, signal de topographie dynamique négative attendu au niveau des subductions.



0 Ma

Tomographie sismique: anomalies thermiques du manteau actuel



100 Ma

200 Ma

Figure 64 : Mouvements verticaux liés aux anomalies thermiques du manteau à 200 Ma, 100 Ma (dessins interprétatifs dans le cadre noir) et tomographie sismique du manteau actuel (0 Ma, Becker and Boschi (2002)).

La couleur rouge correspond aux anomalies thermiques positives, inversement la couleur bleue représente les anomalies thermiques négatives. La ligne verte sur la carte 0 Ma situe la coupe interprétative représentée sur la figure 65. Les lignes bleues représentent les limites de plaques et les rouges, les zones de subduction.

Ainsi l'inondation et les signaux transgressifs/régressifs durant l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien mis en évidence par nos résultats, peuvent s'expliquer par l'héritage de l'élévation de la Pangée et sa décroissance suite à la dislocation du supercontinent et par un signal de topographie dynamique au niveau des zones de subduction, ceci en présence d'un haut niveau marin eustatique. Ceci est illustré et synthétisé sur la figure 65.

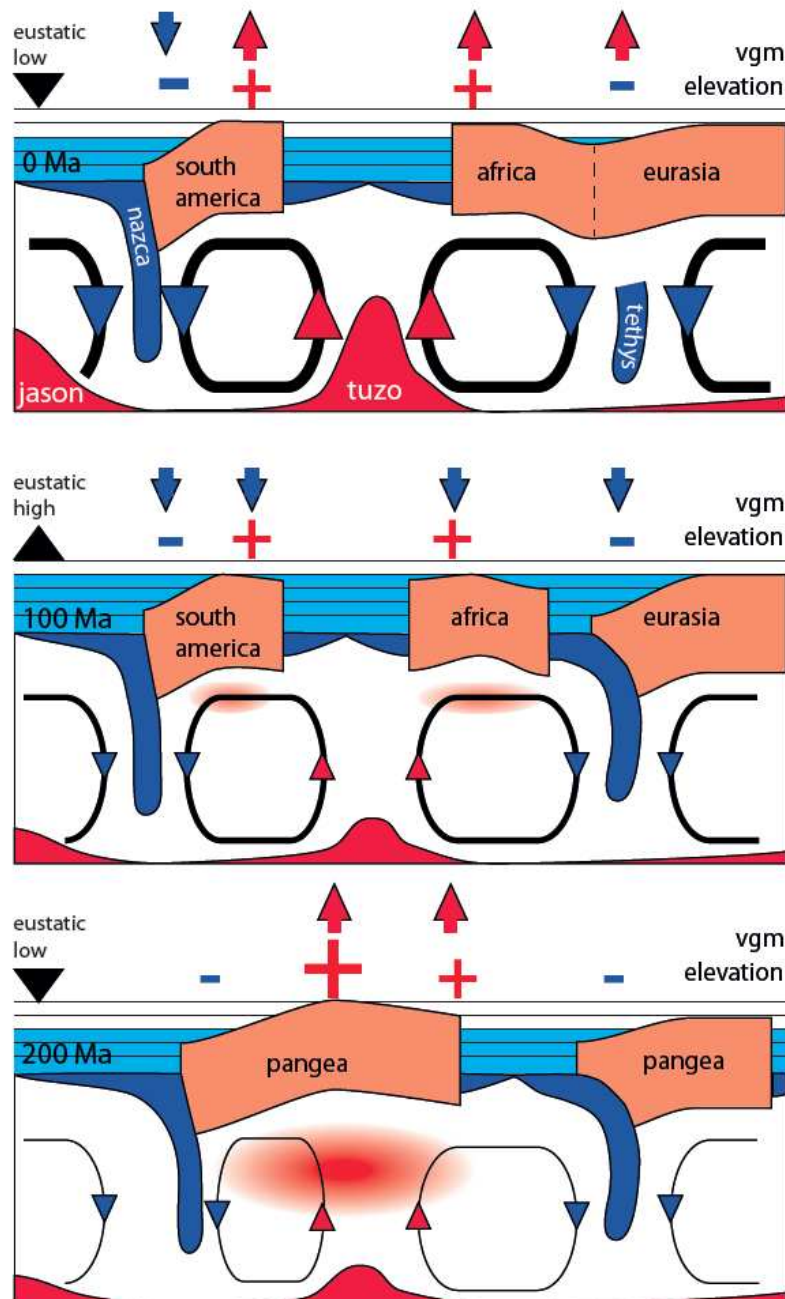


Figure 65 : Synthèse des variations des mouvements verticaux, du niveau marin eustatique et de l'élévation des continents à 200 Ma, 100 Ma et à l'actuel.

Les signes « + » et « - » indiquent l'amplitude de l'élévation des continents : « + » correspond à une topographie élevée tandis que « - » représente une dépression ; les flèches représentent la tendance des mouvements verticaux de la lithosphère (vgm : vertical ground motion) : les flèches rouges indiquent une tendance au soulèvement tandis que les flèches bleues une tendance à la subsidence.

Ainsi nous proposons que les variations du niveau marin relatif, durant le Crétacé moyen, enregistrées dans les bassins sédimentaires résultent principalement de l'action de trois processus : le chauffage sous les supercontinents, la topographie dynamique et l'eustatisme. Ceci est ainsi en contradiction avec l'idée du tout eustatique suggérée par *Vail et al. (1977a)* pour expliquer les variations du niveau marin relatif qu'ils ont observé et qui a motivé la création des chartes eustatiques. Si l'existence d'un signal eustatique n'est pas remis en question, la possibilité d'observer directement un tel signal à partir des enregistrements stratigraphiques peut être remis en cause.

SYNTHÈSE – CONCLUSION

Le niveau marin répond aux variations eustatiques et aux mouvements verticaux de la lithosphère. Le signal qu'il enregistre est complexe et difficile à analyser car il dépend de multiples processus (tectono-eustatisme, climat, topographie dynamique, divagation polaire, tectonique, transfert de surface) qui contrôlent les variations eustatiques ou les mouvements verticaux lithosphériques. Ces variations ont ainsi une longueur d'onde, une amplitude et un temps caractéristique propres à chaque type de processus. La discrimination de l'importance des différents processus dans le contrôle de la variation du niveau marin est une question majeure, notamment afin de pouvoir quantifier son impact sur les côtes. Cependant, les observations nécessaires pour caractériser les amplitudes et longueurs d'ondes précises de ces processus sont encore insuffisantes.

Jusqu'à présent de nombreuses études ayant travaillé sur le niveau marin se sont concentrées sur un ou quelques processus particuliers tels que les processus eustatiques (tectono-eustatisme, glacio-eustatisme,...) ou ceux à l'origine de la déformation de la Terre solide (rebond postglaciaire, topographie dynamique). Malgré la complexité du signal enregistré par le niveau marin, peu d'études ont été réalisées sur la quantification et la hiérarchisation de l'ensemble des facteurs de contrôles agissant sur ce niveau marin, en prenant soin de considérer la relation entre les variations de celui-ci et la déformation de la Terre solide. Dans ce contexte, l'originalité de notre étude a donc été :

- de réaliser une synthèse exhaustive sur les différents processus agissant sur le niveau marin et la Terre solide et sur leur quantification, afin de pouvoir établir une hiérarchisation des facteurs de contrôles sur le signal enregistré par le niveau marin.
- de considérer, à l'échelle globale, le niveau marin en relation avec la déformation de la Terre solide sur différents pas de temps : la période actuelle et le Crétacé et plus précisément l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien. Le choix de la période actuelle nous a permis l'étude de processus agissant à court terme tandis que le choix du Crétacé nous conduit à l'étude de processus agissant sur des temps géologiques plus longs.

Le travail de synthèse que j'ai réalisé sur l'ensemble des processus à l'origine des variations du niveau marin et des mouvements verticaux de la Terre a permis tout d'abord de quantifier et hiérarchiser les amplitudes et les longueurs d'ondes des différents processus les affectant, en fonction de leur temps caractéristique. Le Tableau 4 permet de regrouper les résultats de cette étude. Nous mettons en parallèle de ce tableau synthétique, la Figure 66 qui regroupe les figures illustrant notre caractérisation et quantification des mouvements verticaux actuels et notre caractérisation des tendances régressives et transgressives du niveau

marin relatif aux limites Albien-Cénomaniens et Cénomaniens-Turonien. Sur cette figure, est également représentée la carte des mouvements issue de *Pedoja et al. (2011)*. J'ai en effet également pu me joindre à un projet, en cours lorsque je suis arrivée en thèse, portant sur la caractérisation à l'échelle globale des mouvements verticaux à partir d'une base de données des terrasses marines du stade isotopique MIS-5e (environ 120 000 ans) réalisée par K. Pedoja. Ce travail a fait l'objet d'un article présenté en annexe dans ce mémoire.

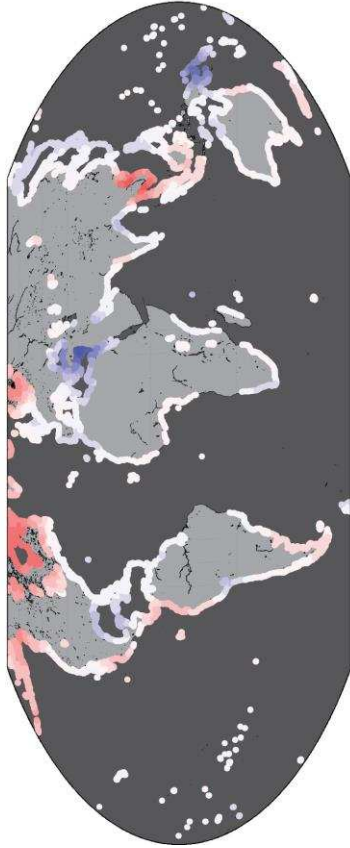
Ceci permet ainsi d'accéder à des échelles de temps de court terme (mouvements verticaux actuels), de moyen terme (mouvements verticaux à 120 000 ans) et long terme (signal transgressif et régressif au Crétacé moyen permettant de mettre en évidence la perturbation du signal eustatique par les mouvements verticaux).

Processus	Amplitudes (m)		Longueur d'onde (km)		Temps (années)	Références
	Niveau marin eustatique	Niveau marin relatif	Globale	Locale		
Tectono-eustatisme (âge moyen de la lithosphère et/ou dynamique des dorsales)	+/- 100 à 150	//		/	> 10 ⁶	(1) (2)
Plateaux océaniques	+/- 60 à 100	//		/	> 10 ⁶	(3) (2)
Climat: Glacio-eustatisme	+/- 100	//		/	< 10 ⁵	(4) (5) (6)
Climat: Dilatation thermique	< +/-10	//		/	< 10 ⁵	(5) (7)
Climat: Glacio-hydro-isostasie	-1 à -2	< 1 000		> 1 000	< 10 ⁵	(8) (15)
Topographie-dynamique	+ 80	< 2 000		> 1 000	> 10 ⁶	(9) (10)
Géοïde	/	+/- 100	/	> 1 000	> 10 ⁶	(11) (12)
Divagation polaire	/	< +/- 100	/	> 1 000	> 10 ⁶	(13) (14)
Sédimentation	< +/- 60	//		/	> 10 ⁶	(2) (7)
Orogénèse	< +/- 10	//		/	> 10 ⁶	(7)

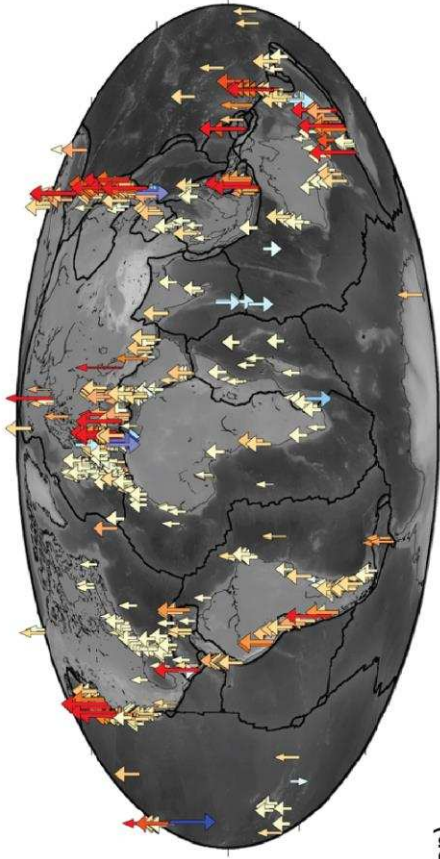
Tableau 4 : Synthèse des processus à l'origine des variations du niveau marin relatif, eustatique et des mouvements de la Terre solide : amplitude, longueur d'onde et temps caractéristique.

Les références bibliographiques : (1) Cogné et al., 2006; (2) Müller et al., 2008; (3) Hardebeck & Anderson, 1996; (4) Shackleton, 1987; (5) Cazenave, 2010; (6) Mitrovica et al., 2011; (7) Miller et al., 2005; (8) Farrell, 1976; (9) Conrad & Husson, 2009; (10) Gurnis, 1993; (11) Hager, 1985; (12) Ricard, 2006; (13) Sabadini et al., 1990; (14) Mound et al., 1998; (15) Peltier et al., 2006

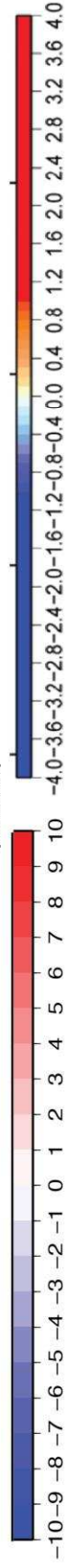
Actuel



Quaternaire (120 000 ans)

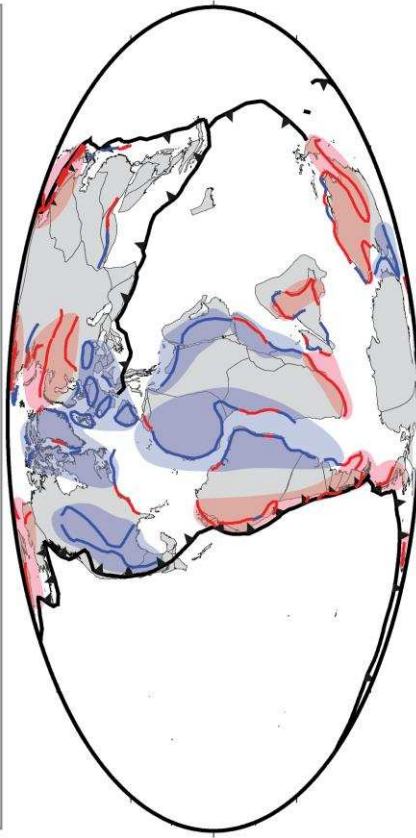


(mm/an)

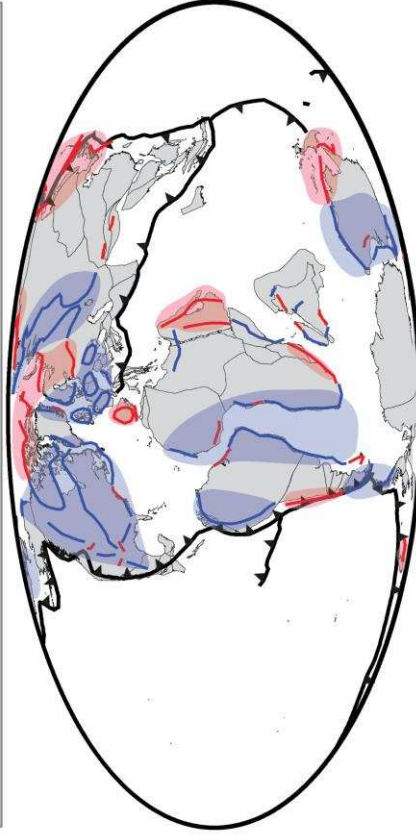


Crétacé moyen (100 Ma et 94 Ma)

Albien - Cénomaniens



Cénomaniens - Turonien



Régressions

Transgressions

Figure 66 : Synthèse des résultats de la thèse

En haut à gauche : vitesses des mouvements verticaux actuels obtenus à partir de la reconstruction, avec les harmoniques sphériques, jusqu'au degré 20 à partir de notre base de données discrètes des mouvements verticaux actuels compilée avec les résultats issus de la bibliographie. En haut à droite : vitesses des mouvements verticaux à 120 000 ans, issus de Pedoja et al. (2011). En bas : Signaux transgressifs et régressifs à la limite Albien-Cénomaniens et Cénomaniens-Turonien, issus de notre reconstruction paléogéographique pour ces intervalles de temps.

D'après le tableau synthétique, le signal prédominant sur le niveau marin relatif est la topographie dynamique qui peut produire des mouvements verticaux lithosphériques jusqu'à 2 km mais sur une longueur pouvant être largement supérieure à 1 000 km. Cependant, sur des échelles de temps humaines, les effets de la topographie dynamique ne peuvent expliquer les vitesses de variations des mouvements verticaux actuels que nous observons à partir de nos résultats. En effet, leurs vitesses de variation, jusqu'à ± 20 mm/an, sont trop rapides au regard du temps caractéristique de la topographie dynamique, supérieur à un million d'années, qui est contrôlé par la viscosité du manteau. La glacio-hydro-isostasie, effective suite à la fonte des calottes glaciaires il y a 20 000 ans, a été retenue pour expliquer le signal dominant à l'échelle globale que nous observons. Pour arriver à cette conclusion, nous avons réalisé une compilation des vitesses des mouvements verticaux actuels (cf. Figure 66 carte en haut à gauche) qui nous a permis:

- De mettre en évidence un signal non uniforme des mouvements verticaux avec la présence de tendances de soulèvement et de subsidence à l'échelle globale, pouvant atteindre jusqu'à ± 20 mm/an.
- D'identifier le signal produit par la glacio-hydro-isostasie par la présence de soulèvement rapide au niveau des marges anciennement englacées et la subsidence des marges plus éloignées. De même, un signal régional des mouvements verticaux induit par le contexte géodynamique des marges actives a également été identifié et quantifié. Ils peuvent atteindre des ordres de grandeurs similaires à celles mesurées pour le signal postglaciaire.
- De tenter d'extraire un signal de grande longueur d'onde à l'aide des harmoniques sphériques, à partir du signal des mouvements verticaux obtenus. Ceci nous a permis de constater qu'une reconstruction de ce signal jusqu'au degré dix à l'aide des harmoniques sphériques, correspond aux prédictions des modèles du signal postglaciaire. Ces résultats nous ont conduits alors à conclure que le signal postglaciaire présente une longueur d'onde caractéristique de l'ordre de 4 000 km et que ces données discrètes peuvent fournir une estimation des mouvements verticaux postglaciaires le long des côtes.
- De confronter notre signal constitué du signal postglaciaire de grande longueur d'onde et de signaux de plus courtes longueurs d'ondes, aux vitesses de variations actuelles du niveau marin absolu mesuré par les altimètres. Ceci nous a permis de montrer que le signal des mouvements verticaux pouvait être de même ordre de grandeur, ou localement supérieur ou inférieur aux vitesses de variations du niveau marin actuelles dominées par l'expansion thermique due au réchauffement climatique. Ils peuvent donc influencer sur les vitesses d'inondation des côtes actuelles.

La comparaison de ces résultats avec les mouvements verticaux issus de *Pedoja et al. (2011)* permet de mettre en évidence que les signaux ne sont pas comparables (1) en terme de tendances : soulèvement presque global des marges au Quaternaire en opposition avec la variabilité spatiale des mouvements actuels, et (2) en terme de vitesse de variation : les mouvements verticaux Quaternaire n'excèdent pas ± 4 mm/an alors que les vitesses actuelles peuvent atteindre ± 20 mm/an. Les vitesses issues des terrasses marines sont caractéristiques du dernier interglaciaire, avant le maximum glaciaire d'il y a 20 000 ans. La glacio-hydro-isostasie ne peut donc pas expliquer les mouvements verticaux observés, ce qui peut expliquer les différences entre le signal actuel et Quaternaire. *Pedoja et al. (2011)* expliquent ce soulèvement des marges par les contraintes subies par les marges continentales dues à l'accrétion des continents. Ce signal devrait ainsi également conduire au soulèvement des marges actuelles. Il peut être ainsi considéré que le signal postglaciaire qui domine les mouvements verticaux actuels, masque le signal observé durant le Quaternaire.

Sur des échelles de temps géologiques, d'après le tableau synthétique, le tectono-eustatisme (variation du volume du bassin océanique par une variation de l'âge moyen de la lithosphère et/ou de la dynamique des dorsales) et la mise en place des plateaux océaniques induisent les plus importantes amplitudes de variations eustatiques. Le tectono-eustatisme a longtemps été considéré comme principal responsable des variations du niveau marin relatif observées à partir des données stratigraphiques. Cependant, la topographie dynamique est également responsable d'importantes variations du niveau marin relatif en induisant des mouvements verticaux lithosphériques importants (pouvant atteindre 2 km).

- Notre analyse de la migration du littoral à partir de nos reconstructions paléogéographiques sur les intervalles de temps Albien-Cénomaniens et Cénomaniens-Turonien (Figure 66, cartes en bas), nous a permis, à partir de données stratigraphiques, de considérer la présence et l'importance relative des processus responsables des variations du niveau marin relatif observées.
- Par l'observation de l'évolution des paléo-traités de côte, nous avons pu observer que le Turonien présente la plus importante inondation des continents sur les intervalles de temps considérés et par rapport à l'actuel. Ceci permet ainsi de replacer la possibilité d'un maximum eustatique au cours du Turonien au lieu du Cénomaniens-Turonien.
- Nous avons, lorsque les données le permettaient, apporté l'information des tendances de transgressions ou régressions du niveau marin relatif de l'Albien au Cénomaniens et du Cénomaniens au Turonien, ce qui constitue une approche originale de ce type de données. Un résultat important a pu ainsi être mis en évidence à partir de ces données : l'absence d'un signal transgressif à l'échelle globale durant ces deux intervalles de temps. Ceci vient alors s'opposer à l'idée de la présence d'un signal eustatique qui devrait alors produire un signal transgressif sur l'ensemble des continents. Ceci nous a conduits à nous questionner sur l'existence de l'action de processus venant perturber le signal eustatique sur de grandes longueurs d'ondes.

- Nous avons ainsi conclu que les variations du niveau marin relatives observées résultaient principalement de la contribution de trois processus :
 - l'eustatisme
 - la topographie dynamique
 - le chauffage sous les supercontinents

Ces conclusions sont ainsi en contradiction avec l'idée du tout eustatique suggérée par *Vail et al., 1977* pour expliquer les variations du niveau marin relatives qu'ils ont observées et qui a motivé la création des chartes eustatiques. Si l'existence d'un signal eustatique n'est pas remise en question, la possibilité d'observer directement un tel signal à partir des enregistrements stratigraphiques peut être remise en cause.

De tels résultats sont prometteurs pour participer à la calibration des modèles de topographie dynamique qui souffrent de l'incertitude sur la structure en viscosité du manteau pour reproduire sa dynamique dans le passé et ainsi ses conséquences sur les mouvements verticaux en surface au cours des temps géologiques.

Ainsi, à la fin de ma thèse, nous disposons de bases de données permettant de caractériser la déformation de la Terre solide à l'actuel et les variations du niveau marin relatives au cours du Crétacé moyen. Celles-ci nous ont permis d'en retirer une interprétation et des conclusions importantes sur les processus qui dominent les résultats que nous avons obtenus pour chacune de ces deux périodes de temps. De plus, la comparaison de ces résultats avec les vitesses des mouvements verticaux Quaternaire permet de mettre en évidence la variabilité des signaux des mouvements verticaux à chacune des périodes de temps.

Afin d'aller plus loin dans cette étude, l'apport de nouvelles cartes paléogéographiques, du même type que celles que nous avons construites, à l'échelle globale, permettrait l'observation du signal de la topographie dynamique sur différentes échelles de temps et ainsi mieux connaître son évolution passée dans l'objectif de contraindre les modèles de la dynamique du manteau. Particulièrement de nouvelles cartes durant une période correspondant à une phase différente du cycle de Wilson permettrait le signal du niveau marin relatives durant de telles conditions. La prochaine carte paléogéographique à construire serait ainsi celle correspondant à la période Permo-Trias, pendant laquelle la Pangée était encore présente.

Pour l'observation des mouvements verticaux actuels, l'augmentation des séries temporelles des marégraphes, satellites et GPS représente une opportunité importante de pouvoir appliquer la méthode que nous avons utilisée pour quantifier les vitesses des mouvements verticaux et extraire le signal post glaciaire. Ceci à la fois dans l'objectif de confronter ces résultats à la hausse actuelle du niveau marin mais également cela représente une source importante pour aider à contraindre les modèles du signal post-glaciaire et ainsi de la structure rhéologique de la Terre.

TABLE DES FIGURES

Figure 1 : Définition du niveau marin relatif et de l'eustatisme	12
Figure 2 : Subsidence thermique de la croûte océanique (modifié à partir de <i>Turcotte and Schubert 2002</i>)	14
Figure 3 : Evolution de la bathymétrie en fonction du temps	17
Figure 4 : Evolution théorique de la bathymétrie d'un bassin océanique en fonction de la distance à l'axe de la dorsale et suivant différentes demi- vitesses d'expansion océanique	18
Figure 5 : Schéma d'un bassin océanique quelconque	19
Figure 6 : Plateaux océaniques mis en place durant le Crétacé (à partir de <i>Kerr and Mahoney 2007</i> pour la carte et de <i>Larson 1991</i> pour les valeurs du tableau).....	20
Figure 7 : Sédimentation et isostasie au niveau des marges	21
Figure 8 : Déformation de la lithosphère causée par des anomalies de densités dans le manteau	23
Figure 9 : Prédications du modèle numérique de <i>Conrad and Husson (2009)</i> de l'amplitude actuelle de la topographie dynamique.....	27
Figure 10 : Mécanismes de variations du niveau marin provoquées par la topographie dynamique (<i>Conrad and Husson, 2009</i>)	29
Figure 11 : Ondulations du géoïde en fonction des anomalies de densités présentes sous la surface de la Terre solide	30
Figure 12 : Hauteurs du géoïde (grandes longueurs d'onde, source : Cnes, GRGS, CNRS)	31
Figure 13 : Variations du géoïde et topographie dynamique (<i>King, 2007</i>).....	32
Figure 14 : Comparaison entre le signal de topographie dynamique estimé par <i>Conrad and Husson (2009)</i> et le signal de grande longueur d'onde du géoïde (figure issue de <i>Ricard et al. 2006</i>).....	33
Figure 15 : Mécanisme de la divagation polaire (True Polar Wander, TPW) (<i>Evans, 2003</i>)	34
Figure 16 : Effet du basculement de la Terre solide par rapport à son axe de rotation sur le niveau marin (<i>Perron et al., 2007</i>).....	35
Figure 17 : Signatures du niveau marin relatif à la suite de la fonte des calottes glaciaires du dernier maximum glaciaire en fonction de la situation géographique <i>Clark et al. (1978)</i>	40
Figure 18 : Exemple de deux scénarios différents de l'extension des calottes glaciaires au dernier maximum glaciaire (<i>Clark and Mix, 2002</i>).....	43
Figure 19 : Variation de la viscosité du manteau en fonction de la profondeur dans les modèles VM1, VM2 et VM3 de la structure radiale viscoélastique décrite dans <i>Peltier (2004)</i>	45
Figure 20 : Signatures spatiales des variations du niveau marin dans le cas d'une fonte de l'Ouest de la calotte Antarctique (<i>Mitrovica et al., 2009</i>)	50

Figure 21 : Principe du réajustement glacio-isostatique	51
Figure 22 : Principe de la migration des traits de côtes et erreurs associées (<i>Mitrovica, 2003</i>).....	53
Figure 23 : Calottes marines et non marines <i>Kendall et al. (2005)</i>	54
Figure 24 : Signal du niveau marin relatif engendré par les effets rotationnels (<i>Mitrovica et al., 2005</i>).....	55
Figure 25 : Distribution géographique des stations marégraphiques sélectionnées pour la base de données RLR du PSMSL.....	61
Figure 26 : Vitesses de variations du niveau marin entre 1992 et 2012 (source AVISO, données issues des mesures de Topex/Poseidon, Jason 1 et 2, corrigées du baromètre inverse).....	63
Figure 27 : Morphologie des terrasses marines	67
Figure 28 : Les variations du niveau marin depuis le dernier maximum glaciaire construites à partir des récifs coralliens (modifié de <i>Peltier 2002</i>).....	69
Figure 29 : Variations du rapport isotopique de l'eau de mer dues au fractionnement isotopique de l'oxygène en période chaude ou froide.....	71
Figure 30 : Exemple de reconstitution des variations du niveau marin depuis 450 000 ans à partir des analyses du $\delta^{18}O$ des foraminifères (<i>Waelbroeck et al., 2002</i>).....	73
Figure 31 : Facteur de contrôle de l'enregistrement sédimentaire	75
Figure 32 : Géométries sédimentaires corrélées à différentes valeurs du rapport A/S (<i>Homewood et al., 1999</i>).....	76
Figure 33 : Séquence de dépôt décrite selon le modèle de Vail (<i>Homewood et al., 1999</i>)	77
Figure 34 : Cycles des variations du niveau marin au cours du temps enregistrés dans les bassins et leur origine tectonique ou eustatique (<i>Guillocheau, 1995</i>).....	77
Figure 35 : Définition de l'espace d'accommodation en fonction de la bathymétrie et de l'épaisseur des sédiments	78
Figure 36 : Principe de la quantification du niveau marin relatif et de la construction de la charte associée. (<i>Vail et al., 1977b</i>).....	79
Figure 37 : Chartes eustatiques du groupe Exxon (<i>Vail et al. (1977a) en vert ; Haq et al. (1987) en marron ; Haq and Al-Qahtani (2005) en gris</i>) (<i>Miller et al., 2005</i>).....	81
Figure 38 : Chartes eustatiques réalisées à partir de la méthode du backstripping (<i>Miller et al., 2005</i>)	82
Figure 39 : Définition de l'empiètement continental.....	84
Figure 40 : Superficie des régions ennoyées au cours du temps (modifié de <i>Miller et al. (2005)</i>).....	84
Figure 41 : Courbes hypsométriques actuelles des continents (<i>Robin, 2006</i>)	85
Figure 42 : Topographie actuelle et estimation de la topographie au Cénomanién (<i>C. Robin et F. Guillocheau communication personnelle</i>).....	86
Figure 43 : Bases de données discrètes et interpolées des mouvements verticaux actuels de la lithosphère utilisées	115
Figure 44 : Masques construits en fonction du nombre minimum (n) de données voisines pour chaque point de mesure.....	117
Figure 45 : Signal reproduit à partir d'un spectre d'amplitude élevée pour les faibles degrés.....	118
Figure 46 : Comparaison des reconstructions jusqu'au degré 10 des signaux synthétiques complets construits à partir de différents spectres, et celles des signaux synthétiques interpolés.	120
Figure 47 : Vitesses des mouvements verticaux de la lithosphère : signal postglaciaire issu du modèle de <i>Paulson et al. (2007)</i>	121

Figure 48 : Comparaison schématique d'un signal caractérisé par un spectre de type l^0 et l^2 et de la possibilité de leur reconstruction à partir de leur échantillonnage	122
Figure 49 : Résultats de la reconstruction produite avec les harmoniques sphériques jusqu'à différents degrés à partir des bases de données discrètes VGM (colonne gauche) et VGM_Compil (colonne droite).....	124
Figure 50: Résultats de la reconstruction produite à partir de la base de données VGM_Compil, avec les harmoniques sphériques jusqu'aux degrés 5, 10 15 et 20, illuminés uniquement le long des côtes.	127
Figure 51: Résultats de la différence entre les reconstructions du signal échantillonné puis interpolé et celles du signal global des prédictions de <i>Paulson et al. (2007)</i> , produites avec les harmoniques sphériques jusqu'aux degrés 5, 10 15 et 20.	128
Figure 52: Corrélations, le long des côtes, entre les vitesses du signal échantillonné puis interpolé et celles du signal global des prédictions de <i>Paulson et al. (2007)</i> , produites avec les harmoniques sphériques.	130
Figure 53: Estimations des vitesses d'inondation actuelle des côtes	131
Figure 54 : Inondation des continents durant le Turonien (Scotese, 2002, http://www.scotese.com , PALEOMAP website).....	134
Figure 55 : Estimations de l'amplitude eustatique au cours de l'Albien, Cénomaniens et Turonien	134
Figure 56 : Estimation de la topographie durant le Cénomaniens (<i>C. Robin et F. Guillocheau, communication personnelle</i>).....	136
Figure 57 : Estimations des paléotempératures durant le Crétacé (<i>Pucéat et al., 2003</i>)	138
Figure 58 : Reconstruction paléogéographique de l'Albien terminal au Cénomaniens terminal.....	144
Figure 59 : Reconstruction paléogéographique du Cénomaniens basal au Turonien basal	145
Figure 60 : Tendances transgressions-régressions de l'Albien au Cénomaniens et du Cénomaniens au Turonien	165
Figure 61: Comparaison de la variation de l'âge de la lithosphère océanique (en Ma/Ma) avec les tendances régressives/transgressives de l'Albien au Cénomaniens (en haut) et du Cénomaniens au Turonien (en bas).....	167
Figure 62 : Paléo-traites de côte à la limite Albien-Cénomaniens et topographie dynamique à 100 Ma issue des modèles de <i>Müller et al. (2008)</i> et de <i>Flament et al. (2012)</i>	169
Figure 63 : Comparaison des tendances transgressives et régressives du Cénomaniens au Turonien avec la variation de l'amplitude du signal de topographie dynamique de 100 Ma à 90 Ma estimée à partir des modèles de <i>Müller et al. (2008)</i>	171
Figure 64 : Mouvements verticaux liés aux anomalies thermiques du manteau à 200 Ma, 100 Ma (dessins interprétatifs dans le cadre noir) et tomographie sismique du manteau actuel (0 Ma, <i>Becker and Boschi (2002)</i>).....	173
Figure 65 : Synthèse des variations des mouvements verticaux, du niveau marin eustatique et de l'élévation des continents à 200 Ma, 100 Ma et à l'actuel.....	174
Figure 66 : Synthèse des résultats de la thèse.....	180

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Synthèse des processus à l'origine des variations du niveau marin relatif, eustatique et des mouvements de la Terre solide : amplitude, longueur d'onde, temps caractéristique, types d'observations et sources d'incertitudes.....	89
Tableau 2 : Estimations de l'amplitude du maximum eustatique durant le Cénomanién-Turonien suivant les différents travaux existants.....	135
Tableau 3 : Synthèse de l'amplitude eustatique engendrée par les processus qui ont opéré durant le milieu du Crétacé.....	139
Tableau 4 : Synthèse des processus à l'origine des variations du niveau marin relatif, eustatique et des mouvements de la Terre solide : amplitude, longueur d'onde et temps caractéristique.....	178

BIBLIOGRAPHIE

- Agirrezabala, L. M., and J. Garcia-Mondéjar (1992), Tectonic origin of carbonate depositional sequences in a strike-slip setting (Aptian, northern Iberia), *Sedimentary Geology*, 81(3-4), 163-172.
- Algeo, T. J., and K. B. Soslavinsky (1995), The Paleozoic world; continental flooding, hypsometry, and sealevel, *American Journal of Science*, 295(7), 787-822.
- Allen, P. A., and J. R. Allen (1990), *Basin analysis; principles and applications*, Blackwell Sci. Publ. : Oxford, United Kingdom, United Kingdom.
- Andersen, M. B., C. H. Stirling, E.-K. Potter, A. N. Halliday, S. G. Blake, M. T. McCulloch, B. F. Ayling, and M. O'Leary (2008), High-precision U-series measurements of more than 500,000 year old fossil corals, *Earth and Planetary Science Letters*, 265(1-2), 229-245.
- Andreu, B., J. P. Colin, and J. Singh (2007), Cretaceous (Albian to Coniacian) Ostracodes from the subsurface of the Jaisalmer Basin, Rajasthan, India *Micropaleontology*, 53(5), 345-370
- Antonov, J. I., S. Levitus, and T. P. Boyer (2002), Steric sea level variations during 1957-1994: Importance of salinity, *J. Geophys. Res.*, 107(C12).
- Antonov, J. I., S. Levitus, and T. P. Boyer (2005), Thermosteric sea level rise, 1955-2003, *Geophysical Research Letters*, 32.
- Argus, D. F., Peltier, and M. M. Watkins (1999), Glacial isostatic adjustment observed using very long baseline interferometry and satellite laser ranging geodesy, *Journal of Geophysical Research*, 104, 29077-29094.
- Bamber, J. L., R. E. M. Riva, B. L. A. Vermeersen, and A. M. LeBrocq (2009), Reassessment of the potential sea-level rise from a collapse of the West Antarctic ice sheet, *Science*, 324(5929), 901-903.
- Baraboshkin, E. Y. (2005), Paleogeografiya Vostochno-Yevropeyskoy platformy i yeye yuzhnogo obramleniya v rannem melu, in *Early Cretaceous paleogeography of the Russian Platform and its southern frame*, edited, pp. 201-323, Geokart : Moscow, Russian Federation
- GEOS : Moscow, Russian Federation, Russian Federation.
- Baraboshkin, E. Y., A. S. Alekseev, and L. F. Kopaeovich (2003), Cretaceous palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(1-2), 177-208.
- Barron, E. J. (1983), A warm, equable Cretaceous: the Nature of the problem, *Earth-Science Reviews*, 19, 305-338.
- Bassin, C., G. Laske, and G. Masters (2000), The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, *EOS Trans AGU*, 81.

- Bastia, R., and P. K. Nayak (2006), Tectonostratigraphy and depositional patterns in Krishna Offshore Basin, Bay of Bengal, *Leading Edge* 25(7), 839–845.
- Becker, T. W., and L. Boschi (2002), A comparison of tomographic and geodynamic mantle models, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 3.
- Besairie, H., and M. Collignon (1956), *Le système crétacé a Madagascar*, 78 pp., Tananarive.
- Besairie, H., and M. Collignon (1972), Géologie de Madagascar, I. Terrains sédimentaires., *Annales Géologiques de Madagascar* . 35, 463 p.
- Bills, B. G., and T. S. James (1996), Late Quaternary variations in relative sea level due to glacial cycle polar wander, *Geophys. Res. Lett.*, 23(21), 3023-3026.
- Biswas, S. K. (1992), Tertiary Stratigraphy of Kutch, *Journal of the Palaeontological Society of India.*, 37(1-29).
- Biswas, S. K. (1999), A review of the evolution of rift basins in India during Gondwana with special reference to western Indian basins and their hydrocarbon prospects, *PINSA*, 65 A(3), 261-283.
- Boger, S. D. (2011), Antarctica — Before and after Gondwana, *Gondwana Research*, 19(2), 335–371.
- Bond, G. C. (1979), Evidence for some uplifts of large magnitude in continental platforms, *Tectonophysics*, 61(1-3), 285-305.
- Boschi, L., C. Faccenna, and T. W. Becker (2010), Mantle structure and dynamic topography in the Mediterranean Basin, *Geophysical Research Letters*, 37.
- Bouin, M. N., and G. Wöppelmann (2010), Land motion estimates from GPS at tide gauges: a geophysical evaluation, *Geophysical Journal International*, 180, 193-209.
- Braun, J. (2010), The many surface expressions of mantle dynamics, *Nature Geoscience*, 3, 825-833.
- Bugge, T., G. Elvebakk, S. Fanavoll, G. Mangerud, M. Smelror, H. M. Weiss, J. Gjelberg, S. E. Kristensen, and K. Nilsen (2002), Shallow stratigraphic drilling applied in hydrocarbon exploration of the Nordkapp Basin, Barents Sea., *Marine and Petroleum Geology*, 19(1), 13-37.
- Cabanes, C., A. Cazenave, and C. Le Povost (2001), Sea level change from Topex - Poseidon altimetry for 1993-1999 and possible warming of the southern oceans, *Geophysical Research Letters*, 28(1), 9-12.
- Cambiotti, G., Y. Ricard, and R. Sabadini (2010), Ice age True PolarWander in a compressible and non-hydrostatic Earth, *Geophys. J. Int.*, 183, 1248-1264.
- Camoin, G. F., L. F. Montaggioni, and C. J. R. Braithwaite (2004), Late glacial to post glacial sea levels in the western Indian Ocean, *Marine Geology*, 206(1-4), 119-146.
- Camoin, G. F., P. Ebren, A. Eisenhauer, E. Bard, and G. Faure (2001), A 300 000-yr coral reef record of sea level changes, Mururoa Atoll (Tuamotu Archipelago, French Polynesia), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175(1-4), 325-341.
- Casshyap, S. M., and M. Aslam (1992), Deltaic and shoreline sedimentation in Saurashtra Basin, western India: an example of infilling in an Early Cretaceous failed rift, . *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(6), 972-1008.
- Cathles, L. M., III (1975), *The viscosity of the Earth's mantle*, Princeton Univ. Press : Princeton, N.J., United States, United States.
- Catuneanu, O., et al. (2009), Towards the standardization of sequence stratigraphy, *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 1-33.
- Caus, E., J. M. Bernaus, E. Calonge, and J. Martín-Chivelet (2009), Mid-Cenomanian separation of Atlantic and Tethyan domains in Iberia by a land-bridge: The origin of

- larger foraminifera provinces?, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 283(3-4), 172–181.
- Cazenave, A., and W. Llovel (2010), Contemporary sea level rise, *Annual Review of Marine Science*, 2, 145-173.
- Cazenave, A., A. Lombard, and W. Llovel (2008), Present-day sea level rise: A synthesis, *Comptes Rendus Geoscience*, v1 340, iss1 11, p1 761-770., 340, 761-770.
- Cazenave, A., C. Cabanes, K. Dominh, M. C. Gennero, and C. Le Provost (2003), Present-Day Sea Level Change: Observations and Causes, *Space Science Reviews*, 108, 131-144.
- Cazenave, A., K. Dominh, F. Ponchaut, L. Soudarin, J. F. Cretaux, and C. L. Provost (1999), Sea level changes from Topex-Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS, *Geophys.Res.Let.*, 26, 2077-2080.
- Cazenave, A., K. Dominh, S. Guinehut, E. Berthier, W. Llovel, G. Ramillien, M. Ablain, and G. Larnicol (2009), Sea Level Budget over 2003-2008: a reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo, *Glob. Planet. Change*, 65, 83-88.
- Chalmers, J. A., T. C. R. Pulvertaft, C. Marcussen, and A. K. Pedersen (1999), New insight into the structure of the Nuussuaq Basin, central West Greenland, *Marine and Petroleum Geology*, 16(3), 197-224.
- Chao, B. F., Y. H. Wu, and Y. S. Li (2008), Impact of artificial reservoir water impoundment on global sea level, *Science*, 320, 212-214.
- Church, J. A., and N. J. White (2006), A 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophysical Research Letters*, 33.
- Clark, J. A., W. E. Farrell, and Peltier (1978), Global Changes in Postglacial Sea Level: A Numerical Calculation, *Quaternary Research*, 9, 265-287.
- Clark, P. U., and A. C. Mix (2002), Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21, 1-7.
- Clarke, G. K. C., and S. J. Marshall (2002), Isotopic balance of the Greenland Ice Sheet: modelled concentrations of water isotopes from 30,000 BP to present, *Quaternary Science Reviews*, 21(1, Äi3), 419-430.
- Clarke, L. J., and H. C. Jenkyns (1999), New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere, *Geology*, 27, 699-702.
- Cobbold, P. R., and E. A. Rossello (2003), Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina, *Marine and Petroleum Geology*, 20, 429-443.
- Cogne, J.-P., and E. Humler (2006), Trends and rhythms in global seafloor generation rate, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems - G [super 3]*, 7(3).
- Cogné, J.-P., and E. Humler (2004), Temporal variation of oceanic spreading and crustal production rates during the last 180 My, *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 427-439.
- Cogné, J.-P., E. Humler, and V. Courtillot (2006), Mean age of oceanic lithosphere drives eustatic sea-level change since Pangea breakup, *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 115-122.
- Cogné, J. P., and E. Humler (2008), Global scale patterns of continental fragmentation: Wilson's cycles as a constraint for long-term sea-level changes, *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 251-259.
- Coltice, N., H. Bertrand, P. Rey, F. Jourdan, B. R. Phillips, and Y. Ricard (2009), Global warming of the mantle beneath continents back to the Archaean, *Gondwana Research*, 15(3–4), 254-266.

- Conrad, C. P., and M. Gurnis (2003), Seismic tomography, surface uplift, and the breakup of Gondwanaland: Integrating mantle convection backwards in time, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(3), 1031.
- Conrad, C. P., and L. Husson (2009), Influence of dynamic topography on sea level and its rate of change, *Lithosphere*, 1(2), 110-120.
- Conrad, C. P., C. Lithgow-Bertelloni, and K. E. Loudon (2004), Iceland, the Farallon slab, and dynamic topography of the North Atlantic, *Geology*, 32, 177-180.
- Dal Forno, G., and P. Gasperini (2007), Modelling of mantle postglacial relaxation in axisymmetric geometry with a composite rheology and a glacial load interpolated by adjusted spherical harmonics analysis, *Geophysical Journal International*, 169(3), 1301-1314.
- Dal Forno, G., P. Gasperini, and E. Boschi (2005), Linear or nonlinear rheology in the mantle; a 3D finite-element approach to postglacial rebound modeling, *Journal of Geodynamics*, 39(2), 183-195.
- Danelian, T., A. H. F. Robertson, A. S. Collins, and A. Poisson (2006), Biochronology of Jurassic and Early Cretaceous radiolarites from the Lycian Melange (SW Turkey) and implications for the evolution of the Northern Neotethyan ocean *Journal: Geological Society, London, Special Publications*, 260(1), 229-236.
- Davis, J. E., K. Latychev, J. X. Mitrovica, R. Kendall, and M. E. Tamisiea (2008), Glacial isostatic adjustment in 3-D earth models; implications for the analysis of tide gauge records along the U.S. East Coast, *Journal of Geodynamics*, 46(3-5), 90-94.
- Dercourt, J., M. Gaetani, B. Vrielynck, E. Barrier, B. Biju-Duval, M.-F. Brunet, J.-P. Cadet, S. Crasquin-Soleau, and M. Sandulescu (2000), Peri-Tethys Paleogeographical Atlas, edited by P. CCGM, p. 24 cartes.
- Deschamps, F. (2010), Evolution post-rift et enregistrement des mouvements verticaux le long des marges passives: effets des processus intrinsèques aux marges passives, 449 pp, Rennes 1, Rennes.
- DiCaprio, L., M. Gurnis, and R. J. Müller (2009), Long-wavelength tilting of the Australian continent since the Late Cretaceous, *Earth and Planetary Science Letters*, 278, 175-185.
- DiCaprio, L., M. Gurnis, R. D. Muller, and E. Tan (2011), Mantle dynamics of continentwide Cenozoic subsidence and tilting of Australia, *Lithosphere*, 3(5), 311-316.
- Dinis, J. L., J. Rey, P. P. Cunha, P. Callapez, and R. P. D. Reis (2008), Stratigraphy and allogenic controls of the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis, *Cretaceous Research*, 29(5-6), 772-780.
- Doré, A. G. (1991), The structural foundation and evolution of Mesozoic seaways between Europe and the Arctic, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1-4), 441-492.
- Doré, A. G. (1995), Barents Sea Geology, Petroleum Resources and Commercial Potential, *Arctic*, 48(3), 207-221.
- Dott, R. H. (1992), *Eustasy: the historical ups and downs of a major geological concept.*, 111 pp.
- Douglas, B. C. (1991), Global sea level rise, *Journal of Geophysical Research*, 96, 6981-6992.
- Douglas, B. C. (1992), Global sea level acceleration, *Journal of Geophysical Research*, 97, 12699-12706.
- Douglas, B. C. (2001), Sea Level Rise - History and Consequences, edited by M. S. K. B.C. Douglas, and S.P. Leatherman, pp. 37-64, International Geophysics series.

- Douglas, B. C., and Peltier (2002), The puzzle of global sea-level rise, *Physics Today*, 55, 35-40.
- Dyke, A. S., and V. K. Prest (1987), Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet, *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237-263.
- Dyke, A. S., J. T. Andrews, P. U. Clark, J. H. England, G. H. Miller, J. Shaw, and J. J. Veillette (2002), The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21, 9-31.
- Dziewonski, A. M., and D. L. Anderson (1981), Preliminary reference Earth model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25, 297-356.
- Emiliani, C. (1955), Pleistocene temperatures, *J. Geolog.*, 63, 538-578.
- Engelhart, S. E., Peltier, and B. P. Horton (2011), Holocene relative sea-level changes and glacial isostatic adjustment of the U.S. Atlantic coast, *Geology [Boulder]*, 39(8), 751-754.
- England, P., and G. Houseman (1986), Finite Strain Calculations of Continental Deformation 2. Comparison With the India-Asia Collision Zone, *Journal of Geophys. Res.*, 91(B3), 3664-3676.
- Evans, D. A. D. (2003), True polar wander and supercontinents, *Tectonophysics*, 362, 303-320.
- Evans, J. R., W. E. N. Austin, D. S. Brew, I. P. Wilkinson, and H. A. Kennedy (2002), Holocene shelf sea evolution offshore Northeast England, *Marine Geology*, 191(3-4), 147-164.
- Fairbanks, R. G. (1989), A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, 342, 637-342.
- Farrell, W. E., and J. A. Clark (1976), On Postglacial Sea Level, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical*, 46, 647-667.
- Feijo, F. J. (1994), Bacia de Barreirinhas, *Barreirinhas Basin*, 8(1), 103-109.
- Fenoglio-Marc, L., C. Dietz, and E. Groten (2004), Vertical Land Motion in the Mediterranean Sea from Altimetry and Tide Gauge Stations, *Marine Geodesy*, 27, 683-701.
- Figueiredo, A. M. F., A. P. Miranda, R. F. Ferreira, and P. V. Zalan (1996), Cuenca de San Julian, in *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma continental Argentina*, edited by V. A. Ramos and M. T. Turic, pp. 193-212, Association geologica Argentina Instituto Argentino del Petroleo.
- Fitzgerald, M. G., J. Mitchum, R.M., and K. T. Biddle (1990), Evolution of the San Jorge Basin, Argentina, *The American Association of Petroleum Geologists*, 74(6), 879-920.
- Fjeldskaar, W. (1994), Viscosity and thickness of the asthenosphere detected from the Fennoscandian uplift, *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 399-410.
- Flament, N., M. Gurnis, and R. D. Müller (2012), A review of observations and models of dynamic topography, *Lithosphere*.
- Fleming, K., P. Johnston, D. Zwarth, Y. Yokoyama, K. Lambeck, and J. Chappell (1998), Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites, *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 327-342.
- Forster, A., S. Schouten, M. Baas, and J. S. S. Damsté (2007), Mid-Cretaceous (Albian–Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean, *Geological Society of America*, 35(10), 919-922.

- Forte, A. M., and J. X. Mitrovica (1996), New inferences of mantle viscosity from joint inversion of long-wavelength mantle convection and post-glacial rebound data, *Geophysical Research Letters*, 23(10), 1147-1150.
- Gaffin, S. (1987), Ridge volume dependence on seafloor generation rate and inversion using long term sealevel change, *American Journal of Science*, 287(6), 596-611.
- Gale, A. S., H. C. Jenkyns, and W. J. Kennedy (1993), Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian-Turonian boundary, *J. Geol. Soc. London*, 150, 29-32.
- Galeazzi, J. S. (1996), Cuenca del Malvinas, in *Geologia y Recursos Naturales de la Plataforma continental Argentina*, edited by V. A. Ramos and M. T. Turic, pp. 273-309, Association geologica Argentina Instituto Argentino del Petroleo.
- Galeotti, S., G. Rusciadelli, M. Sprovieri, L. Lanci, A. Gaudio, and S. Pekar (2009), Sea-level control on facies architecture in the Cenomanian, Coniacian Apulian margin (Western Tethys): A record of glacio-eustatic fluctuations during the Cretaceous greenhouse?, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276(1-4), 196-205.
- Galloway, W. E. (2008), The sedimentary basins of the United States and Canada, in *Sedimentary Basins of the World*, edited by A. D. Miall, pp. 505-549, University of Toronto, Department of Geology.
- García, D., I. Vigo, B. F. Chao, and M. C. Martínez (2007), Vertical Crustal Motion along the Mediterranean and Black Sea Coast Derived from Ocean Altimetry and Tide Gauge Data, *Pure and Applied Geophysics*, 164, 851-863.
- Gasperini, P., D. A. Yuen, and R. Sabadini (1992), Postglacial rebound with a non-Newtonian upper mantle and a Newtonian lower mantle rheology, *Geophysical Research Letters*, 19(16), 1711-1714.
- Gasperini, P., G. Dal Forno, and E. Boschi (2004), Linear or non-linear rheology in the Earth's mantle; the prevalence of power-law creep in the postglacial isostatic readjustment of Laurentia, *Geophysical Journal International*, 157(3), 1297-1302.
- Giunchi, C., and G. Spada (2000), Postglacial rebound in a non-Newtonian spherical Earth, *Geophysical Research Letters*, 27(14), 2065-2068.
- Giunchi, C., G. Spada, and R. Sabadini (1997), Lateral viscosity variations and post-glacial rebound: Effects on present-day VLBI baseline deformations, *Geophys. Res. Lett.*, 24(1), 13-16.
- Golonka, J., and M. Krobicki (2001), 2001 Upwelling regime in the Carpathian Tethys: A Jurassic-Cretaceous palaeogeographic and paleoclimatic perspective, *Geological Quarterly*, 45, 15-32.
- Goodbred Jr., S. L., and S. A. Kuehnb (2000), The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges-Brahmaputra delta, *Sedimentary Geology*, 133, 227-248.
- Gornitz, V. (2001), Impoundment, groundwater mining, and other hydrologic transformations: Impacts on global sea level rise, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, edited by M. S. K. B.C. Douglas, and S.P. Leatherman, pp. 34-64, San Diego.
- Guillaume, B., J. Martinod, L. Husson, M. Roddaz, and R. Riquelme (2009), Neogene uplift of central eastern Patagonia: Dynamic response to active spreading ridge subduction?, *Tectonics*, 28, 1-19.

- Guillocheau, F. (1995), Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes*, 320(12), 1141-1157.
- Gurnis, M. (1990a), Plate-mantle coupling and continental flooding, *Geophysical Research Letters*, 17(5), 623-626.
- Gurnis, M. (1990b), Ridge spreading, subduction, and sea level fluctuations, *Science*, 250, 970-972.
- Gurnis, M. (1992), Long-term controls on eustatic and epirogenic motions by mantle convection, *GSA Today*, 2(7), 143-157.
- Gurnis, M. (1993), Phanerozoic marine inundation of continents driven by dynamic topography above subducting slabs, *Nature*, 364, 589-593.
- Gurnis, M., J. X. Mitrovica, J. Ritsema, and H.-J. Heijst (2000), Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1.
- Hager, B. H., R. W. Clayton, M. A. Richards, R. P. Comer, and A. M. Dziewonski (1985), Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid, *Nature*, 313, 541-545.
- Haggart, J. W., M. Matsukawa, and M. Ito (2006), Paleogeographic and paleoclimatic setting of Lower Cretaceous basins of East Asia and eastern North America, with reference to the nonmarine strata *Cretaceous Research*, 27(2), 149-167
- Hallam, A. (1984), Pre-Quaternary sea level changes, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 12, 205-243.
- Hamann, N. E., R. C. Whittaker, and L. Stemmerik (2005), Geological development of the Northeast Greenland Shelf, *Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives*, 887-902.
- Hancock, J. M., and P. F. Rawson (1992), Cretaceous, in *Atlas of Palaeogeography and Lithofacies*, edited by J. C. W. Cope, Ingham, J. K. & Rawson, P. F., pp. 131-139 (London: Geological Society.).
- Haq, B. U., and A. M. Al-Qahtani (2005), Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform, *GeoArabia [Manama]*, 10(2), 127-160.
- Haq, B. U., J. Hardenbol, and P. R. Vail (1987), Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, 235(4793), 1156-1167.
- Haq, B. U., J. Hardenbol, and P. R. Vail (1988), Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, *Special Publication - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 42, 72-108.
- Hardebeck, J., and D. L. Anderson (1996), Eustasy as a test of a Cretaceous superplume hypothesis, *Earth and Planetary Science Letters*, 137, 101-108.
- Hardenbol, J., J. Thierry, M. B. Farley, P.-C. de Graciansky, and P. R. Vail (1998), Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, *Special Publication - Society for Sedimentary Geology*, 60, 3-13.
- Harrison, C. G. A. (1990), Long-term eustasy and epeirogeny in continents *Rep. 0309040396*, 141-158 pp, United States.
- Harrison, C. G. A., G. W. Brass, E. Saltzman, J. Sloan, II, J. Southam, and J. M. Whitman (1981), Sea level variations, global sedimentation rates and the hypsographic curve, *Earth and Planetary Science Letters*, 54(1), 1-16.
- Hathway, B. (2000), Continental rift to back-arc basin: Jurassic-Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula, *Journal of the Geological Society of London*, 157, 417-432.

- Hays, J. D., and W. C. Pitman, III (1973), Lithospheric Plate Motion, Sea Level Changes and Climatic and Ecological Consequences, *Nature [London]*, 246(5427), 18-22.
- Heki, K. (1996), Horizontal and vertical crustal movements from three-dimensional very long baseline interferometry kinematic reference frame: Implication for the reversal timescale revision, *Journal of Geophys. Res.*, 101, 3187-3198.
- Heller, P. L., and C. L. Angevine (1985), Sea-level cycles during the growth of Atlantic-type oceans, *Earth and Planetary Science Letters*, 75(4), 417-426.
- Heller, P. L., D. L. Anderson, and C. L. Angevine (1996), Is the Middle Cretaceous pulse of rapid sea-floor spreading real or necessary?, *Geology [Boulder]*, 24(6), 491-494.
- Henriksen, E., A. E. Ryseth, C. B. Larsen, T. Heide, K. Rønning, and K. Sollid (2011), Tectonostratigraphy of the greater Barents Sea; implications for petroleum systems (*in Arctic petroleum geology*) *Memoirs of the Geological Society of London*, 35, 163-195.
- Herbin, J. P., L. Montadert, C. Müller, R. Gomez, J. Thurow, and J. Wiedmann (1986), Organic-rich sedimentation at the Cenomanian – Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys., *Geological Society of London, Special Publication*, 21, 389-422.
- Hess, H. H. (1962), History of ocean basins, edited, pp. 599-620.
- Holgate, S. (2007), On the decadal rates of sea level change during the twentieth century, *Geophysical Research Letters*, 34.
- Homewood, P. W., P. Mauriaud, and F. Lafont (1999), *Best practices in Sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers [Vade-Mecum de stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir]*. 81 pp.
- Howell, J. A., E. Schwarz, L. Spalletti, and G. D. Veiga (2005), The Neuquén Basin: an overview, *Geological Society, London, Special Publications*, 252, 1-14.
- Huber, B. T., and D. A. Hodell (1995), Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for, *Geological Society of America Bulletin*, 107(10), 1164.
- Huber, B. T., R. D. Norris, and K. G. MacLeod (2002), Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous, *Geological Society of America*, 30(2), 123-126.
- Humler, E., C. Langmuir, and V. Daux (1999), Depth versus age: new perspectives from the chemical compositions of ancient crust, *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 7-23.
- Husson, L. (2006), Dynamic topography above retreating subduction zones, *Geological Society of America*, 34(9), 741-744.
- Husson, L., and C. P. Conrad (2006), Tectonic velocities, dynamic topography, and relative sea level, *Geophys.Res.Lett.*, 33, 18303-+.
- Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S. I. Iwasaki (2006), Steric Sea Level Changes Estimated from Historical Ocean Subsurface Temperature and Salinity Analyses, *Journal of oceanography*, 62, 155-170.
- Jackson, J., D. McKenzie, K. Priestley, and B. Emmerson (2008), New views on the structure and rheology of the lithosphere, *Journal of the Geological Society of London*, 165(2), 453-465.
- Jaillard, E., G. Laubacher, P. Bengtson, A. V. Dhondt, and L. G. Bulot (1999), Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador, *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 51-68.

- Jervey, M. T. (1988), Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression., in *Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, edited by B. S. H. C.K. WILGUS, C.G.S.C. KENDALL, H. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J. VAN WAGONER, pp. 47-69.
- Johansson, J. M., et al. (2002), Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia 1. Geodetic results, *J. Geophys. Res.*, *107*(B8), 2157.
- Johnson, H. P., and R. L. Carlson (1992), Variation of sea floor depth with age: a test of models based on drilling results, *Geophysical Research Letters*, *19*(19), 1971-1974.
- Johnston, P. (1993), The effect of spatially non-uniform water loads on prediction of sea-level change, *Geophysical Journal International*, *114*(3), 615-634.
- Johnston, P., and K. Lambeck (1999), Postglacial rebound and sea level contributions to changes in the geoid and the Earth's rotation axis, *Geophys. J. Int.*, *136*, 537-558.
- Juan, R. C., J. Jager, J. Russell, and I. Gebhard (1996), Flanco norte de la cuenca del Colorado, in *Geologia y Recursos Naturales de la Plataforma continental Argentina*, edited by V. A. Ramos and M. T. Turic, pp. 118-133, Association geologica Argentina Instituto Argentino del Petroleo.
- Kale, A. S. (2011), Comments on 'Sequence surfaces and paleobathymetric trends in Albian to Maastrichtian sediments of Ariyalur area, Cauvery Basin, India' from Nagendra, Kannan, Sen, Gilbert, Bakkiaraj, Reddy, and Jaiprakash (Marine and Petroleum Geology, 2010, doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.04.002), *Marine and Petroleum Geology*, *28*(6), 1252-1259.
- Kauffman, E. G. (1984), Paleobiogeography and evolutionary response dynamic in the Cretaceous Western Interior seaway of North America, *Special Paper - Geological Association of Canada*, *27*, 273-306.
- Kaufmann, G., and P. Wu (2002a), Glacial isostatic adjustment on a three-dimensional laterally heterogeneous Earth; examples from Fennoscandia and the Barents Sea, *Geodynamics Series*, *29*, 293-309.
- Kaufmann, G., and K. Lambeck (2002), Glacial isostatic adjustment and the radial viscosity profile from inverse modeling, *J. Geophys. Res.*, *107*(B11).
- Kaufmann, G., and P. Wu (2002b), Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia with a three-dimensional viscosity structure as an inverse problem, *Earth and Planetary Science Letters*, *197*(1-2), 1-10.
- Kaufmann, G., P. Wu, and E. R. Ivins (2005), Lateral viscosity variations beneath Antarctica and their implications on regional rebound motions and seismotectonics, *Journal of Geodynamics*, *39*(2), 165-181.
- Keen, C. E., K. Dickie, and S. A. Dehler (2012), The volcanic margins of the northern Labrador Sea: Insights to the rifting process, *Tectonics*, *31*(1), 13 p.
- Kendall, R. A., J. X. Mitrovica, and G. A. Milne (2005), On post-glacial sea level; II, Numerical formulation and comparative results on spherically symmetric models, *Geophysical Journal International*, *161*(3), 679-706.
- Kendall, R. A., K. Letychev, J. X. Mitrovica, J. E. Davis, and M. E. Tamisiea (2006), Decontaminating tide gauge records for the influence of glacial isostatic adjustment; the potential impact of 3-D Earth structure, *Geophysical Research Letters*, *33*(24), @L24318-@L24318.
- Kerr, A. K., and J. J. Mahoney (2007), Oceanic plateaus: Problematic plumes, potential paradigms, *Chemical Geology*, *241*, 332-353.

- King, S. (2007), Mantle downwellings and the fate of subducting slabs: Constraints from seismology, geoid, topography, geochemistry, and petrology., in *Treatise on Geophysics: Mantle Dynamics.*, edited by D. Bercovici, Schubert, G., pp. 325-370, Elsevier, New York.
- Kirillova, G. L. (2003a), Cretaceous tectonics and geological environments in East Russia, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(8), 967–977.
- Kirillova, G. L. (2003b), Late Mesozoic–Cenozoic sedimentary basins of active continental margin of Southeast Russia: paleogeography, tectonics, and coal–oil–gas presence, *Marine and Petroleum Geology*, 20(3), 385–397.
- Klett, T. R., and J. K. Pitman (2011), Geology and petroleum potential of the East Barents Sea Basins and Admiralty Arch *Geological Society, London, Memoirs*, 35(Chapter 19), 295-310.
- Koch, J. T., and R. L. Brenner (2009), Evidence for glacioeustatic control of large, rapid sea-level fluctuations during the Albian–Cenomanian: Dakota formation, eastern margin of western interior seaway, USA, *Cretaceous Research*, 30(2), 411-423.
- Kominz, M. (1984), Oceanic ridge volumes and sea-level change -- an error analysis, *AAPG Mem.*, 36, 109-127.
- Kominz, M. A. (1995), *Basin Research*, 7(221).
- Kominz, M. A. (2001), Sea level variations over geologic time, *Academic Press*, 2605-2613.
- Korenaga, J. (2007), Eustasy, supercontinental insulation, and the temporal variability of terrestrial heat flux, *Earth and Planetary Science Letters*, 257(1-2), 350-358.
- Kuo, C.-Y., C. K. Shum, A. Braun, K.-C. Cheng, and Y. Yi (2004), Vertical crustal motion determined by satellite altimetry and tide Gauge data in Fennoscandia., *Geophys.Res.Lett.*, 31.
- Kuo, C.-Y., C. K. Shum, A. Braun, K.-C. Cheng, and Y. Yi (2008), Vertical Motion Determined Using Satellite Altimetry and Tide Gauges, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 19, 21-35.
- Labeyrie, L., et al. (1996), Hydrographic Changes of the Southern Ocean (Southeast Indian Sector) Over the Last 230 kyr, *Paleoceanography*, 11(1), 57-76.
- Lajoie, K. R. (1986), Coastal tectonics Studies in geophysics, edited, pp. 95-124, Natl. Acad. Press : Washington, D.C., United States, United States.
- Lambeck, K. (1993), Glacial rebound of the British Isles--II. A high-resolution, high-precision model, *Geophys. J. Int.*, 115, 960-990.
- Lambeck, K. (1997), Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129, 1-22.
- Lambeck, K., and M. Nakada (1990), Late Pleistocene and Holocene sea-level change along the Australian coast, *Global and Planetary Change*, 3(1-2), 143-176.
- Lambeck, K., and E. Bard (2000a), Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30,000 years, *Earth and Planetary Science Letters*, 175(3, Äì4), 203-222.
- Lambeck, K., and E. Bard (2000b), Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years, *Earth and Planetary Science Letters*, 175, 203-222.
- Lambeck, K., C. Smither, and P. Johnston (1998), Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe, *Geophysical Journal International*, 134, 102-144.
- Lambeck, K., T. M. Esat, and E. K. Potter (2002a), Links between climate and sea levels for the past three million years, *Nature*, 419, 201-206.

- Lambeck, K., Y. Yokoyama, and A. Purcell (2002b), Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2, *Quaternary Science Reviews*, 21, 343-360.
- Lambeck, K., A. Purcell, P. Johnston, M. Nakada, and Y. Yokoyama (2003), Water-load definition in the glacio-hydro-isostatic sea-level equation, *Quaternary Science Reviews*, 22(2-4), 309-318.
- Lambeck, K., M. Anzidei, F. Antonioli, A. Benini, and A. Esposito (2004), Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change, *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3, Äì4), 563-575.
- Lambeck, K., A. Antonioli, M. Anzidei, L. Ferranti, G. Leoni, G. Scicchitano, and S. Silenzi (2011), Sea level change along the Italian coast during the Holocene and projections for the future, *Quaternary International*, 232, 250-257.
- Lambert, A., N. Courtier, G. S. Sasagawa, F. Klopping, D. Winester, T. S. James, and J. O. Liard (2001), New Constraints on Laurentide Postglacial Rebound from Absolute Gravity Measurements, *Geophysical Research Letters*, 28(4), 2109-2112.
- Larsen, C. F., K. A. Echelmeyer, J. T. Freymueller, and R. J. Motyka (2003), Tide gauge records of uplift along the northern Pacific-North American plate boundary, 1937 to 2001, *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 108, 2216-+.
- Larsen, E., A. Lysa, S. Funder, M. Houmark-Nielsen, K. H. Kjaer, and A. S. Murray (1999), Age and extent of the Scandinavian ice sheet in northwest Russia, *BOREAS*, 28, 115-132.
- Larson, R. L. (1991), Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume, *Geology*, 19, 547-550.
- Le Heron, D. P., M. M. Buslov, C. E. Davies, K. Richards, and I. Y. Safonova (2008), Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia, *Sedimentary Geology*, 208(1-2), 45-60.
- Le Pichon, X. (1968), Sea floor spreading and continental drift, *Journal of Geophysical Research*, 73(12), 3661-3697.
- Lea, D. W., P. A. Martin, D. K. Pak, and H. J. Spero (2002), Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core, *Quaternary Science Reviews*, 21, 283-293.
- LeMasurier, W. E., and C. A. Landis (1996), Mantle-plume activity recorded by low-relief erosion surfaces in West Antarctica and New Zealand, *Geological Society of America Bulletin*, 108(11), 1450-1466.
- Letetrel, C. (2010), Mouvements verticaux à la surface de la Terre par altimétrie radar embarquée sur satellite, marégraphie, et GPS. Un exemple d'application: le Golfe du Mexique, 185 pp, La Rochelle.
- Leuliette, E. W., and L. Miller (2009), Closing the sea level rise budget with altimetry, Argo, and GRACE, *Geophysical Research Letters*, 36.
- Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, and R. A. Locarnini (2005), Linear trends of zonally averaged thermosteric, halosteric, and total steric sea level for individual ocean basins and the world ocean,(1955-1959)-(1994-1998), *Geophysical Research Letters*, 32.
- Lithgow-Bertelloni, C., and M. Gurnis (1997), Cenozoic subsidence and uplift of continents from time-varying dynamic topography, *Geology*, 25(8), 735-738.
- Lithgow-Bertelloni, C., and M. Gurnis (1997), Cenozoic subsidence and uplift of continents from time-varying dynamic topography, *Geology [Boulder]*, 25(8), 735-738.

- Lithgow-Bertelloni, C., and P. G. Silver (1998), Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell, *Nature [London]*, 395(6699), 269-272.
- Llovel, W., M. Becker, A. Cazenave, J. F. Cretaux, and G. Ramillien (2010), Global land water storage change from GRACE over 2002-2009 ; inference on sea level, *Comptes Rendus Geoscience*, 342, 179-188.
- Lombard, A. (2005), Les variations actuelles du niveau de la mer: Observations et causes, 159 pp, Toulouse III.
- Lombard, A., A. Cazenave, P. Y. Le Traon, and M. Ishii (2005a), Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited, *Glob. Planet. Change*, 47, 1-16.
- Lombard, A., A. Cazenave, K. DoMinh, C. Cabanes, and R. S. Nerem (2005b), Thermosteric sea level rise for the past 50 years; comparison with tide gauges and inference on water mass contribution, *Glob. Planet. Change*, 48, 303-312.
- Lovell, B. (2010), A pulse in the planet; regional control of high-frequency changes in relative sea level by mantle convection, *Journal of the Geological Society of London*, 167(4), 637-648.
- Macellari, C. E. (1988), Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America, *Journal of South American Earth Sciences*, 1(4), 373-418.
- Mancini, E. A., and T. M. Puckett (2005), Jurassic and Cretaceous Transgressive-Regressive (T-R) Cycles, Northern Gulf of Mexico, USA, *Stratigraphy*, 2(1), 31-48.
- Martín-Chivelet, J., et al. (2002), Cretaceous, in *Geology of Spain*, , edited by W. Gibbons and M. T. Moreno, pp. 255-292, Geological Society, London.
- Matsuyama, I., J. X. Mitrovica, A. Daradich, and N. Gomez (2010), The rotational stability of a triaxial ice-age Earth, *J. Geophys. Res.*, 115(B5), B05401.
- Mazzotti, S., A. Lambert, N. Courtier, L. Nykolaishen, and H. Dragert (2007), Crustal uplift and sea level rise in northern Cascadia from GPS, absolute gravity, and tide gauge data, *Geophys.Res. Let.*, 34, 15306-+.
- Miall, A. D., and C. E. Miall (2001), Sequence stratigraphy as a scientific enterprise; the evolution and persistence of conflicting paradigms, *Earth-Science Reviews*, 54(4), 321-348.
- Miall, A. D., O. Catuneanu, B. K. Vakarelov, and R. Post (2008), The Western Interior Basin Sedimentary basins of the world, edited, pp. 329-362, Elsevier : Amsterdam, Netherlands, Netherlands.
- Milani, E. J., and A. Thomaz Filho (2000), Sedimentary basins of South America, edited, pp. 389-449, In-Folo Producao Editorial, Grafica e Programacao Visual : Rio de Janeiro, Brazil, Brazil.
- Milani, E. J., H. D. Rangel, G. V. Bueno, J. M. Stica, W. R. Winter, J. M. Caixeta, and O. d. C. Pessoa Neto (2007), Bacias sedimentares brasileiras; cartas estratigraficas -- Brazilian sedimentary basins; stratigraphic charts, *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, 15(2), 183-205.
- Miller, K. G., P. J. Sugarman, J. V. Browning, M. A. Kominz, R. K. Olsson, M. D. Feigenson, and J. C. Hernandez (2004), Upper Cretaceous sequences and sea-level history, New Jersey coastal plain, *Geological Society of America Bulletin*, 116(3-4), 368-393.
- Miller, K. G., P. J. Sugarman, J. V. Browning, M. A. Kominz, J. C. Hernandez, R. K. Olsson, J. D. Wright, M. D. Feigenson, and W. V. Sickel (2003), Late Cretaceous chronology of large, rapid sea-level changes: Glacioeustasy during the greenhouse world, *Geological Society of America*, 31(7), 585-588.

- Miller, K. G., M. A. Kominz, J. V. Browning, J. D. Wright, G. S. Mountain, M. E. Katz, P. J. Sugarman, B. S. Cramer, N. Christie-Blick, and S. F. Pekar (2005), The Phanerozoic record of global sea-level change, *Science*, *310*(5752), 1293-1298.
- Milly, P. C. D., and A. B. Shmakin (2002), Global modelling of land water and energy balances : I, The land dynamics (LaD) model, *Journal of hydrometeorology*, *3*, 283-299.
- Milly, P. C. D., A. Cazenave, and M. Gennero (2003), Contribution of climate-driven change in continental water storage to recent sea-level rise, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States*, *100*, 158-161.
- Milly, P. C. D., A. Cazenave, J. Famiglietti, V. Gornitz, and K. Laval (2009), Terrestrial water storage contributions to sea level rise and variability., in *Proceedings of the WCRP Workshop: Understanding Sea Level Rise and Variability*, edited by e. a. M. J Church, MA: Blackwell.
- Milne, G., and I. Shennan (2007), Sea level studies; isostasy, edited, pp. 3043-3051, Elsevier : Amsterdam, Netherlands, Netherlands.
- Milne, G. A., and J. X. Mitrovica (1996), Postglacial sea-level change on a rotating Earth; first results from a gravitationally self-consistent sea-level equation, *Geophysical Journal International*, *126*(3), F13-f20.
- Milne, G. A., and J. X. Mitrovica (1998), Postglacial sea-level change on a rotating Earth, *Geophys. J. Int.*, *133*, 1-19.
- Milne, G. A., and J. X. Mitrovica (1998), The influence of time-dependent ocean-continent geometry on predictions of post-glacial sea level change in Australia and New Zealand, *Geophys. Res. Lett.*, *25*(6), 793-796.
- Milne, G. A., and J. X. Mitrovica (2008), Searching for eustasy in deglacial sea-level histories, *Quaternary Science Reviews*, *27*, 2292-2302.
- Milne, G. A., J. X. Mitrovica, and J. L. Davis (1999), Near-field hydro-isostasy: the implementation of a revised sea-level equation, *Geophys. J. Int.*, *139*, 464-482.
- Milne, G. A., J. X. Mitrovica, and D. P. Schrag (2002), Estimating past continental ice volume from sea-level data, *Quaternary Science Reviews*, *21*, 361-376.
- Milne, G. A., J. L. Davis, J. X. Mitrovica, H.-G. Scherneck, J. M. Johansson, M. Vermeer, and H. Koivula (2001), Space-Geodetic Constraints on Glacial Isostatic Adjustment in Fennoscandia, *Science*, *291*, 2381-2385.
- Mitchum, G. T. (1998), Monitoring the Stability of Satellite Altimeters with Tide Gauges, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *15*, 721-+.
- Mitrovica, J. X. (1996), Haskell [1935] revisited, *J. Geophys. Res.*, *101*(B1), 555-569.
- Mitrovica, J. X. (2003), Recent controversies in predicting post-glacial sea-level change, *Quaternary Science Reviews*, *22*, 127-133.
- Mitrovica, J. X., and J. L. Davis (1995), Present-day post-glacial sea level change far from the Late Pleistocene ice sheets: Implications for recent analyses of tide gauge records, *Geophysical Research Letters*, *22*(18), 2529-2532.
- Mitrovica, J. X., and A. M. Forte (1997), Radial profile of mantle viscosity: Results from the joint inversion of convection and postglacial rebound observables *Journal of Geophys. Res.*, *102*(B2), 2751-2769.
- Mitrovica, J. X., and G. A. Milne (1998), Glaciation-induced perturbations in the Earth's rotation: A new appraisal, *J. Geophys. Res.*, *103*(B1), 985-1005.
- Mitrovica, J. X., and G. Milne (2003), On post-glacial sea level: I. general theory, *Geophys. J. Int.*, *154*, 253-267.

- Mitrovica, J. X., C. Beaumont, and G. T. Jarvis (1989), Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction, *Tectonics*, 8(5), 1079-1094.
- Mitrovica, J. X., G. A. Milne, and J. L. Davis (2001), Glacial isostatic adjustment on a rotating earth, *Geophysical Journal International*, 147, 562-578.
- Mitrovica, J. X., N. Gomez, and P. U. Clark (2009), The sea-level fingerprint of West Antarctic collapse, *Science*, 323(5915), 753-753.
- Mitrovica, J. X., J. Wahr, I. Matsuyama, and A. Paulson (2005), The rotational stability of an ice-age earth, *Geophysical Journal International*, 161(2), 491-506.
- Mitrovica, J. X., N. Gomez, E. Morrow, C. Hay, K. Letychev, and M. E. Tamisiea (2011), On the robustness of predictions of sea level fingerprints, *Geophysical Journal International*, 187(2), 729-742.
- Mix, A. C., and W. F. Ruddiman (1984), Oxygen-isotope analyses and Pleistocene ice volumes, *Quaternary Research*, 21(1), 1-20.
- Moucha, R., A. M. Forte, J. X. Mitrovica, D. B. Rowley, S. Quéré, N. A. Simmons, and S. P. Grand (2008), Dynamic topography and long-term sea-level variations: There is no such thing as a stable continental platform, *Earth and Planetary Science Letters*, 271, 101-108.
- Mound, J. E., and J. X. Mitrovica (1998), True polar wander as a mechanism for second-order sea-level variations, *Science*, 279, 534-537.
- Mound, J. E., J. X. Mitrovica, D. A. D. Evans, and J. L. Kirschvink (1999), A sea-level test for inertial interchange true polar wander events, *Geophys. J. Int.*, 136, F5-F10.
- Müller, D. R., M. Sdrolias, C. Gaina, B. Steinberger, and C. Heine (2008), Long-Term Sea-Level Fluctuations Driven by Ocean Basin Dynamics, *Science*, 319, 1357-1362.
- Nagendra, R., B. V. K. Kannan, G. Sen, H. Gilbert, D. Bakkiaraj, A. N. Reddy, and B. C. Jaiprakash (2011), Sequence surfaces and paleobathymetric trends in Albian to Maastrichtian sediments of Ariyalur area, Cauvery Basin, India, *Marine and Petroleum Geology*, 28(4), 895-905.
- Nakada, M. (2000), Effect of the viscoelastic lithosphere on polar wander speed caused by the late Pleistocene glacial cycles, *Geophysical Journal International*, 143(1), 230-228.
- Nakada, M. (2002), Polar wander caused by the Quaternary glacial cycles and fluid Love number, *Earth and Planetary Science Letters*, 200(1-2), 159-166.
- Nakada, M. (2009), Polar wander of the Earth associated with the Quaternary glacial cycle on a convecting mantle, *Geophysical Journal International*, 179(1), 569-578.
- Nakada, N., and K. Lambeck (1988), The melting history of the late Pleistocene Antarctic ice sheet, *Nature*, 333, 36-40.
- Nerem, R. S., and G. T. Mitchum (2002), Estimates of vertical crustal motion derived from differences of TOPEX/POSEIDON and tide gauge sea level measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 29(19), 190000-190001.
- Ngo-Duc, T., K. Laval, J. Polcher, A. Lombard, and A. Cazenave (2005), Effects of land water storage on global mean sea level over the past half century, *Geophysical Research Letters*, 32.
- Nøttvedt, A., E. P. Johannessen, and F. Surlyk (2008), The Mesozoic of Western Scandinavia and East Greenland, *Episodes*, 31(1), 59-65.
- Olivero, E. B., and D. R. Martinioni (2001), A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes, *Journal of South American Earth Sciences*, 14(2), 175-188
- Ostanciaux, E., L. Husson, G. Choblet, C. Robin, and K. Pedoja (2012), Present-day trends of vertical ground motion along the coast lines, *Earth-Science Reviews*, 110, 74-92.

- Otis, R. M., and N. Schneidermann (2000), A failed hydrocarbon system-Rawson Basins, Argentina, in *Petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir* edited by M. R. M. n. B. J. Kaz, pp. 417-427.
- Panasyuk, S. V., and B. H. Hager (2000), Inversion for mantle viscosity profiles constrained by dynamic topography and the geoid, and their estimated errors, *Geophys. J. Int.*, *143*, 821-836.
- Paulson, A., and M. A. Richards (2009), On the resolution of radial viscosity structure in modelling long-wavelength postglacial rebound data, *Geophys. J. Int.*, *179*, 1516-1526.
- Paulson, A., S. Zhong, and J. Wahr (2005), Modelling post-glacial rebound with lateral viscosity variations, *Geophysical Journal International*, *163*(1), 357-371.
- Paulson, A., S. Zhong, and J. Wahr (2007), Inference of mantle viscosity from GRACE and relative sea level data, *Geophys. J. Int.*, *171*, 497-508.
- Pedoja, K. (2003), Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relations avec le contexte géodynamique, 351 pp, Pierre et Marie Curie.
- Pedoja, K., et al. (2011), Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide?, *Earth-Science Reviews*, *108*, 1-15.
- Peltier, W. R. (1982), Dynamics of the ice age Earth, *Advances in geophysics*, *24*, 1-146.
- Peltier, W. R. (1994), Ice age paleotopography, *Science*, *265*(5169), 195-201.
- Peltier, W. R. (1995), VLBI baseline variations from the ICE-4G model of postglacial rebound, *Geophys.Res. Lett.*, *22*, 465-468.
- Peltier, W. R. (1998a), Postglacial variations in the level of the sea: implications for climate dynamics and solid-Earth geophysics, *Reviews of Geophysics*, *36*(4), 603-689.
- Peltier, W. R. (1998b), "Implicit ice" in the global theory of glacial isostatic adjustment, *Geophys. Res. Lett.*, *25*(21), 3955-3958.
- Peltier, W. R. (2001), Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history, *International Geophysics Series*, *75*, 65-95.
- Peltier, W. R. (2002), On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene, *Quaternary Science Reviews*, *21*, 377-396.
- Peltier, W. R. (2004), Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *32*, 111-149.
- Peltier, W. R. (2009), Closure of the budget of global sea level rise in the GRACE era; the importance and magnitudes of the corrections required to account for ice-age influence, edited, p. @unpaginated, Geological Survey of Finland : Espoo, Finland, Finland.
- Peltier, W. R., and J. T. Andrews (1976), Glacial-Isostatic Adjustment--I. The Forward Problem, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, *46*, 605-646.
- Peltier, W. R., and A. M. Tushingham (1989), Global sea level rise and the greenhouse effect - Might they be connected?, *Science*, *244*, 806-810.
- Peltier, W. R., and R. Drummond (2002), A broad-shelf effect; upon postglacial relative sea level history, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(8), 1169.
- Peltier, W. R., and R. G. Fairbanks (2006), Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record, *Quaternary Science Reviews*, *25*, 3322-3337.

- Peltier, W. R., and R. Drummond (2008), Rheological stratification of the lithosphere: A direct inference based upon the geodetically observed pattern of the glacial isostatic adjustment of the North American continent, *Geophys. Res. Lett.*, 35(16), L16314.
- Peltier, W. R., I. Shennan, R. Drummond, and B. Horton (2002), On the postglacial isostatic adjustment of the British Isles and the shallow viscoelastic structure of the Earth, *Geophys. J. Int.*, 148, 443-475.
- Peroni, G., M. Cagnolatti, and M. Pedrazzini (2002), Cuenca Austral: Marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera., in *Las rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina.* , edited by En, M. Schiuma, G. Vergani and G. Hinterwimmer, pp. 11-20
- Perron, T. J., J. X. Mitrovica, M. Manga, I. Matsuyama, and M. A. Richards (2007), Evidence for an ancient martian ocean in the topography of deformed shorelines, *Nature*, 447(14), 840-843.
- Petersen, K. D., S. B. Nielsen, O. R. Clausen, R. Stephenson, and T. Gerya (2010), Small-scale mantle convection produces stratigraphic sequences in sedimentary basins, *Science*, 329, 827-830.
- Phillips, B. R., and N. Coltice (2010), Temperature beneath continents as a function of continental cover and convective wavelength, *J. Geophys. Res.*, 115(B4), B04408.
- Pindell, J. L., and K. D. Tabbutt (1995), Mesozoic-Cenozoic Andean Paleogeography and Regional Controls on Hydrocarbon Systems, in *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 65*, edited, pp. 101-128, A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink.
- Pirazzoli, P. A. (1978), High stands of Holocene sea levels in the Northwest Pacific, *Quaternary Research*, 10(1), 1-29.
- Pitman, W. C. (1978), Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins, *Geological Society of America Bulletin*, 89(9), 1389-1403.
- Pitman, W. C. I., and X. Golovchenko (1983), The effect of sealevel change on the shelfedge and slope of passive margins, *Special Publication - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 33, 41-58.
- Posamentier, H. W., M. T. Jervey, and P. R. Vail (1988), Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework, in *Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, edited by B. S. H. C.K. WILGUS, C.G.S.C. KENDALL, H. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J. VAN WAGONER, pp. 109-124.
- Price, G. D. (1999), The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic, *Earth-Science Reviews*, 48(3), 183-210.
- Pucéat, E., C. Lécuyer, S. M. F. Sheppard, G. Dromart, S. Reboulet, and P. Grandjean (2003), Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels, *Paleoceanography*, 18(2).
- Radtke, U., and G. Schellmann (2006), Uplift history along the Clermont Nose traverse on the west coast of Barbados during the last 500,000 years; implications for paleo-sea level reconstructions, *Journal of Coastal Research*, 22(2), 350-357.
- Ray, R. D., B. D. Beckley, and F. G. Lemoine (2010), Vertical crustal motion derived from satellite altimetry and tide gauges, and comparisons with DORIS measurements, *Advances in Space Research*.
- Ricard, Y. (1992), Isostatic deformations and Polar Wander induced by redistribution of mass within the Earth, *Journal of Geophys. Res.*, 97(B10), 223-236.
- Ricard, Y., L. Fleitout, and C. Froidevaux (1984), Geoid heights and lithospheric stresses for a dynamic Earth.

- Ricard, Y., F. Chambat, and C. Lithgow-Bertelloni (2006), Gravity observations and 3D structure of the Earth, *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 992-1001.
- Ricard, Y., M. Richards, C. Lithgow-Bertelloni, and Y. Le Stunff (1993), A Geodynamic Model of Mantle Density Heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, 98(B12), 21895-21909.
- Richards, M. A., and B. H. Hager (1984), Geoid anomalies in a dynamic Earth, *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5987-6002.
- Robin, C. (1997), *Mesure stratigraphique de la déformation: Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris*, Rennes 1, Rennes.
- Robin, C. (2006), HDR Cécile Robin - Document de synthèse, edited, p. 200.
- Rohling, E. J., and G. R. Bigg (1998), Paleosalinity and $\delta^{18}O$: A critical assessment, *J. Geophys. Res.*, 103(C1), 1307-1318.
- Ronov, A. B. (1994), Phanerozoic transgressions and regressions on the continents; a quantitative approach based on areas flooded by the sea and areas of marine and continental deposition, *American Journal of Science*, 294(7), 777-801.
- Ross, J. G., D. G. Pinchin, M. G. Dinkelman, M. A. Turic, and V. A. Nevistic (1996), Cuenca de Malvinas Norte, in *Geologia y Recursos Naturales de la Plataforma continental Argentina*, edited by V. A. Ramos and M. T. Turic, pp. 253-271, Association geologica Argentina Instituto Argentino del Petroleo.
- Rowley, D. B. (2002), Rate of plate creation and destruction; 180 Ma to present, *Geological Society of America Bulletin*, 114(8), 927-933.
- Rowley, D. B. (2008), Extrapolating Oceanic Age Distributions: Lessons from the Pacific Region, *Journal of Geology*, 116(6), 587-598.
- Russell, M., and M. Gurnis (1994), The planform of epeirogeny; vertical motions of Australia during the Cretaceous, *Basin Research*, 6(2-3), 63-76.
- Sabadini, R., D. A. Yuen, and M. Portney (1986), The effects of upper mantle lateral heterogeneities on postglacial rebound, *Geophys. Res. Lett.*, 13(4), 337-340.
- Sabadini, R., C. Doglioni, and D. A. Yuen (1990), Eustatic sea level fluctuations induced by polar wander, *Nature*, 345, 708-710.
- Sahagian, D. (2000), Global physical effects of anthropogenic hydrological alterations: sea level and water redistribution, *Global and Planetary Change*, 25, 39-48.
- Sahagian, D., O. Pinous, A. Olferiev, and V. Zakaharov (1996), Eustatic curve for the middle Jurassic-Cretaceous based on Russian platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 80(1433).
- Sahagian, D. L., and M. Jones (1993), Quantified Middle Jurassic to Paleocene eustatic variations based on Russian Platform stratigraphy; stage level resolution; with Suppl. Data 9319, *Geological Society of America Bulletin*, 105(8), 1109-1118.
- Sandiford, M. (2007), The tilting continent: A new constraint on the dynamic topographic field from Australia, *Earth and Planetary Science Letters*, 261, 152-163.
- Santamaría-Gómez, A., M.-N. Bouin, X. Collilieux, and G. Wöppelmann (2011), Correlated errors in GPS position time series: implications for velocity estimates., *Journal of Geophys. Res.*, 116, 1405-1419.
- Schackleton, N. J. (1987), Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, 6(3-4), 183-190.
- Schaefer, R. G., Y. I. Galushkin, A. Kolloff, and R. Littke (1999), Reaction kinetics of gas generation in selected source rocks of the West Siberian Basin: implications for the mass balance of early-thermogenic methane, *Chemical Geology*, 156(1-4), 41-65.

- Schaer, S., G. Beutler, M. Rothacher, E. Brockmann, A. Wuiget, and U. Wild (1999), The Impact of the Atmosphere and Other Systematic Errors on Permanent GPS Networks, in *IAG Symposium on Positioning*, edited, Birmingham.
- Schlanger, S. O., and H. C. Juenkyns (1976), Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences, *Geology*, *55*, 179-184.
- Scholle, P. A., and C. R. Wenkam (1982), *Geological studies of the COST nos. G-1 and G-2 wells, United States North Atlantic outer continental shelf*, 193 pp.
- Schöne, T., N. Schön, and D. Thaller (2009), IGS Tide Gauge Monitoring Pilot Project (TIGA): scientific benefits, *Journal of Geodesy*, *83*, 249-261.
- Sella, G. F., S. Stein, T. H. Dixon, M. Craymer, T. S. James, S. Mazzotti, and R. K. Dokka (2007), Observation of glacial isostatic adjustment in North America with GPS, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(2), L02306.
- Seton, M., C. Gaina, R. D. Müller, and C. Heine (2009), Mid-Cretaceous seafloor spreading pulse: Fact or fiction?, *Geological Society of America*, *37*(8), 687-690.
- Sha, J. (2007), Cretaceous stratigraphy of northeast China: non-marine and marine correlation, *Cretaceous Research*, *28*(2), 146-170.
- Shackleton, N. J. (1987), Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, *6*, 183-190.
- Shackleton, N. J. (2000), The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity, *Science*, *289*, 1897-1902.
- Siddall, M., and G. Milne (2011), Understanding sea-level change is impossible without both insights from paleo studies and working across disciplines, *Earth and Planetary Science Letters*(Special Issue).
- Siddoway, C. S. (2008), Tectonics of the West Antarctic Rift System: New Light on the History and Dynamics of Distributed Intracontinental Extension, in *Antarctica: A Keystone in a Changing World*, , edited by A. Cooper and al, pp. 91-114, National Academy of Sciences, Washington.
- Simmons, N. A., A. M. Forte, and S. P. Grand (2009), Joint seismic, geodynamic and mineral physical constraints on three-dimensional mantle heterogeneity; implications for the relative importance of thermal versus compositional heterogeneity, *Geophysical Journal International*, *177*(3), 1284-1304.
- Singh, P. (1997), Ostracoda from the subsurface Cretaceous strata of Manhera Tibba well-1 and Shahgarh well-B, Jaisalmer Basin, Rajasthan, India, with special remarks on foraminiferids, *Geoscience Journal [Lucknow]*, *18*(1), 1-57.
- Sivan, D., S. Wdowinski, K. Lambeck, E. Galili, and A. Raban (2001), Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *167*(1-2), 101-117.
- Smith, A. G., D. G. Smith, and B. M. Funnell, 1994 (1994), *Atlas of Mesozoic and Cenozoic Coastlines.*, Cambridge University Press., Cambridge.
- Smith, W. H. F., and P. Wessel (1990), Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, *55*(3), 293-305.
- Sorensen, A. B. (2006), Stratigraphy, structure and petroleum potential of the Lady Franklin and Maniitsoq Basins, offshore southern West Greenland, *Petroleum Geoscience*, *12*(3), 221-234.
- Soudarin, L., J.-F. Crétau, and A. Cazenave (1999), Vertical crustal motions from the DORIS space-geodesy system, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 1207-1210.

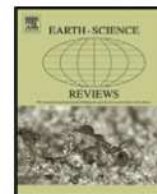
- Spada, G., A. Antonioli, S. Cianetti, and C. Giunchi (2006), Glacial isotopic adjustment and relative sea-level changes; the role of lithospheric and upper mantle heterogeneities in a 3-D spherical Earth, *Geophysical Journal International*, 165(2), 692-702.
- Spasojevic, S., L. Liu, M. Gurnis, and D. R. Müller (2008), The case for dynamic subsidence of the U.S. east coast since the Eocene, *Geophysical Research Letters*, 35.
- Steffen, H., and P. Wu (2011), Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia—A review of data and modeling, *Journal of Geodynamics*, 52, 169-204.
- Steffen, H., O. Gitlein, H. Denker, J. Müller, and L. Timmen (2009), Present rate of uplift in Fennoscandia from GRACE and absolute gravimetry, *Tectonophysics*, 474, 69-77.
- Stein, C. A., and S. Stein (1992), A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age, *Nature*, 359, 123-129.
- Steinberger, B. (2007), Effects of latent heat release at phase boundaries on flow in the Earth's mantle, phase boundary topography and dynamic topography at the Earth's surface, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 164(1-2), 2-20.
- Stirling, C. H., and M. B. Andersen (2009), Uranium-series dating of fossil coral reefs: Extending the sea-level record beyond the last glacial cycle, *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3-4), 269-283.
- Stocchi, P., and G. Spada (2009), Influence of glacial isostatic adjustment upon current sea level variations in the Mediterranean, *Tectonophysics*, 474, 56-68.
- Stocchi, P., L. Girometti, G. Spada, and M. Anzidei (2008), Post glacial readjustment, sea level variations, subsidence and erosion along the Italian coasts, *BTGA*.
- Stoll, H. M., and D. P. Schrag (1996), Evidence for glacial control of rapid sea level changes in the early cretaceous, *Science*, 272(5269), 1771-1774.
- Storey, B. C., A. P. M. Vaughan, and I. Millar (1996), Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history, *Geological Society, London, Special Publications*, 108, 87-103.
- Storey, B. C., P. T. Leat, S. D. Weaver, R. J. Pankhurst, J. D. Bradshaw, and S. Kelley (1999), Mantle plumes and Antarctica-New Zealand rifting: evidence from mid-Cretaceous mafic dykes *Journal of the Geological Society of London*, 156(4), 659-671.
- Svendsen, J. I., et al. (1999), Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian, *BOREAS*, 28, 234-242.
- Sylwan, C. A. (2001), Geology of the Golfo San Jorge Basin, Argentina, *Journal of Iberian Geology*, 27, 123-157.
- Tamisiea, M. E. (2011), Ongoing glacial isostatic contributions to observations of sea level change, *Geophysical Journal International*, 186(3), 1036-1044.
- Tamisiea, M. E., J. X. Mitrovica, and J. L. Davis (2007), GRACE gravity data constrain ancient ice geometries and continental dynamics over Laurentia, *Science*, 316(5826), 881-883.
- Tarasov, L., and Peltier (2004), A geophysically constrained large ensemble analysis of the deglacial history of the North American ice-sheet complex, *Quaternary Science Reviews*, 23, 359-388.
- Tavella, G. F., and C. G. Wright (1996), Cuenca del Salado, in *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma continental Argentina*, edited by V. A. Ramos and M. T. Turic, pp. 96-116, Asociación geológica Argentina Instituto Argentino del Petróleo.
- Torsvik, T. H., D. Carlos, J. Mosar, L. Robin, M. Cocks, and T. N. Malme (2002), Global reconstructions and North Atlantic paleogeography 440 Ma to Recent, in *Mid Norway Plate Reconstruction Atlas with Global and Atlantic Perspectives*, edited, pp. 18-39, EIDE, E. A. ed. BATLAS, Geological Survey of Norway, Trondheim.

- Tsimplis, M., G. Spada, M. Marcos, and N. Flemming (2011), Multi-decadal sea level trends and land movements in the Mediterranean Sea with estimates of factors perturbing tide gauge data and cumulative uncertainties, *Global and Planetary Change*, 76, 63-76.
- Turcotte, D. L., and G. Schubert (2002), *Geodynamics*, Cambridge University Press.
- Tushingham, A. M., and Peltier (1991), Ice-3g - A new global model of late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea level change, *Journal of Geophysical Research*, 96, 4497-4523.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum, Jr., and S. Thompson, III (1977a), Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 4, Global cycles of relative changes of sea level, *Memoir - American Association of Petroleum Geologists*(26), 83-97.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum, Jr., and S. Thompson, III (1977b), Seismic stratigraphy and global changes of sea level; Part 3, Relative changes of sea level from coastal onlap, *Memoir - American Association of Petroleum Geologists*(26), 63-81.
- Van Buchem, F. S. P., M. D. Simmons, H. J. Droste, and R. B. Davies (2011), Late Aptian to Turonian stratigraphy of the eastern Arabian Plate – depositional sequences and lithostratigraphic nomenclature, *Petroleum Geoscience*, 14, 211–222.
- Van Camp, M., S. D. P. Williams, and O. Francis (2005), Uncertainty of absolute gravity measurements, *J. Geophys. Res.*, 110(B5), B05406.
- Vergani, G. D., A. J. Tankard, H. J. Belotti, and H. J. Welsink (1995), Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina, in *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, edited by R. S. S. A. J. Tankard, and H. J. Welsink, pp. 383-402.
- Vermeersen, L. L. A., and R. Sabadini (1999), Polar wander, sea level variations and ice age cycles, *Surveys in Geophysics*, 20, 415-440.
- Villamil, T., and C. Arango (1998), Integrated stratigraphy of latest Cenomanian and early Turonian facies of Colombia., in *Paleogeographic evolution and Non-glacial eustasy, Northern South America.*, edited.
- Vinogradov, A. P. (1961), *Atlas of lithological-palaeogeographical maps of the Russian platform and its géosynclinal frame.*, [in Russian.], Moscow-Leningrad.
- Voigt, S., et al. (2008), Cretaceous., in *The geology of Central Europe*, edited by T. McCann, pp. 923-997, The Geological Society, London.
- Vyssotski, A. V., V. N. Vyssotski, and A. A. Nezhdanov (2006), Evolution of the West Siberian Basin, *Marine and Petroleum Geology*, 23, 93-126.
- Waelbroeck, C., L. Labeyrie, E. Michel, J. C. Duplessy, J. F. McManus, K. Lambeck, E. Balbon, and M. Labracherie (2002), Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- Walcott, R. I. (1972), Past sea levels, eustasy and deformation of the earth, *Quaternary Research*, 2(1), 1-14.
- Wang, H., and P. Wu (2006), Effects of lateral variations in lithospheric thickness and mantle viscosity on glacially induced relative sea levels and long wavelength gravity field in a spherical, self-gravitating Maxwell Earth, *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 368-383.
- Watts, A. B. (2001), *Isostasy and flexure of the lithosphere*, University of Cambridge : Cambridge, United Kingdom, United Kingdom.
- Watts, A. B., and M. Steckler (1979), *Ewing Series*, 3(218).
- Watts, A. B., and N. M. Ribe (1984), On geoid heights and flexure of the lithosphere at seamounts.

- Whitehouse, P., K. Latychev, G. A. Milne, J. X. Mitrovica, and R. Kendall (2006), Impact of 3-D Earth structure on Fennoscandian glacial isostatic adjustment: Implications for space-geodetic estimates of present-day crustal deformations, *Geophysical Research Letters*, 33.
- Whitham, A. G., J. R. Ineson, and D. Pirrie (2006), Marine volcanoclastics of the Hidden Lake Formation (Coniacian) of James Ross Island, Antarctica: an enigmatic element in the history of a back-arc basin., in *Cretaceous-Tertiary High-Latitude Palaeoenvironments James Ross Basin, Antarctica*, edited by J. E. Francis, D. Pirrie and J. A. Crame, pp. 21- 47, Geological Society Special Publications.
- Willis, J., D. p. Chambers, and R. S. Nerem (2008), Assessing the globally averaged sea level budget on seasonal to interannual timescales, *Journal of Geophys. Res.*, 113.
- Willis, P., C. Boucher, H. Fagard, and Z. Altamimi (2005), Applications géodésiques du système DORIS à l'Institut géographique national, *C.R. Geoscience*, 337, 653-662.
- Wilson, T. J. (1991), Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile, *Geological Society of America Bulletin*, 103, 98-111.
- Winguth, C., D. M. MICKELSON, E. LARSEN, J. R. DARTER, C. A. MOELLER, and K. STALSBERG (2005), Thickness evolution of the Scandinavian Ice Sheet during the Late Weichselian in Nordfjord, western Norway: evidence from ice-flow modeling, *BOREAS*, 34, 176-185.
- Woodworth, P. L., and R. Player (2003), The permanent service for mean sea level: An update to the 21st century, *Journal of Coastal Research*, 19, 287-295.
- Wöppelmann, G. (1997), Rattachement géodésique des marégraphes dans un système de référence mondial par techniques de géodésie spatiale., 263 pp, Observatoire de Paris.
- Worsley, T. R., D. Nance, and J. B. Moody (1984), Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years, *Marine Geology*, 58(3-4), 373-400.
- Wu, P. (1993), Postglacial rebound in a power-law medium with axial symmetry and the existence of the transition zone in relative sea-level data, *Geophysical Journal International*, 114(3), 417-432.
- Wu, P. (1995), Can observations of postglacial rebound tell whether the rheology of the mantle is linear or nonlinear?, *Geophysical Research Letters*, 22(13), 1645-1648.
- Wu, P. (1999), Modelling postglacial sea levels with power-law rheology and a realistic ice model in the absence of ambient tectonic stress, *Geophysical Journal International*, 139(3), 691-702.
- Wu, P. (2002), Effects of mantle flow law stress exponent on postglacial induced surface motion and gravity in Laurentia, *Geophysical Journal International*, 148(3), 676-686.
- Wu, P. (2005), Effects of lateral variations in lithospheric thickness and mantle viscosity on glacially induced surface motion in Laurentia, *Earth and Planetary Science Letters*, 235(3-4), 549-563.
- Wu, P., and Peltier (1982), Viscous gravitational relaxation, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 70, 435-485.
- Wu, P., and Peltier (1984), Pleistocene deglaciation and the Earth's rotation: a new analysis, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 753-791.
- Wu, P., and W. van der Wal (2003), Postglacial sealevels on a spherical, self-gravitating viscoelastic Earth; effects of lateral viscosity variations in the upper mantle on the inference of viscosity contrasts in the lower mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 211(1-2), 57-68.

- Wu, P., and H. Wang (2008), Postglacial isostatic adjustment in a self-gravitating spherical Earth with power-law rheology, *Journal of Geodynamics*, 46(3-5), 118-130.
- Wu, P., H. Wang, and H. Schotman (2005), Postglacial induced surface motions, sea-levels and geoid rates on a spherical, self-gravitating laterally heterogeneous earth, *Journal of Geodynamics*, 39(2), 127-142.
- Wu, P., H. Steffen, and H. Wang (2010), Optimal locations for GPS measurements in North America and northern Europe for constraining glacial isostatic adjustment, *Geophysical Journal International*, 181(2), 653-664.
- Yang, Y. (2011), Tectonically-driven underfilled-overfilled cycles, the Middle Cretaceous in the northern Cordilleran foreland basin, *Sedimentary Geology*, 233(1-4), 15-27.
- Yokoyama, Y., P. De Deckker, K. Lambeck, P. Johnston, and L. K. Fifield (2001), Sea-level at the Last Glacial Maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165, 281-297.
- Zhang, F.-Q., et al. (2012), Late Mesozoic–Cenozoic evolution of the Sanjiang Basin in NE China and its tectonic implications for the West Pacific continental margin, *Journal of Asian Earth Sciences*, 49, 287–299.
- Zhong, S., A. Paulson, and J. Wahr (2003), Three-dimensional finite-element modelling of Earth's viscoelastic deformation; effects of lateral variations in lithospheric thickness, *Geophysical Journal International*, 155(2), 679-695.
- Ziegler, M. A. (2001), Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences, *GeoArabia*, 6(3), 445–504.
- Zorina, S. O. (2009), Sequence stratigraphy of Lower Cretaceous deposit on the eastern Russian Plate, *Russian Geology and Geophysics*, 50(5), 430–437.

ANNEXES



Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide?

Kevin Pedoja ^{a,*}, Laurent Husson ^{b,h}, Vincent Regard ^{c,d,e}, Peter Robert Cobbold ^b, Emilie Ostanciaux ^b, Markes E. Johnson ^f, Stephen Kershaw ^g, Marianne Saillard ^{c,d,e}, Joseph Martinod ^{c,d,e}, Lucille Furgerot ^a, Pierre Weill ^a, Bernard Delcaillau ^a

^a Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière, CNRS, Université de Caen, 14000 Caen, France

^b Géosciences-Rennes UMR6118 du CNRS, Université de Rennes 1, 35042 Rennes, France

^c Université de Toulouse, UPS (OMP), GET, 14 Av Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France

^d IRD, GET, F-31400 Toulouse, France

^e CNRS, GET, F-31400 Toulouse, France

^f Williams College, Massachusetts 01267, USA

^g Institute for the Environment, Halsbury Building, Brunel University, Uxbridge UB8 3PH, UK

^h Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR6112 CNRS, Université de Nantes, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 October 2009

Accepted 17 May 2011

Available online 26 May 2011

Keywords:

Sequences of paleo-shorelines

Last interglacial stage

MIS 5e

Sea-level

Quaternary

Plate tectonics

ABSTRACT

The growing interest in quantification of vertical ground motion stems from the need to understand in detail how the Earth's crust behaves, for both scientific and social reasons. However, only recently has the refinement of dating techniques made possible the use of paleoshorelines as reliable tools for tectonic studies. Although there are many local studies of Quaternary vertical motions of coastlines, we know of no comprehensive worldwide synthesis. Here we provide a compilation of 890 records of paleoshoreline sequences, with particular emphasis on the last interglacial stage (Marine Isotopic Stage [MIS] 5e, ~122 ka). The quality of dating MIS 5e makes it a reliable marker to evaluate vertical ground motion rates during the late Quaternary on a global scale. The results show that most coastal segments have risen relative to sea-level with a mean uplift rate higher than 0.2 mm/yr, i.e. more than four times faster than the estimated eustatic drop in sea level. The results also reveal that the uplift rate is faster on average for active margins than for passive margins. Neither dynamic topography nor glacio-hydro-isostasy may explain sustained uplift of all continental margins, as revealed by the wide distribution of uplifted sequences of paleoshorelines. Instead, we suggest that only plate-tectonic processes reconcile all observations of Quaternary coastal uplift. We propose that long-term continental accretion has led to compression of continental plates and uplift of their margins. Therefore this study concludes that plate-tectonics processes impact all margins and emphasizes the fact that the notion of a stable platform is unrealistic. These results therefore seriously challenge the evaluation of past sea levels from the fossil shoreline record.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

Contents

1.	Introduction	2
2.	Paleo-shorelines of the last interglacial stage	2
	2.1. Marine Isotopic Substage 5e (MIS 5e)	2
	2.2. Paleo-shorelines	3
3.	Methods	4
	3.1. Database	5
	3.2. Uplift rates	5
4.	Results	6
	4.1. Occurrence of morphologies	6
	4.2. Uplift since MIS 5e	6
5.	Discussion	8
	5.1. Morphological classification of Quaternary coastal sequences	8
	5.2. Origin of observed uplift	8

* Corresponding author.

E-mail address: kevin.pedoja@unicaen.fr (K. Pedoja).

6. Conclusions	11
Acknowledgments	11
Appendix A. Supplementary data	11
References	11

1. Introduction

Emerged sequences of Quaternary paleo-shorelines form remarkable stepped coastal landscapes that have been a long-standing geological curiosity. As early as 1830, Lyell wondered about their tectonic or eustatic nature (Lyell, 1830). Research has shown that uplift (and subsidence) of Pleistocene paleo-shorelines is due to a combination of both processes (e.g. Lajoie, 1986). Therefore, coastlines may record vertical ground motion superimposed on global sea-level oscillations. As such, they are powerful tools to analyze both sea level variations and vertical tectonic movement, provided that the signal can properly be deciphered (Bloom and Yonekura, 1990; Chappell et al., 1998). Coastal vertical motion may be due to movement of seismotectonic units along subduction zones in particular, but also to slower, possibly aseismic, creep of coastal segments along both active and passive margins. The positive or negative vertical motion of continental margins is responsible for emerged and submerged sequences of paleo-shorelines. Classic examples of active margins are the Huon peninsula (e.g. Bloom et al., 1974; Chappell, 1974), New Zealand (e.g. Bull and Cooper, 1986), Indonesia (e.g. Sumba Island, Pirazzoli et al., 1993), Chile (Kaizuka et al., 1973; Paskoff, 1977). On passive margins or intraplate domains, famous examples are Hawaii (Ku et al., 1974; Szabo and Moore, 1986; Ludwig et al., 1991) and New Caledonia (Frank et al., 2006). Because they are more easily accessible, emerged sequences have been more abundantly described than submerged ones. Few compilations have been done both at regional scales (e.g. Japan, Italy, Australia, see below) and continental scales (Hoyt, 1967; Wythe Cooke, 1971). Kopp et al. (2009) recently proposed a compilation, in an attempt to evaluate the worldwide sea-level change during the last interglacial stage (Marine Isotopic Stage, MIS 5e at ~122 ka). Their analysis assumed that the past record could help to predict the impact of modern sea-level rise due to global warming. They developed an elegant probabilistic analysis based, on one hand, on a careful selection of 108 data from 46 sites, each giving measurements of local apparent sea-level change, and on the other hand on the physics of glacio-isostatic adjustment (Mitrovica and Milne, 2003; Kendall et al., 2005). They concluded that sea level on average was ~7 m higher than today, a result that we reconsider here in the light of a more comprehensive dataset.

Because the last interglacial stage has been very well documented worldwide (e.g. Johnson and Libbey, 1997), we use it as a datum to evaluate vertical motions of Quaternary sequences of paleo-shorelines. Therefore, the aim of this study is to assess the controls, in a global context, of shapes and altitudes of Quaternary shorelines, with particular reference to the widely studied MIS 5e. Thus, we calculate the apparent vertical displacement rates of these shorelines globally, and their spatial variations. By establishing those paleo-shorelines as a tectonic benchmark, we subsequently interpret the inferred worldwide displacement field from a geodynamic standpoint.

2. Paleo-shorelines of the last interglacial stage

Paleo-shorelines are most easily recognizable in locations where they form a staircase morphology above the modern coast. Sequences (also referred to as series or flights) of marine terraces (Fig. 1) may or may not exhibit tidal notches running parallel to the present-day shoreline. Such sequences shape many coastlines and are interpreted as imprints of past sea-level positions during

the total duration of uplift. Three main types of paleo-shorelines are recognized: erosional (e.g. marine terrace, notch), depositional (e.g. beach-ridge) and constructional (e.g. coral reef terrace). In this section we survey the characteristics of all three forms, associated with shorelines of the last interglacial stage, and analyze relevant data from the literature.

Coastal sequences essentially form during separate highstands of interglacial stages (Zeuner, 1952), which correlate with Marine Isotopic Stages (MIS) of the oxygen isotope curve (e.g. James et al., 1971; Chappell, 1974; Bull, 1985; Lajoie, 1986; Ota, 1986). Only if uplift rates are large enough can interstadial oscillations be preserved too (as is often the case during the Holocene). Although the timing and duration of the MIS 5e are now well known (see below), there is less information concerning the timing and duration of older interglacial periods, in particular MIS 7, 9 and 11 (e.g. Winograd et al., 1997; Dutton et al., 2009). MIS 11 is generally considered to be the best analog for the Holocene period because the insolation over this interval shows a strong linear correlation with the recent past (Loutre and Berger, 2003). Paleo-shorelines correlated to MIS 11 have been the subject of two regional syntheses: Japan (Masuda, 2007) and Chile (Ortlieb et al., 1996).

For the last 45 years, a variety of relative and absolute dating techniques (see below for a short review) have been applied to paleo-coasts (Veeh, 1966), making them available as tools to characterize sea-level oscillations (e.g. Antonioli et al., 2006), tectonics and geodynamics (e.g. Merritts and Bull, 1989; Pedoja et al., 2006a,b,c, 2008a,b), paleo-environments (e.g. Aguirre, 2003), pedology (e.g. Muhs, 2001), archeology (e.g. Shackleton et al., 1984), diamond deposits (Jacob et al., 2006; Spaggiari et al., 2006), sedimentology (Crook and Felton, 2008), glacial and periglacial evolution (e.g. Bates et al., 2003), patterns of drainage (Personius, 1995) and paleontology (e.g. Pandolfi, 2001). Numerical modeling also has been applied to paleo-shoreline development (i.e. formation of marine terrace sequences) (Scheidegger, 1962; Veldkamp, 1994; Anderson et al., 1999; Trenhaile, 2002).

Some geographic areas have been heavily documented on a global scale, for well-preserved Quaternary sequences, such as the classic sites of the Huon Peninsula in New Guinea (more than 20 articles, see supplementary data), Barbados island (15 articles, see supplementary data) and the Vanuatu archipelago (e.g. Taylor et al., 1980, 1982, 1985, 1987). Other regions have been intensively investigated with respect to a particular datum, either Holocene (e.g. Pirazzoli, 1991; Woodroffe and Horton, 2005) or MIS 5e, for instance, in Italy (Bordoni and Valensise, 1998; Ferranti et al., 2006), Australia (Murray-Wallace and Belperio, 1991), Japan (Koike and Machida, 2001), Eastern Patagonia (Rostami et al., 2000; Pedoja et al., 2011) and the West coast of North America (Muhs et al., 2002a,b). At a global scale, some large zones of coastal sequences have been described in only a few publications, for example the Philippines (Omura et al., 2004), China (Pedoja et al., 2008a), Cuba (Peñalver Hernández et al., 2001, 2003), Haiti (Dodge et al., 1983; Dumas et al., 2006) and Jamaica (Mitchell et al., 2000, 2001).

2.1. Marine Isotopic Substage 5e (MIS 5e)

The last interglacial stage (MIS 5, stage 5 in the marine oxygen isotope record, Martinson et al., 1987) covers the period from 130 to 85 ka (e.g. Streeter and Shackleton, 1979; Chappell and Shackleton, 1986). This interglacial is characterized by three second-order highstands, from the oldest, MIS 5e (also called MIS 5.5, see below

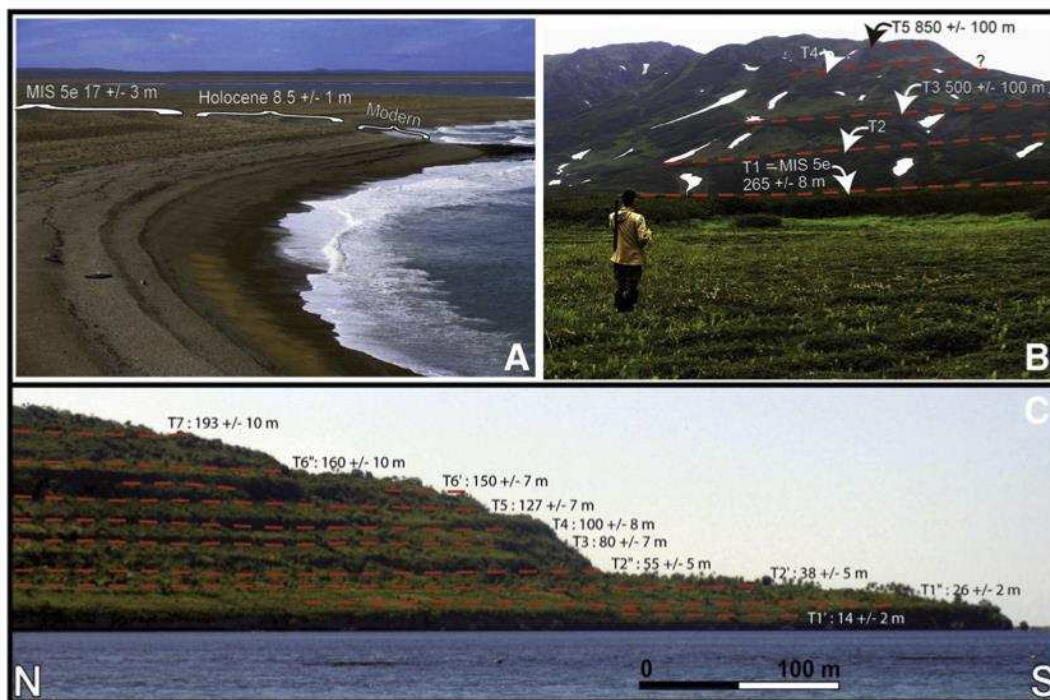


Fig. 1. Examples of sequences of Quaternary paleo-shorelines. A) Africa Mount, central coast of Eastern Kamchatka, sequence of five marine terraces reaching an altitude of 850 m. The sequence is bordered seaward by a succession of Holocene marine and wave-built terraces that reach ~35 m in altitude. The T1 terrace is correlated to MIS 5e on the basis of tephrochronology and morphostratigraphy (unpublished data). B) Bahia Laura, Patagonia, Argentina, sequence of beach-ridges. The photograph only shows the distal part of the sequence which reaches at least 70 m. Correlation of some beach ridges to MIS 5e comes from morpho-stratigraphy of the site by comparison with other places where U/Th, ESR and ^{14}C are available (Pedoja et al., 2011). C) Sampolawa Peninsula, SE Sulawesi, Indonesia. Lower part of a sequence of 19 coral reef terraces reaching 425 \pm 25 m in altitude. Unpublished data. All altitudes are in meters above local mean sea-level.

for timing and duration) through MIS 5c (MIS 5.3, ~105 ka) to the youngest MIS 5a (MIS 5.1, ~85 ka). MIS 5e is the most prominent and best-recorded sub-stage of MIS 5 and was the last time that mean sea level was at or near the modern level; therefore, by inference, it was also the last time when ice volumes and global climatic conditions were similar to those of the present day (e.g. Siddall et al., 2006). Considerable effort has been made to determine the timing, duration and paleo-temperature regime of the maximum (or peak) of the last interglacial period, (e.g. Hearty and Neumann, 2001; Muhs et al., 2002a,b; Rohling et al., 2008).

The last interglacial maximum (MIS 5e) is equivalent to the vernacular nomenclatures of Eemian (in Western Europe, for a review see Shackleton et al., 2003), Ipswichian (England, Bates et al., 1997), Eutyrrhenian (Mediterranean, e.g. Kindler et al., 1997), Rocky Bay Fm (Bermuda, e.g. Harmon et al., 1978), Grotto Beach Formation (Bahamas, e.g. Hearty and Kindler, 1995), Sangamonian or Sangamon (North America, e.g. Sainsbury et al., 1965; Dupré, 1984), Waimanalo Formation (Hawaiian Islands, e.g. Jones, 1993), Ouljian (West Morocco e.g. Weisrock et al., 1999), Mikulinian (Northern Russia, e.g. Mangerud et al., 1999), Kharagatian (Black Sea, Zubakov, 1988), and Pelukian (Alaska, Brigham-Grette and Hopkins, 1995). In the following, the last interglacial stage is referred to the more generic term MIS 5e for simplicity.

Interpretation of MIS 5e has evolved since pioneering studies during the 1970s (e.g. Stearns, 1976; Chappell and Veeh, 1978). Whether or not sea-level fluctuated within MIS 5e is unclear (Kaufman, 1986). In some places two to three highstands within MIS 5e have been inferred from dated local morpho-stratigraphy. For example, two highstands during MIS 5e have been deduced, either from morphological analysis or deposits, in Tunisia (Jedoui et al., 2003), Italy (Antonioli et al., 2006); the Balearic Islands (Bardají et al., 2009), Bermuda (e.g. Hearty et al., 2007), and the

Red Sea coast of Egypt (e.g. Choukri et al., 2007). Three highstands have been observed in Qatar (Williams and Walkden, 2002), Erythraea (Bruggemann et al., 2004) and Barbados (Johnson, 2001).

Our aim herein is to establish the paleo-shorelines attributed to MIS5e highstands as tectonic benchmarks. Therefore, we consider the latest reviews on the subject (Siddall et al., 2006; Kopp et al., 2009), which point out that the estimates of several authors converge on a highstand lasting from 128 ± 1 ka BP to 116 ± 1 ka BP (e.g. Stirling et al., 1998) with sea levels around +2 to +4 m (e.g. Hearty and Kindler, 1995; Stirling et al., 1998; Schellmann and Radtke, 2004), which is ~3 m less than the more recent estimate of Kopp et al. (2009). Consequently we use an age of 122 ± 6 ka and discuss the impact of a possible sea level higher by 3 ± 1 m (Siddall et al., 2006) or 7.2 ± 1.3 m (Kopp et al., 2009). Because the quantification of eustasy is far from being straightforward, the very notion of stability of passive margins, upon which many studies on eustasy rely, is being challenged in many respects (see for instance Moucha et al., 2008). Thus the data compilation of this study is used to further discuss the significance of the concept of eustasy.

2.2. Paleo-shorelines

Various geomorphic features, erosional, depositional or constructional, develop near sea level and form generic shorelines. Quaternary, and particularly MIS 5e, fossil shorelines reflect the diversity of modern coasts, because the shorelines are generally preserved after a change in sea level (e.g. van de Plassche, 1986). In order to avoid the uncertainty issue relative to the initial elevation of a paleo-shoreline (a few meters above or below the current sea-level), it is desirable to measure the elevation of a fossil shoreline with respect to the current shoreline in the same site, not the current sea level (Pirazzoli, 1996). Unfortunately, this practice is seldom applied, chiefly because dual

Table 1
Geographical repartition of the sequence of Quaternary paleo-coasts.

n°	Province	Number of sites	Location
1	Africa S	25	Kenya, Madagascar, Mauritius, Mozambique, Seychelles, South Africa, Tanzania, and Saint Helena Island
2	Africa W	31	Western Morocco, Canary Islands (Spain) Mauritania, Senegal, Cape Verde, Ghana, Sierra Leone, Angola
3	Aleutian	1	Amichka (Alaska, USA)
4	Antarctica	4	Shetlands islands, Cape Ross
5	Australia SE	14	South Eastern Australia and Tasmania
6	Australia W	9	Western Australia
7	California and Baja	71	Northwestern Mexico in Baja California and south-western USA
8	Caribbean	28	The island coasts of Bahamas, Bermuda, Barbados, Haiti, Providencia (Colombia), Jamaica, Cuba, Leeward Islands, Puerto Rico and the coasts of Yucatan (Mexico), Belize, Eastern Costa Rica and Venezuela
9	Cocos	4	Western Costa Rica and Southwestern Mexico
10	Europe W	103	Denmark, Estonia, Norway, Ireland, northwestern France, England, Western Spain, Portugal, West Russia
11	Indian	4	Peninsular India
12	Indo-Pacific	93	Archipelago of Indonesia, Hawaii, Vanuatu, New Caledonia, Kiribati, Papua New Guinea
13	Juan de Fuca	21	California, Oregon, Washington and British Columbia
14	Mediterranean N	165	North and West Mediterranean and Black Sea (Spain, Italy, Greece, Turkey, Lebanon, Syria, Israel, Russia, Ukraine)
15	Mediterranean S	37	Northern Morocco, Algeria, Tunisia and Libya
16	New Zealand	18	Northern and southern islands of New Zealand
17	North America E	21	Florida to Newfoundland
18	Persian Gulf	11	Iran, Oman, Qatar, and United Arab Emirates
19	Philippines	4	Pangla, Palawan, and Sabang islands
20	Red Sea	19	Egypt, Jordan, Sudan, Djibouti, Saudi Arabia, and Eritrea
21	SE Continental Asia	19	China, Korea, Cambodia, Vietnam
22	South America E	36	French Guyana, Brazil, Uruguay, Argentina and southeast Chile
23	South America W	40	Ecuador, Chile and Peru
24	W Pacific	110	Japan, Eastern Russia

observations of comparable past and present-day shorelines are commonly difficult to make.

Erosional indicators are represented by abraded marine terraces, benches (e.g. Lyell, 1830; Chambers, 1848), notches (e.g. Nunn et al., 2002), and sea-caves (for example Mt Carmel cave, Ronen et al., 2007; Vita-Finzi and Stringer, 2007; Zviely et al., 2009). Common depositional indicators include wave-built terraces (e.g. in Argentina, Rutter et al., 1989; Rostami et al., 2000), beach deposits (e.g. Cotentin, France, Coutard et al., 2006), beachrocks (e.g. Israel, Galili et al., 2007), beach ridges (Darwin, 1846), tidal flats and other coastal deposits (e.g. Canary islands, Meco et al., 2007). Constructed indicators are represented by algal *trottoirs* (Dalongeville et al., 2000) and principally by coral reefs (Darwin, 1842). In practice, indicators are often misleading and differences are not so easy to establish. For example, uplifted fringing coral reefs (constructional features) are frequently accompanied by tidal erosional notches that may mark, with cm resolution, the location of a former sea-level highstand. Marine terraces frequently include nearshore deposits and some notches may preserve fixed biological indicators. Thus, erosional paleo-shorelines are most commonly represented by paleo-rocky shores, whereas depositional ones are represented by paleo-sedimentary deposits (normally clastic). It must be emphasized here that on the modern shore as for MIS 5e paleo-shorelines, lateral change in facies can be extremely rapid from one morphology (or

deposit) to another (for example, in Eastern Patagonia, Pedoja et al., 2008b, 2011).

Although the geometric description of fossil shores and their associated deposits provides critical information for interpreting sea-level histories, dating is also required. A variety of techniques have been used, depending on the time of origin and nature of the relict shoreline, and both relative and absolute dating are applied. Relative dating techniques include: 1) morphostratigraphy (for example the occurrence of periglacial deposits on marine terraces, e.g. Orme, 1966); 2) paleontological studies such as malacology (e.g. Sanlavielle, 1974) and diatom stratigraphy (e.g. Miettinen et al., 2005); 3) archeological artifacts (e.g. flints artifacts, Galili et al., 2007); 4) tephrochronology (e.g. Okumura, 1996); 5) palynology (Korotky et al., 1997); 6) pedology (Bockheim et al., 1992,1996) 7) coral sclerochronology (Buddemeir and Taylor, 2000) and 8) amino-acid racemization, a chemical correlation tool, the precision of which depends on temperature and initial calibration (e.g. Wehmiller, 1982; Goodfriend et al., 1996; Wehmiller and Miller, 2000). Absolute dating techniques include: 1) ^{14}C (which gives constraints on Holocene and older terrace sequence chronology, e.g. Navas et al., 2006), 2) U–Th series applied to corals (e.g. Broecker et al., 1968; Stirling and Andersen, 2009), molluscs (McLaren and Rowe, 1996; Rostami et al., 2000; Pedoja et al., 2006b,c) and cement (Ramsay and Cooper, 2002) that can yield results ranging from Holocene to ~300 ka, the precision decreasing with age, 3) cosmogenic nuclides such as ^{10}Be and ^{26}Al (e.g. Perg et al., 2001; Melnick et al., 2009; Saillard et al., 2009; Saillard et al., 2011), suitable for terraces up to ~700 ka, or ^{21}Ne , providing older ages (e.g., Quezada et al., 2007), 4) U–He (up to 650 ka, Bender et al., 1973), 5) Pa–U (Broecker et al., 1968; Giresse, 1989), 6) $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ (Ota and Omura, 1992), 7) Electron Spin Resonance that can yield results ranging from Holocene to ~400 ka, (ESR, e.g. Schellmann and Radtke, 1997), and 8) luminescence on buried sands, where the age range of the method is variable from grain to grain and reliable ages usually extend from recent and Holocene (Bookhagen et al., 2006) to 200–300 ka (e.g. Wood, 1994; Balescu et al., 1997a,b; Mauz, 1999; Pedoja et al., 2006b,c). Some pilot studies were done, to compare different techniques of dating (e.g. cross-comparison of marine terrace sediment dating by ESR, thermoluminescence and optically stimulated luminescence in Japan, Tanaka et al., 1997).

With the notable exception of in-situ cosmogenic nuclide dating methods (e.g. ^{10}Be , ^{26}Al , ^{21}Ne), erosional features are not generally sufficiently adequate to date former sea-levels, whereas marine deposits may include suitable material for the above-mentioned dating techniques. Also, depositional features generally are inadequate to estimate accurately the heights of former sea levels, because of uncertainties on sediment compaction, precise position of the deposits above or below sea level and tidal changes. Ideally, altitudes should be measured on erosional geomorphic indicators and, where available, sea-level-sensitive species in biologically constructed fixed indicators; materials for dating should be sampled on adjacent depositional or constructional indicators if they are suitable. We emphasize that the results of dating are used to correlate the shoreline angle of the paleo-coast with a sea-level highstand. Consequently the raw results are not used in the uplift rate calculations. The age of the highstand comes from the literature. In the supplementary data, we propose a complete review of the variety of landforms that allows for the characterization of fossil shorelines.

3. Methods

From a geodynamic standpoint, we have compiled a large number of separate studies into a comprehensive, worldwide synthesis of Quaternary coastal sequences and of sea-level changes related to the MIS 5e highstand (122 ± 6 ka).

3.1. Database

Out of 829 published references, we uniformly reappraised the mean vertical velocities for 890 sites, organized into 24 major provinces. The compilation is fully available as supplementary information online and summarized in Tables 1 and 2. The data are compiled in a table (see supplementary data) that includes the location and elevation of MIS 5e paleo-shorelines around the world. The table (see supplementary data) includes 33 columns listing location (province, continent, ocean, country), maximum altitude of sequence, minimum number of shoreline forming the sequences, chronostratigraphy (i.e. which shoreline correlated to which high-stand), morphologies related to MIS 5e shoreline (marine terraces, notches, etc.) or deposits (beach ridge, beach rock, coastal deposits, etc.), their maximum elevation, the implied average vertical rate since MIS 5e, dating methods, the material on which it was performed, duration of uplift, references and the degree of confidence in the data. In this compilation, we systematically attributed a minimum error range of one meter to the measurements on elevation *E* published without a margin of error. Whenever authors provide altitude ranges, we took the mean value of the range and set the margin of error to half the range. Whenever authors only assign the paleo-coast to undifferentiated MIS 5, we made the assumption that it is correlated to MIS 5e, which gives the minimum uplift rate. Where data are extremely abundant (e.g. Italy, California, Baja California), we derived means for the primary tectonic zones. The degree of confidence is ranked on a 5-point scale (higher number denotes higher degree of confidence). The score is primarily based on the nature of the geomorphic indicator, the quality of dating, precision in measurements of altitudes and geographical descriptions.

We rejected 21 outliers, where MIS 5e paleo-shorelines have been described (e.g. Gonave Island, Haiti, Thornton Horsfield, 1975) or inferred (e.g. Sao Tomé, Tristan da Cunha, Nunn, 1984) but where no elevation is available. We rejected only one site where a MIS 5e paleo-shoreline altitude is known (i.e. on the South Island of New Zealand), because the anomalously high altitude (991 ± 5 m) of MIS 5e marine terrace (Bull and Cooper, 1986) has been strongly debated (Bull and Cooper, 1988; Ward, 1988) but not resolved.

Disagreement is found on the elevation of MIS 5e shoreline at three sites. This is the case in 1) San Juan de Marcona (Peru) where Hsu (1988, 1992) and Hsu et al. (1989) described it at 65 ± 1 m whereas Ortlieb and Macharé (1990a,b), Ortlieb et al. (1991) and Macharé and Ortlieb (1992) describe it at 105 ± 1 m; 2) Agadir (West Morocco) where Meghraoui et al. (1998) described it at 28 m whereas other authors describe it at 8 ± 1 (e.g. Weisrock et al., 1999); 3) Santa Cruz (California, USA) where the MIS 5e paleo-shoreline was described at 39 ± 1 by several authors (Bradley and Griggs, 1976; Wehmiller, 1982; Dupré, 1984; Lajoie, 1986; Lajoie et al., 1991; Anderson and Menking, 1994; Rosenbloom and Anderson, 1994; Anderson et al., 1999) but where ¹⁰Be dating led Perg et al. (2001) and White et al. (2008, 2009) to identify the MIS 5e marine terrace at 175 ± 25 m. The dating itself has been discussed by Brown and Bourlès (2002). In this case, we assign two different sites for the same place, to allow for uncertainty of assigning coastline ages in this site.

3.2. Uplift rates

The classic equation (e.g. Lajoie, 1986) for calculating vertical motion rate *V* is $V = (E - e)/A$, where *E* is the current elevation of the paleo-shoreline relative to current local sea level, *A* is the age of MIS 5e, and *e* is the correction for eustasy (i.e. the altitude of the paleo-sea-level stand relative to the modern one). To account for eustasy, we discuss our results with respect to the estimates of Siddall et al. (2006) at 3 ± 1 m and that of Kopp et al. (2009) at 7.2 ± 1.3 m. However, for technical and conceptual reasons, uncertainties in the estimates of eustasy are large (see Discussion) and it is difficult to assign a definite value to the absolute variation of sea level. In the present study we therefore calculate the mean displacement rate since MIS 5e uses both the classic method and a simpler, yet more conservative method. For instance, we do not account for any a priori eustatic correction *e*. We, therefore, calculated $V = E/A$. In fact, estimates on sea-level variations during MIS 5e (with respect to today's datum) are principally based on coastal indicators found on platforms formerly considered stable, an assumption that our study reveals to be uncertain, as discussed in the following.

Table 2
Mean apparent rates of uplift for various provinces and geodynamic settings. Quality refers to confidence in measurements (see supplementary data for details).

Province	Geodynamic setting	Apparent vertical rate <i>V</i> (mm/yr)	MoE	Eustasy-corrected vertical rate <i>V_c</i> (mm/yr), Siddall et al., 2006	MoE	Eustasy-corrected vertical rate <i>V_c</i> (mm/yr), Kopp et al., 2009	MoE	Standard deviation	Number of sites	Mean quality	Means (<i>V</i>)
Indo-Pacific	*	0.38	0.04	0.35	0.05	0.31	0.04	0.75	93	4.08	0.38
Persian Gulf	*	0.16	0.02	0.14	0.03	0.10	0.03	0.2	11	3.55	0.16
Aleutian	active	0.35	0.07	0.33	0.07			/	1	5.00	0.31
Caribbean	Active	0.11	0.02	0.09	0.02	0.05	0.03	0.14	28	3.54	
Cocos	Active	0.51	0.04	0.49	0.04	0.44	0.04	0.66	4	2.00	
Juan de Fuca	Active	0.28	0.03	0.26	0.04	0.22	0.04	0.33	21	4.19	
Mediterranean N	Active	0.19	0.03	0.16	0.03	0.13	0.03	0.35	165	3.92	
New Zealand	Active	0.58	0.05	0.56	0.05	0.52	0.05	1.82	18	4.33	
Pacific W	Active	0.40	0.04	0.38	0.04	0.34	0.05	0.42	110	3.54	
Philippines	Active	0.05	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.04	4	4.00	
South America W	Active	0.32	0.03	0.30	0.04	0.26	0.03	0.30	40	4.33	
Africa S	Passive	0.03	0.01	0.01	0.02	−0.02	0.02	0.08	25	3.04	0.12
Africa W	Passive	0.07	0.01	0.04	0.02	0.01	0.02	0.05	31	3.16	
Antarctica	passive	0.42	0.07	0.40	0.07	0.36	0.07	0.15	4	2.25	
Australia SE	Passive	0.08	0.01	0.05	0.02	0.02	0.02	0.07	14	4.50	
Australia W	Passive	0.03	0.01	0.00	0.01	−0.03	0.02	0.06	9	4.50	
California and Baja	Passive	0.31	0.03	0.28	0.03	0.24	0.03	0.34	71	4.80	
SE Continental Asia	Passive	0.10	0.02	0.08	0.03	0.04	0.03	0.08	19	3.47	
Europe W	Passive	0.07	0.02	0.05	0.03	0.02	0.03	0.12	103	2.95	
India	Passive	0.05	0.01	0.02	0.02	−0.01	0.02	0.03	6	3.50	
Mediterranean S	Passive	0.10	0.01	0.07	0.02	0.04	0.02	0.09	37	2.97	
North America E	Passive	0.05	0.01	0.03	0.02	−0.01	0.02	0.02	21	3.52	
South America E	Passive	0.11	0.02	0.08	0.03	0.05	0.02	0.05	36	3.83	
Red Sea	Rift	0.11	0.01	0.09	0.02	0.05	0.02	0.08	19	4.74	0.11
Means or sum		0.20	0.03	0.18	0.03	0.14	0.03	0.27	890	3.74	

* Means multiple geodynamical settings.

4. Results

The 890 sites of the database are classified into 24 major provinces (Tables 1 and 2). These provinces include between 1 (Aleutian) and 165 sites (Mediterranean N), see Fig. 2A. We briefly present the occurrence of geomorphic indicators and then we propose a geodynamical interpretation of the observed uplift since MIS 5e.

4.1. Occurrence of morphologies

It is difficult to classify Quaternary paleo-coasts as a function of the morphologies observed (i.e. erosional, depositional or constructional), because within one area various morphologies are generally described (see supplementary data). The most striking observation concerns the latitudinal distribution of marine terraces versus coral reef terraces (as emphasized for example by Montaggioni and Braithwaite, 2009) (Fig. 2B, Table 3).

4.2. Uplift since MIS 5e

The current elevations of well-preserved (e.g. Johnson and Libbey, 1997) MIS 5e paleo-coasts convert into an apparent vertical velocity

of the continental margins. The most striking feature of the data is the almost ubiquitous apparent uplift of continental margins (Fig. 3). This is attributable to a long-standing process, because in many instances (809 sites out of 890 sites) the MIS 5e marker is embedded in a sequence of paleo-shorelines that encompasses Holocene, Pleistocene, and often Pliocene structures (“rasas” in Fig. 2A and see Discussion). The mean elevation of MIS 5e terraces is 28 m, indicating a mean rate of uplift of 0.23 mm/yr. These values indicate an uplift rate on average four times higher than the sea-level peak estimation of 7.2 ± 1.3 m of Kopp et al. (2009).

In our compilation, not only do ca. 93% of the observations give positive values, but they are also widespread, covering almost all coastlines (Fig. 2). Most shorelines for which data are lacking lie at high latitudes or close to major deltas, for the following reasons. Along the Arctic margins and coasts of Antarctica, Holocene icecaps have eroded most of the MIS 5e shorelines. Around major deltas, such as the Mississippi, Indus, Bengal, Amazon and Orinoco, sediment-induced subsidence is strong. Besides these regions, the only large segment of margin (>3000 km), which is undocumented, is the southwestern margin of Sundaland, where there is no reported evidence of vertical motion deduced from a MIS 5e shoreline. For obvious reasons, submerged domains are poorly documented, but from visual inspection

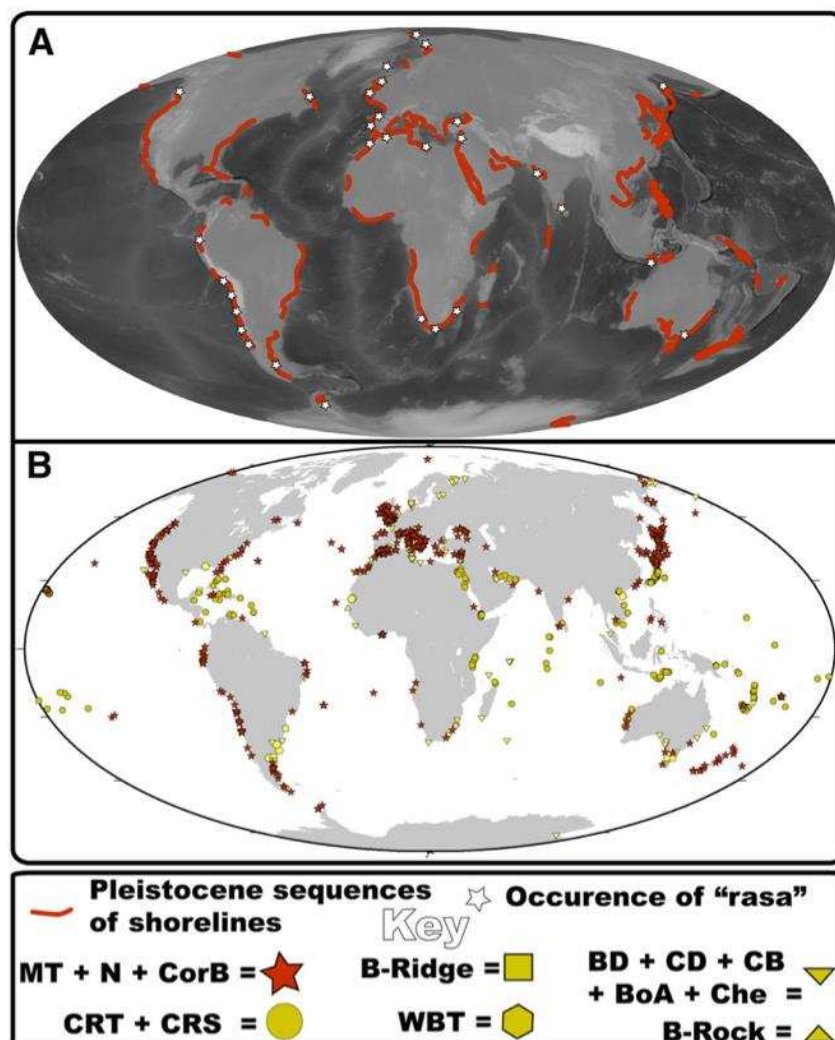


Fig. 2. Distribution and nature of Quaternary shorelines A) worldwide occurrence of Pleistocene coastal sequences including MIS 5e shorelines and “rasas”. B) Morphological indicators described in literature for shoreline related to MIS 5e. In red erosional indicators in yellow depositional and constructional ones (see text for details). MT: marine terrace, N: notch, CorB: corrosion bench, CRT: coral reef terrace, CRS: coral reef surface (when submerged) SC: sea cave. BD: Raised beach and beach deposit, WBT: wave-built terrace, CD: coastal deposit (i.e. generally tidal if not nearshore), B-Ridge: Beach ridge, B-Rock: Beach rock, CB: coastal barrier, Che: cheniers, BoA: base of aeolianites. See also Table 3.

Table 3

Occurrence of morphological indicators of shorelines created during last interglacial maximum (MIS 5e). MT: marine terrace, N: notch, CorB: corrosion bench, CRT: coral reef terrace, CRS: coral reef surface (when submerged) SC: sea cave. BD: Raised beach and beach deposit, WBT: wave-built terrace, CD: coastal deposit (i.e. generally tidal if not nearshore), B-Ridge: Beach ridge, B-Rock: Beach rock, CB: coastal barrier, Che: cheniers, BoA: base of aeolianites.

	Shoreline type															Sum
	Erosional s.l.						Depositional s.l.									
	MT	N	CorB	CRT	CRS	SC	BD	WBT	CD	B-Ridge	B-Rock	CB	Che	BoA		
Number of site	541	16	1	173	7		48	11	63	7	15	7		1	890	
Total number of occurrence		70				3	70		96	13			3			
% of occurrence	61	2	0	19	1		5	1	7	1	2	1		0	100	

(Fig. 3) they encompass many fewer coastlines than uplifted ones. Assuming that vertical movements are unlikely to vary along coastlines at high frequency (i.e. at a frequency that would be higher than the sampling frequency) that would render subsidence often ignored at many locations because of a sampling bias, these observations lead us to conclude that the dataset is representative of global sea-level change for MIS5e.

Active margins are uplifting at faster rates on average (0.36 mm/yr) than passive margins (0.13 mm/yr). This may not appear surprising because a fraction of subduction zones is associated with tectonic shortening; but given the fact that the vast majority of passive margins undergo persistent loading from sedimentation, uplift at passive margins could be higher if corrected for sedimentary loading. Thus 0.13 mm/yr is a minimum estimate, and the difference between active and passive margins may be minor: except for deltas, long-term sedimentation rates at passive margins typically range from 0.02 to 0.04 mm/yr (Einsele, 2000). 1D isostatic corrections (written $v_{sub} = v_{sed}(\rho_s - \rho_w)/(\rho_m - \rho_w)$, where v_{sub} and v_{sed} are the subsidence and sedimentation rates, ρ_s , ρ_w and ρ_m are the densities of the sediments, seawater and mantle, respectively), yield subsidence rates as high as 0.2 mm/yr and, therefore, a corrected value for the mean uplift rate at passive margins would be as high as 0.3 mm/yr. Elastic flexure due to sediment loading of the lithosphere may also contribute to bulge and uplift of the margin (e.g. Jurkowski et al., 1984; Gunnell and Fleitout, 1998). Nevertheless, elastic flexure would cause uplift rates that would be much smaller than the sedimentation rates ($\ll 0.02$ to 0.04 mm/yr, 0.0432 times the sedimentation rate for the flexure of an elastic beam, see Watts, 2001); flexure due to sediment loading is therefore insufficient to explain all the uplift of passive margins. Indeed,

observations corroborate this idea: the only place where the Atlantic coast of South America is known to subside south of the Amazon is the Rio de la Plata, where isostatic subsidence due to sediment loading obviously dominates the effects of flexural uplift of the margin (Martin et al., 1988; Barreto et al., 2002; Pedoja et al., 2011). Note, however, that this statement does not exclude the possibility that elastic flexure may contribute for other reasons, in particular as a response to temporal changes in far field stress regime. Nevertheless, because a full discussion is beyond the scope of this paper, we keep the raw values in the following, which can be considered as a minimum estimate.

Additional evidence for passive-margin uplift comes from longer time scales: low-temperature thermochronometers and paleostress indicators show that many passive margins have been uplifting on a time-scale of millions of years in response to horizontal compression. Good examples are the margins of Norway (Blystad et al., 1995; Lundin and Doré, 2002; Stoker et al., 2005), Great Britain (Boldreel and Andersen, 1998; Hillis et al., 2008a; Holford et al., 2009), Brazil (Cobbald et al., 2001, 2007), South Africa (Brown et al., 2002) and Australia (Hillis et al., 2008b). In most instances, the evidence is that compression and uplift have been operating for much of the Tertiary, at least until the Miocene. Their continuation into the Pliocene or Quaternary is less clear, if only because low-temperature geochronology is not able to date young episodes of exhumation. On the other hand, in SE Brazil, Salvador and Riccomini (1995) have described outcrops, in which gently-dipping thrust faults have put Precambrian crystalline basement over Pleistocene mudstone, so causing uplift. For the present day, the World Stress Map provides abundant evidence (mainly in the form of focal mechanisms of earthquakes) for active thrust faulting on passive margins, especially

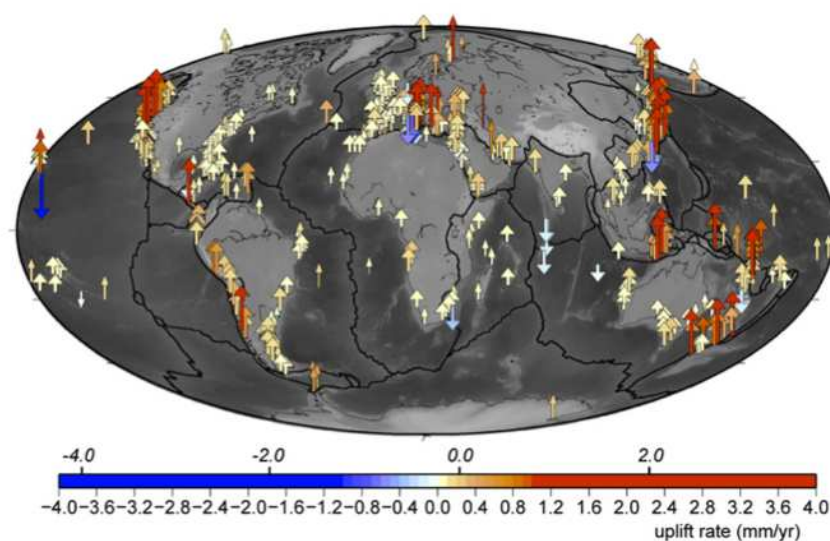


Fig. 3. Apparent rates of vertical motion on coastlines as inferred from heights of shorelines, which formed during the last interglacial maximum (MIS 5e). Arrow size indicates degree of confidence. Numbers in italics indicate rates corrected for eustasy (+3 m, Siddall et al., 2006, see text).

the Atlantic margins of North America, Brazil and Norway (Heidbach et al., 2008). Small as it may be, a slip event on a thrust fault produces, not only horizontal shortening, but also crustal thickening, leading to some degree of isostatic uplift. Thus the evidence for synchronous compression and uplift on passive margins is substantial, over a long time scale.

5. Discussion

In the following section, we first present a brief classification of sequences, based on their morphologies, then we discuss the origin of the observed worldwide uplift, deduced from their elevation.

5.1. Morphological classification of Quaternary coastal sequences

In 90% of cases (809 sites out of 890 sites), the MIS 5e marker is embedded in a sequence of paleo-shorelines that encompasses Holocene, Pleistocene, and often Pliocene structures ("rasas" on Figs. 2A and 4). There are very few places where a Pleistocene coastal sequence is preserved, but where the MIS 5e paleo-shoreline is missing. To our knowledge, this occurs in Futuna (South Vanuatu) (Neef and McCulloch, 2003) and northwestern France (e.g. Sommé et al., 1999). A classical sequence (i.e. Classes A, B, C, D in Fig. 4) can be described as a series of well individual terraces dating from Middle to Late Pleistocene (or Holocene) overlooked by large compound rasas. Rasa is here used in the sense of Guilcher (1974), Regard et al. (2010), Pedoja et al. (2011) in order to define vast polygenetic horizontal

surfaces corresponding to a sequence of paleo-coasts in which intermediate shoreline angles are not observed because they are erased or buried. Rasas are frequently older than 1 Ma and generally correspond to the geomorphic records of the Late Pliocene–Early Pleistocene sea level variation (e.g. Pedoja et al., 2006b,c; Alvarez-Marrón et al., 2008; Regard et al., 2010). The latter variations are known to be quicker (cycles of ~60 ka) and less important (eustatic variation of ~60 m) than present day (Siddall et al., 2006). Herein, we propose a morphological classification of sequences of paleo-coast based on the uplift rates U_{MIS5e} of MIS 5e terraces (Fig. 4). Five classes are presented. The four more important classes correspond to 1) uplift rate MIS 5e (U_{MIS5e}) >1 mm/a (Class A, strong uplift) 2) $1 < U_{MIS5e} < 0.2$ mm/a (Class B, moderate uplift), 3) $0.2 < U_{MIS5e} < 0.1$ mm/a (Class C, low uplift), and 4) 0.1 mm/a $< U_{MIS5e}$ (Class D, very low uplift). The fifth, Class E (Ice sunk type), corresponds to a high latitude sequence where Holocene paleo-coasts are higher in altitude than the MIS 5e paleo-coast (i.e. in Svalbard, see Mangerud and Svendsen, 1992). That kind of sequence may also be observed in Antarctica where deposits from the lowest beach ridge were carbon dated as older than the resolution of the method (Lopez-Martinez et al., 1992; Lopez-Martinez et al., 2006; Navas et al., 2006).

5.2. Origin of observed uplift

What processes might be responsible for the apparent uplift of continental margins worldwide? The most obvious candidate is

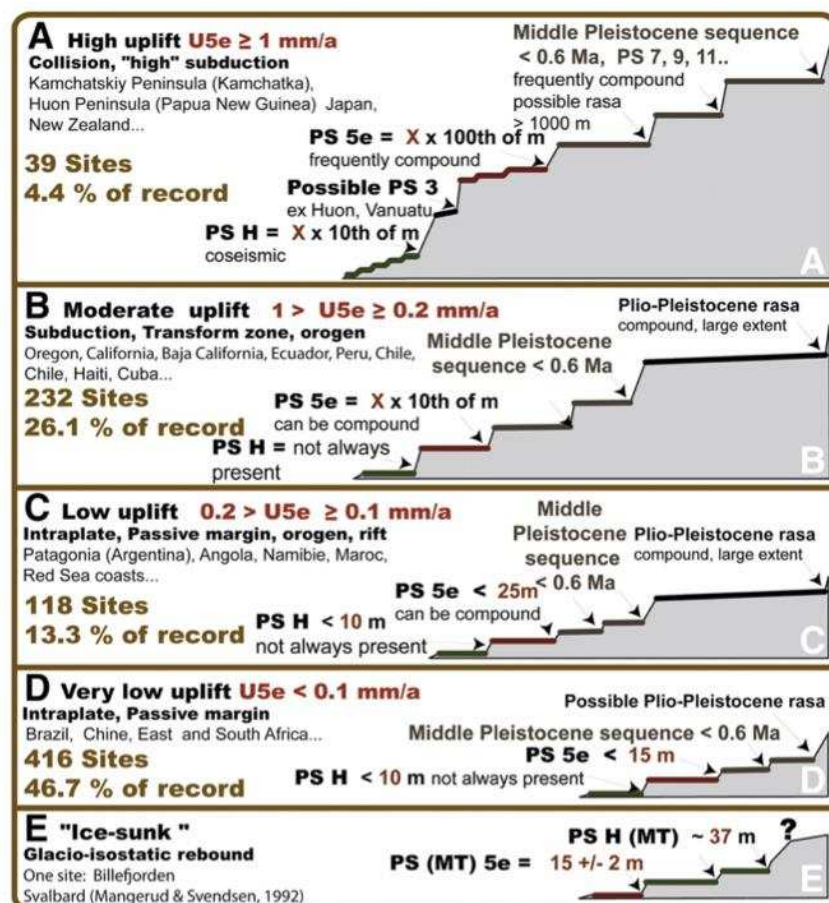


Fig. 4. Morphological classification of Pleistocene sequence of shorelines based on the uplift rate determined on MIS 5e indicators. Four classes of uplift are described (from high to very low, A to E). A fifth class (class E) is presented even if it is represented only by one site as it represents in itself a specific morpho-dynamic context (post glacial rebound). For each class examples of sequences are presented. Geodynamical contexts are indicative as various intensity of uplift can be present in the same area. PS: paleoshore, PSH: Holocene paleoshore, PS 5e: Paleoshore related to MIS 5e interglacial maximum. U_{5e} : mean uplift rate determined on MIS 5e paleoshore.

eustatic sea-level fall, but a variety of other mechanisms can be invoked, as discussed below.

(1) Eustasy

Eustasy is the uniform variation of sea level, either due to the change in the volume of seawater (variations in the storage capacity of ice caps), or to changes in the geometry of the oceanic basins. In particular, the bulk volume of small and young oceanic basins is smaller than that of old wide oceanic basins. Heller and Angevine (1985) formerly proposed this mechanism to explain the long-term (> 100 Myrs) variations in sea level. According to a non-uniform and not necessarily representative compilation of data from a variety of paleo-sea-level records and oxygen isotope data, mean sea level would have globally dropped by 2 to 4 m since MIS 5e (122 ± 6 ka), at an average rate of less than 0.02 mm/yr (see Siddall et al., 2006, and references therein), which only slightly modifies the observed rates (see supplementary data and Fig. 2). We note, however, that a variety of studies based on oxygen isotopes also referred to by Siddall et al. (2006) suggest a larger uncertainty because they give sea-level highstands approximately ranging from – 10 m to + 15 m. The recent analysis of Kopp et al. (2009) suggests an absolute sea-level drop of ~ 7 m.

On average, reports of eustatic sea level changes are about an order of magnitude lower than the 0.23 mm/yr mean apparent uplift rate. Correcting for eustasy following the 3 m value given by Siddall et al. (2006) therefore does not affect our results (see Table 2). The higher value proposed by Kopp et al. (2009) more efficiently affects our results and seemingly assigns subsidence to four of our provinces (Table 2). But an even more convincing argument, which discards eustasy as the cause of this generalized vertical movement of coastlines, comes from the sequences of paleo-shorelines into which MIS 5e is embedded (Figs. 1 and 4). This reveals continuous uplift, rather than sea-level oscillations around a mean value that would result if eustasy was the control. Indeed, paleo-shoreline sequences of Plio-Pleistocene age (see supplementary data) indicate continuous uplift that cannot be reconciled with eustatic variations for older isotopic stages: isotopic studies indicate that Quaternary highstands MIS 7, MIS 9 and MIS 11 never exceeded + 10 m, leaving MIS 5 the last highest sea-level stand. Margins so far considered as stable actually feature time series of uplift therefore discarding any passive (or eustatic) cause for the observed long-standing uplift. For instance, the east coast of North America has been uplifting since at least Early Pleistocene, western Europe since at least MIS 11, the west coast of Africa since at least Mid Pliocene, and the eastern coast of South America since at least MIS 9 or MIS 11. MIS 5e therefore should be regarded as the prominent marker of a sequence that reveals a generalized uplift of continental margins. Again, long-standing uplift can also be inferred from other, longer-term evidence of uplift, indicated by the Tertiary to present-day tectonic activity at both active and passive margins (see above). This discards eustasy as the principal control of uplift of continental margins.

(2) Glacio-hydro-isostasy

Another candidate is glacio-hydro-isostasy, whereby melting of icecaps causes changes in the shape of both the solid Earth and the body of seawater above it. The feedback interactions between the two bodies and consequences on relative sea level are given by the sea-level equation (e.g. Farrell and Clark, 1976; Peltier and Andrews, 1976; Clark et al., 1978; Peltier et al., 1978; Peltier, 2004; Spada et al., 2006). There is evidence for this mechanism in the Holocene and late Pleistocene (e.g. Peltier, 1998; Lambeck and Chappell, 2001). Rigorously, two joint corrections could be applied because one should ideally compare the shape of the Earth lacking glacial isostatic

adjustment (GIA), therefore comparison between a GIA-relaxed MIS 5e (i.e. without any GIA from the previous deglaciation stage MIS 6), with a present-day GIA-relaxed Earth geometry. Because we subtract the MIS 5e shoreline elevation data from the present-day ones, it therefore implies the following; firstly, the additional effects of GIA during the MIS 5e highstand in the aftermath of the previous deglaciation; and secondly, subtraction for the effect of the ongoing GIA. There are, however, three prime technical and practical reasons not to make these corrections, as follows. (i) A thorough correction would require knowing the GIA history not only for the last deglaciation but also for the deglaciation prior to MIS 5e, which we do not. (ii) The current record of the glacial cycle indicates that MIS 5e times followed a deglaciation history that is comparable in magnitude (~ 130 m equivalent sea-level rise) and timing (15–20 kyrs) to the last deglaciation. Theoretical predictions therefore indicate GIAs for both present-day and MIS 5e that differ within the uncertainty. The corrections would thus cancel, within the uncertainty. (iii) Although the characteristic time scale for glacio-hydro-isostasy depends chiefly on the viscosity of the mantle (for which uncertainty remains large) observations and models suggest that the relaxation occurs within a few thousand years, even at low harmonic degrees (e.g. Peltier, 2004). Therefore even the effects of the most recent glacio-hydro-isostatic event (at ~ 6 ka), that followed the mid-Holocene deglaciation, are decreasing. Deglaciation modified the elevation of Holocene shorelines and similarly the older markers of the sequence by comparable amounts. Assuming no other process is involved, the maximum impact of the last glacio-hydro-isostatic event can be inferred from widespread Holocene paleo-shorelines. Except at high latitudes, these generally lie a couple of meters above sea level on average (for an example in the Indo-Pacific realm, Woodroffe and Horton, 2005), ~ 25 m lower than the mean elevation of MIS 5e paleo-shorelines, and only very seldom are they raised higher than 6 m. Averaged over the entire period since the MIS 5e, the rate of uplift is at most 0.03 mm/yr, so that glacio-hydro-isostasy is unlikely to be a mechanism that may explain our global observations of sea-level change since the MIS 5e. For all these reasons, the corrections that we could apply would be very small and comparable to the uncertainty. Thus, we prefer not to show any corrected map, which in any case would critically resemble the map of raw rates.

(3) Dynamic topography

Dynamic topography is the response of the surface of the Earth to mantle flow. Convective viscous stresses may deflect the surface of the Earth by several hundred meters (Hager et al., 1985; Forte et al., 1993; Le Stunff and Ricard, 1995; Conrad et al., 2004; Spasojevic et al., 2008), although the magnitude may be significantly hampered by lateral viscosity variations (Cadek and Fleitout, 2003). Dynamic topography makes the shape of the Earth depart from the geoid and therefore controls absolute sea-level (e.g. Gurnis, 1993; Husson and Conrad, 2006) but it also changes as the heterogeneous mantle flows, and therefore modifies relative sea level as well (Lithgow-Bertelloni and Gurnis, 1997; Gurnis et al., 2000) at typical rates of 0.001 to 0.01 mm/yr (Moucha et al., 2008; Conrad and Husson, 2009). The impact of dynamic topography on relative sea-level variations is, therefore, too small to explain the apparent sea-level change at continental margins. In addition, because the volume of the Earth remains constant, the surface-integrated deflection of the Earth sums up to zero, implying that relative sea-level variations can be both positive and negative. Integrated over the surface of the Earth, because dynamic topography is unevenly distributed with respect to continents,

it converts into an absolute sea-level rise of $5 \cdot 10^{-4}$ to $3 \cdot 10^{-3}$ mm/yr (Husson and Conrad, 2006; Moucha et al., 2008; Conrad and Husson, 2009), small in magnitude and above all, opposed to the apparent sea-level fall. Measured rates could be corrected from the effects of dynamic topography variations on relative and absolute sea-level change, but the rates are so small that the corrected and uncorrected maps would look almost similar. Dynamic topography can therefore be discarded as a mechanism to explain the generalized apparent coastal uplift.

(4) Plate tectonics

The previous analysis suggests that none of the commonly invoked processes, which impact both relative and absolute sea level, satisfactorily explains the observations. Instead, we suggest that generalized uplift of continental margins could reveal an increase in the mean compression of the lithosphere. The current accretion of Africa, Australia, and India to the Eurasian plate, following a period of dispersal that peaked during the Late Cretaceous, has tectonic implications. Since that period, many subduction zones have vanished (chiefly Tethys and Farallon, Fig. 6), whereas the total ridge length has remained approximately constant. Because subduction zones are the only means by which the compression from the spreading ridges and mantle flow can be released (negative divergence, as opposed to the positive divergence at ridges), the average magnitude of compressive stress has most likely increased in the lithosphere. A variety of observations illustrate the long-term consequences of this mechanism, including massive Cenozoic orogenesis, the formation of the Andes (Russo and Silver, 1996), the westward drift of the Pacific basin (Husson et al., 2008), the shortening of the oceanic part of the Indian plate (Bull and Scrutton, 1990; Chamot-Rooke et al., 1993; Martinod and Molnar, 1995), and the tectonic inversion and accompanying long-term exhumation of passive margins (Johnson et al., 2008). We emphasize that the observed uplift of continental margins, identified worldwide by the elevation of the MIS 5e paleo-shorelines and of the Plio-Quaternary sequences in which they are embedded, may reflect the same process, only at a shorter time scale. Higher magnitudes of compressive stress in the lithosphere induce deformation at passive margins and favor crustal thickening and uplift (Leroy et al., 2004) (Fig. 4). A straightforward illustration would be the case of the Mediterranean coast of North Africa, where the closure of the Tethys is accompanied by the tectonic inversion of the passive margin (e.g., Strzeczynski et al., 2010) and by the uplift of the Mediterranean coastline (Morel and Meghraoui, 1996). Similarly, at a worldwide scale, this mechanism may explain the post-break-up deformation of passive margins during the Tertiary, for which there is good evidence in Norway (Blystad et al., 1995; Lundin and Doré, 2002; Stoker et al., 2005), Great Britain (Boldreel and Andersen, 1998; Hillis et al., 2008a; Holford et al.,

2009), Brazil (Cobbold et al., 2001, 2007; Bonow et al., 2009) and Australia (Hillis et al., 2008b). Continuous uplift and exhumation are required to explain this deformation and the outcrops of high-grade metamorphic rocks along these margins. We emphasize that evidence for post-rift compression is widespread. It includes reverse faults on seismic profiles and exhumation of their hanging walls, as revealed by abnormally high seismic velocities and by apatite fission-track ages (Hillis et al., 2008a; Bonow et al., 2009; Holford et al., 2009). Southwest England, where previously deeply buried Variscan rocks are found at the surface (some of these are nappes), may in that sense be a very good illustration (see for instance Floyd et al., 1993). Of course, isostatic uplift accompanies erosion, but it does not last long before altitudes return to sea level and erosion ceases, unless other causes of uplift operate. In NW Scotland and Ireland, some uplift may have resulted also from magmatic underplating or underlying mantle flow (Cope, 1994), but these mechanisms cannot account for the widespread nature of exhumation and post-rift horizontal shortening all around the western coastlines of the western British Isles (Johnson et al., 2008). Similarly, along subduction zones, higher compression should favor crustal thickening. By forcing subduction, i.e. by making trench retreat faster than what the local stress balance would do, increased compression makes continents override the subducting plate faster than the trench retreats, and the elevation of its coastline increases (Fig. 4), as suggested by physical models (Cobbold et al., 2007; Espurt et al., 2008).

The current tectonic regime (Fig. 5) involves those mechanisms. During their ongoing collision with Eurasia, Africa, India and Australia became compressed between the ridges on their trailing edges and Eurasia on their leading sides, possibly causing uplift of their margins. The spreading of the Atlantic Ocean that can no longer be accommodated by the subduction of the Tethys is resisted on the Pacific Ocean side along its Aleutian, Juan de Fuca, Cocos and Nazca subduction zones. Compression therefore also increases in the North and South American continents, and their margins uplift. Similar reasoning can be generalized to almost all continental margins. After it was dragged into the Banda subduction zone, the Australian continent became trapped between the Southeast Indian Ridge and its northern margin that can no longer be subducted; India became squeezed between the Carlsberg Ridge and Eurasia while the Himalayas rose; Africa became compressed after it collided with Eurasia, between the South Atlantic ridge and the Alps, from western Europe to Zagros. On the subduction sides, both the North and South Americas became squeezed between the Atlantic ridges and the circum-Pacific subduction zones. Last, Antarctica remains circumscribed by its ridges. The margins of all those continental units feature uplifting coasts. Another way to perceive the global pattern may be found on a world map showing the locations of uplifting coastlines in the framework of global plate motion (Fig. 6). All uplifting coasts are located on the plate-to-plate Euler small circles that not only align with

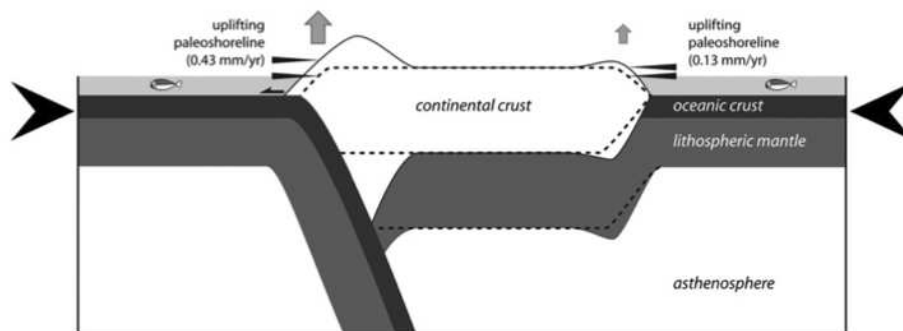


Fig. 5. Cartoon showing uplift of passive margins (a) and active margins (b), due to intensification of compression in lithosphere. Black arrows point at uplifting shorelines.

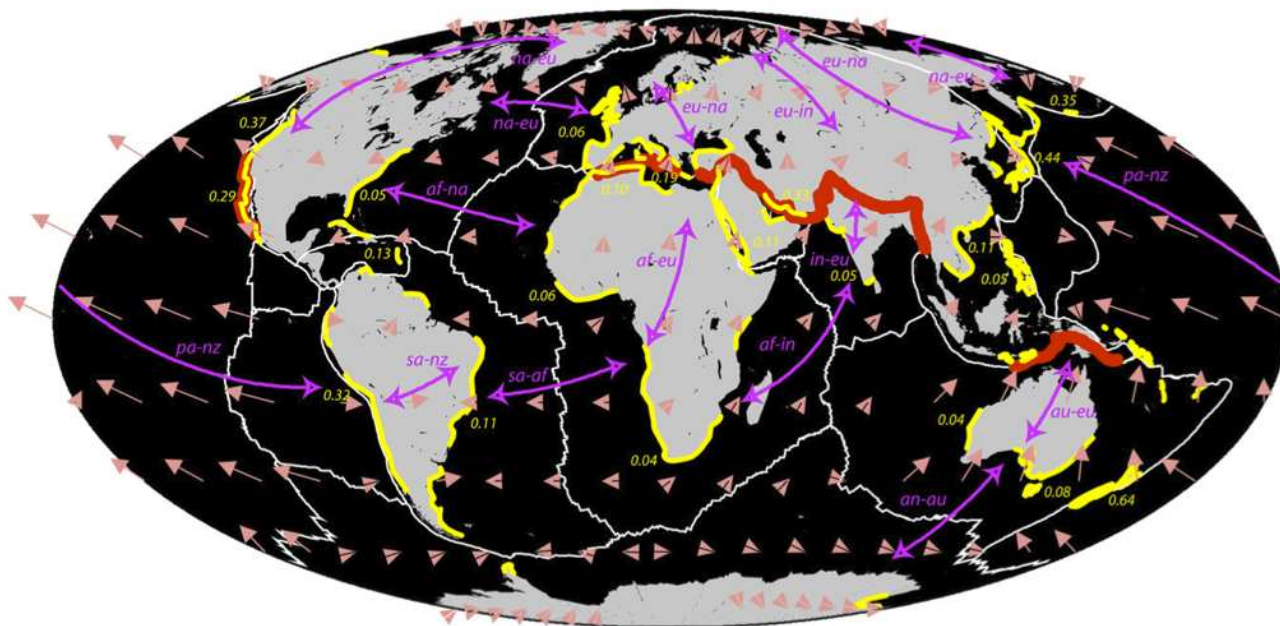


Fig. 6. Apparent uplift rates of continental margins (yellow coastlines and values) in the framework of plate kinematics. Light pink arrows indicate absolute plate motion (Kreemer, 2009). Magenta arrows along small circles indicate relative plate motion for plate pairs. The red contour delineates the location of segments where the Tethyan subduction is vanishing. Uplifted margins fall on the plate-to-plate small circles that converge toward the Tethyan suture zone.

streamlines of absolute plate motion, but also propagate toward the zones of disappearance of Cenozoic subduction zones, chiefly the Tethys. This observation corroborates the idea that an ongoing increase in the compression regime of the lithosphere could be responsible for the uplift of continental margins. Note that besides subsiding deltas, only the long SW Indonesian margin (see Bird et al., 2006, and references therein) possibly subsides. We interpret this by the fact that this margin does not undergo such a regime because the Indian Ocean continues to freely subduct underneath the Sunda block.

6. Conclusions

The comprehensive compilation of all reported records, to our knowledge, of MIS 5e shorelines around the world places them at an average of 28 m above sea level; at passive and active margins the mean is 16 m and 45 m respectively. It was concluded by Kopp et al. (2009) that MIS 5e sea level was higher than present, by up to 7 m, only one quarter of the observed average. This difference is interpreted in this paper to indicate an averaged global uplift of shorelines.

Because uplifted shorelines are commonly embedded into marine sequences including “rasas”, the shorelines necessarily correspond to a continuous, generalized uplift during the Quaternary or the Plio-Quaternary rather than a variation of the sea level. We interpret this uplift as an aftermath of the accretion of plates that led to a mean increase of compression of tectonic plates. The longer term geological record, at passive margins in particular, suggests that this regime started earlier in the Cenozoic.

Last, and rephrasing Moucha et al. (2008), our study reveals that there is no such thing as a stable continental platform. Their argument was based on the long-term (~100 Myrs) comprehension of the figure of the Earth. Our data confirms this idea by observations on much shorter time scales. Because the notion of eustasy is based on the hypothesis of time stability of passive continental margins that would give a datum around which absolute sea-level oscillates, our results once more challenge both estimates of past sea level from the fossil shoreline record, and the significance of eustasy itself.

Acknowledgments

We acknowledge the pioneering work of all authors who made this compilation possible and we thank all the people (too many to cite individually) who sent us articles or gave us details about the places where they have worked. We also thanks the ANR Gisele for fundings.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at doi:10.1016/j.earscirev.2011.05.002.

References

- Aguirre, M.L., 2003. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments in Golfo San Jorge, Patagonia: molluscan evidence. *Marine Geology* 194, 3–30.
- Alvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., Marquinez, J., 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology* 93, 316–334.
- Anderson, R.S., Menking, K.M., 1994. The Quaternary marine terraces of Santa Cruz, California: evidence for coseismic uplift of two faults. *Geological Society of America Bulletin* 106, 649–664.
- Anderson, R.S., Densmore, A.L., Ellis, M.A., 1999. The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research* 11, 7–19.
- Antonoli, F., Ferranti, L., Kershaw, S., 2006. A glacial isostatic adjustment origin for double MIS 5.5 and Holocene marine notches in the coastline of Italy. *Quaternary International Quaternary sea-level changes: contributions from the 32nd IGC*, 145–146, pp. 19–29.
- Balescu, S., Dumas, B., Guérémy, P., Lamothe, M., Lhénaff, R., Raffy, J., 1997a. Thermoluminescence dating tests of Pleistocene sediments from uplifted marine shorelines along the southwest coastline of the Calabrian Peninsula (southern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 130, 25–41.
- Balescu, S., Dumas, B., Guérémy, P., Lamothe, M., Lhénaff, R., Raffy, J., 1997b. Erratum to “Thermoluminescence dating tests of Pleistocene sediments from uplifted marine shorelines along the southwest coastline of the Calabrian Peninsula (southern Italy)” [*Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 130 (1997) 25–41]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136, 375–376.

- Bardaji, T., Goy, J.L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Dabrio, C.J., Cabero, A., Ghaleb, B., Silva, P.G., Lario, J., 2009. Sea level and climate changes during OIS 5e in the Western Mediterranean. *Geomorphology Coastal Geomorphology* 104, 22–37.
- Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R., Suguio, K., Tatum, S.H., Yee, M., Paiva, R.P., Munita, C.S., 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications: palaeogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 179, 57–69.
- Bates, M.R., Parfitt, S.A., Roberts, M.B., 1997. The chronology, palaeogeography and archaeological significance of the marine quaternary record of the West Sussex coastal plain, Southern England, U.K. *Quaternary Science Reviews* 16, 1227–1252.
- Bates, M.R., Keen, D.H., Lutruidou, J.P., 2003. Pleistocene marine and periglacial deposits of the English Channel. *Journal of Quaternary Science* 18, 319–337.
- Bender, M.L., Taylor, F.T., Matthews, R.K., 1973. Helium–uranium dating of corals from Middle Pleistocene Barbados reef tracts. *Quaternary Research* 3, 142–146.
- Bird, M.L., Pang, W.C., Lambeck, K., 2006. The age and origin of the Straits of Singapore. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 531–538.
- Bloom, A.L., Yonekura, N., 1990. Graphic analysis of dislocated Quaternary shorelines. In: Committee, G.S. (Ed.), *Sea-level Change*. National Academy Press, Washington D.C, pp. 104–115.
- Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M.A., Matthews, R.K., Mesoilella, K.J., 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New 230Th/234U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research* 4, 185–205.
- Blystad, P.L., Brekke, H., Faereth, R.B., Larsen, B.T., Skogseid, J., Torudbakken, B., 1995. Structural elements of the Norwegian continental shelf. II. The Norwegian Sea Region. *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin* 8, 1–44.
- Bockheim, J.G., Kelsey, H.M., Marshall, J.G., 1992. Soil development, relative dating, and correlation of Late Quaternary Marine terraces in Southwestern Oregon. *Quaternary Research* 37, 60–74.
- Bockheim, J.G., Marshall, J.G., Kelsey, H.M., 1996. Soil-forming processes and rates on uplifted marine terraces in southwestern Oregon, USA. *Geoderma* 73, 39–62.
- Boldreel, O., Andersen, M.S., 1998. Tertiary compressional structures on the Færoe Rockall Plateau in relation to northeast Atlantic ridge-push and Alpine foreland stresses. *Tectonophysics* 300, 13–28.
- Bonow, J.M., Japsen, P., Green, P.F., Cobbold, P.R., Pedreira, A.J., Lilletveit, R., Chiassi, D., 2009. Post-rift landscape development of north-east Brazil. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 17, 81–84.
- Bookhagen, B., Echtler, H.P., Melnick, D., Strecker, M.R., Spencer, J.Q.G., 2006. Using uplifted Holocene beach berms for paleoseismic analysis on the Santa Maria Island, south-central Chile. *Geophysical Research Letters* 33, L15302.1–L15302.5.
- Bordoni, P., Valensise, G., 1998. Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy: tectonic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 146, pp. 71–110.
- Bradley, W.C., Griggs, G.B., 1976. Form, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms. *Geological Society of America Bulletin* 87, 433–449.
- Brigham-Grette, J., Hopkins, D.M., 1995. Emergent Marine Record and Paleoclimate of the Last Interglaciation along the Northwest Alaskan Coast. *Quaternary Research* 43, 159–173.
- Broecker, W.S., Thurber, D.L., Goddard, J., Ku, T.-L., Matthews, R.K., Mesoilella, K.J., 1968. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science* 159, 297–300.
- Brown, R.W., Summerfield, M.A., Gleadow, A.J.W., 2002. Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research* 107, 2350.
- Brown, E.T., Bourlès, D.L., 2002. Use of a new ¹⁰Be and ²⁶Al inventory method to date marine terraces, Santa Cruz, USA: comment and reply: comment. *Geology* 30, 1147–1148.
- Bruggemann, J.H., Buffler, R.T., Guillaume, M.M.M., Walter, R.C., von Cosel, R., Ghebretensae, B.N., Berhe, S.M., 2004. Stratigraphy, palaeoenvironments and model for the deposition of the Abdur Reef Limestone: context for an important archaeological site from the last interglacial on the Red Sea coast of Eritrea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203, 179–206.
- Buddemeir, R.W., Taylor, F.W., 2000. Sclerochronology. In: Noller, J.S., Sowers, J.M., Lettis, W.R. (Eds.), *Quaternary Geochronology, Methods and Applications*: American Geophysical Union Reference Shelf, 4, pp. 25–40.
- Bull, W.B., 1985. Correlation of flights of global marine terraces: 15th Annual Geomorphology Symposium, p. 129–152.
- Bull, W.B., Cooper, A.F., 1986. Uplifted marine terraces along the Alpine Fault, New Zealand. *Science* 234, 1125–1128.
- Bull, W.B., Cooper, A.F., 1988. Response: New Zealand marine terraces: uplift rates. *Science* 240, 804–805.
- Bull, J.M., Scrutton, R.A., 1990. Fault reactivation in the central Indian Ocean and the rheology of oceanic lithosphere. *Nature* 344, 855–858.
- Cadek, O., Fleitout, L., 2003. Effect of lateral viscosity variations in the top 300 km on the geoid and dynamic topography. *Geophysical Journal International* 152, 566–580.
- Chambers, R., 1848. *Ancient sea-margins, as memorial of changes in the relative level of sea and land*. W & R Chambers, Edinburgh. 332 pp.
- Chamot-Rooke, N., Jestin, F., Voogd, B.d., 1993. Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile. *Geology* 21, 1043–1046.
- Chappell, J., 1974. Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea; a study of quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin* 85, 553–570.
- Chappell, J., Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324, 137–140.
- Chappell, J., Veeh, H.H., 1978. Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. *Geological Society of America Bulletin* 89, 356–367.
- Chappell, J., Ota, Y., Campbell, C., 1998. Decoupling post-glacial tectonism and eustasy at Huon Peninsula, Papua New Guinea. In: Stewart, I.S., Vita-Finzi, C. (Eds.), *London, Geological Society Special Publications*, 146, pp. 31–40.
- Choukri, A., Hakam, O.K., Reys, J.L., Plaziat, J.C., 2007. Radiochemical data obtained by [alpha] spectrometry on unrecrystallized fossil coral samples from the Egyptian shoreline of the north-western Red Sea. *Radiation Measurements* 42, 271–280.
- Clark, J.A., Farrell, W.E., Peltier, W.R., 1978. Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. *Quaternary Research* 9, 265–287.
- Cobbold, P.R., Meisling, K., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Roperch, P., Arriagada, C., Gomez, L.A., Lima, C., 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America 10.1144/GSL.SP.2007.272.01.17. *Geological Society, London, Special Publications*, 272, pp. 321–343.
- Conrad, C.P., Husson, L., 2009. Influence of dynamic topography on sea-level and its rate of change. *Lithosphere* 1, 110–120.
- Conrad, C.P., Lithgow-Bertelloni, C., Loudon, K.E., 2004. Iceland, the Farallon slab, and dynamic topography of the North Atlantic. *Geology* 32, 177–180.
- Cope, J.C.W., 1994. A latest Cretaceous hotspot and the southeasterly tilt of Britain. *Journal of the Geological Society* 151, 905–908.
- Coutard, S., Lutruidou, J.-P., Rhodes, E., Clet, M., 2006. Tectonic, eustatic and climatic significance of raised beaches of Val de Saire, Cotentin, Normandy, France. *Quaternary Science Reviews* 25, 595–611.
- Crook, K.A.W., Felton, E.A., 2008. Sedimentology of rocky shorelines 5: the marine samples at +326 m from Stearns swale (Lanai, Hawaii) and their paleo-environmental and sedimentary process implications. *Sedimentary Geology* 206, 33–41.
- Dalongeville, R., Keraudren, B., Bernier, P., Renault-Miskovsky, J.R., 2000. Stepped corrosion benches of Tyrrhenian age (stage 5.1) in Malia, Crete. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 1, pp. 21–24.
- Darwin, C.R., 1842. *The Structure and Distribution of Coral Reefs. Being the First Part of the Geology of the Voyage of the Beagle, under the Command of Capt. Fitzroy, R.N. During the Years 1832 to 1836*. Smith Elder and Co., London. 214 pp.
- Darwin, C.R., 1846. *Geological observations on South America. Being the Third Part of the Geology of the Voyage of the Beagle, Under the Command of Capt. Fitzroy, R.N. During the Years 1832 to 1836*. Smith Elder and Co., London. 279 pp.
- Dodge, R.E., Fairbanks, R.G., Benninger, L.K., Maurrasse, F., 1983. Pleistocene sea levels from raised coral reefs of Haiti. *Science* 219, 1423–1425.
- Dumas, B., Hoang, C.T., Raffy, J., 2006. Record of MIS 5 Sea-level Highstands Based on U/Th Dated Coral Terraces of Haiti: Quaternary International Quaternary Sea-Level Changes: Contributions from the 32nd IGC, 145–146, pp. 106–118.
- Dupré, W.R., 1984. Reconstruction of paleo-wave conditions during the Late Pleistocene from marine terrace deposits. *Monterey Bay, California: Marine Geology Hydrodynamics and Sedimentation in Wave-Dominated Coastal Environments* 60, 435–454.
- Dutton, A., Bard, E., Antonioli, F., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T., 2009. Phasing and amplitude of sea-level and climate change during the penultimate interglacial. *Nature Geosciences* 2, 355–359.
- Einsele, G., 2000. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer-Verlag, 792 p.
- Espurt, N., Funicello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., Brusset, S., 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: insights from analog modeling. *Tectonics* 27, TC3011.
- Farrell, W.E., Clark, J.A., 1976. On postglacial sea-level. *Geophysical Journal* 46, 79–116.
- Ferranti, L., Antonioli, F., Mauz, B., Amorosi, A., Dai Pra, G., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Orrù, P., Pappalardo, M., Radtke, U., Renda, P., Romano, P., Sansò, P., Verrubbi, V., 2006. Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy. *Tectonic Implications: Quaternary International Quaternary Sea-level Changes: Contributions from the 32nd IGC, 145–146, pp. 30–54*.
- Floyd, P.A., Exley, C.S., Styles, M.T., 1993. *Igneous rocks of South-West England*. Chapman & Hall, London. 256 pp.
- Forde, A.M., Peltier, W.R., Dziewonski, A.M., Woodward, R.L., 1993. Dynamic surface topography: a new interpretation based upon mantle flow models derived from seismic tomography. *Geophysical Research Letters* 20, 225–228.
- Frank, N., Turpin, L., Cabioch, G., Blamart, D., Tressens-Fedou, M., Colin, C., Jean-Baptiste, P., 2006. Open system U-series ages of corals from a subsiding reef in New Caledonia: implications for sea level changes, and subsidence rate. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 274–289.
- Galiili, E., Zviely, D., Ronen, A., Miensis, H.K., 2007. Beach deposits of MIS 5e high sea stand as indicators for tectonic stability of the Carmel coastal plain, Israel. *Quaternary Science Reviews* 26, 2544–2557.
- Giresse, P., 1989. Quaternary sea-level changes on the Atlantic coast of Africa. In: Tooley, M.J., Shennan, I. (Eds.), *Sea-level Changes*. Basil Blackwell, London, pp. 249–275.
- Goodfriend, G.A., Brigham-Grette, J., Miller, G.H., 1996. Enhanced age resolution of the marine Quaternary Record in the Arctic using aspartic acid racemization dating of bivalve shells. *Quaternary Research* 45, 176–187.
- Guilcher, A., 1974. *Les «rasas»: un problème de morphologie littorale générale*. *Annales de Géographie* 83, 1–33.
- Gunnell, Y., Fleitout, L., 1998. Morphotectonic evolution of the Western Ghats, India. In: Summerfield, M. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, pp. 321–338.
- Gurnis, M., 1993. Phanerozoic marine inundation of continents driven by dynamic topography above subducting slabs. *Nature* 364, 589–593.

- Gurnis, M., Mitrovica, J.X., Ritsema, J., van Heijst, H.-J., 2000. Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: the case of the African superplume. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 1, 1–31.
- Hager, B.H., Clayton, R.W., Richards, M.A., Comer, R.P., Dziewonski, A.M., 1985. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. *Nature* 313, 541–545.
- Harmon, R.S., Schwarcz, H.P., Ford, D.C., 1978. Late Pleistocene sea level history of Bermuda. *Quaternary Research* 9, 205–218.
- Hearty, P., Kindler, P., 1995. Sea-level highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and The Bahamas). *Journal of Coastal Research* 11, 675–689.
- Hearty, P.J., Neumann, A.C., 2001. Rapid sea level and climate change at the close of the Last Interglaciation (MIS 5e): evidence from the Bahama Islands. *Quaternary Science Reviews* 20, 1881–1895.
- Hearty, P.J., Hollin, J.T., Neumann, A.C., O'Leary, M.J., McCulloch, M., 2007. Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). *Quaternary Science Reviews* 26, 2090–2112.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., Müller, B., 2008. The World Stress Map database release 2008. http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/pub/stress_data/stress_data_frame.html (May 2010).
- Heller, P.L., Angevine, C.L., 1985. Sea-level cycles during the growth of Atlantic-type oceans. *Earth and Planetary Science Letters* 75, 417–426.
- Hillis, R.R., Holford, S.P., Green, P.F., Dore, A.G., Gatloff, R.W., Stoker, M.S., Thomson, K., Turner, J.P., Underhill, J.R., Williams, G.A., 2008a. Cenozoic exhumation of the southern British Isles. *Geology* 36, 371–374.
- Hillis, R.R., Sandiford, M., Reynolds, S.D., Quigley, M.C., 2008b. Present-day stresses, seismicity and Neogene-to-recent tectonics of Australia's "passive" margins: intraplate deformation controlled by plate boundary forces. *Geological Society, London, Special Publications*, 306, pp. 71–90.
- Holford, S.P., Turner, J.P., Green, P.F., Hillis, R.R., 2009. Signature of cryptic sedimentary basin inversion revealed by shale compaction data in the Irish Sea, western British Isles. *Tectonics* 28, TC4011.
- Hoyt, J.H., 1967. Intercontinental correlation of Late Pleistocene sea levels. *Nature* 215, 612–614.
- Hsu, J. T.-J., 1988. Emerged Quaternary marine terraces in southern Peru: sea-level changes and continental margin tectonics over the Subducting Nazca ridge. Ph.D thesis, University of Cornell, Cornell, 456 p.
- Hsu, J.T., 1992. Quaternary uplift of the Peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude. *Quaternary International* 15–16, 87–97.
- Hsu, J.T., Leonard, E.M., Wehmiller, J.F., 1989. Aminostratigraphy of Peruvian and Chilean Quaternary marine terraces. *Quaternary Science Reviews* 8, 255–262.
- Husson, L., Conrad, C.P., 2006. Tectonic velocities, dynamic topography, and relative sea-level. *Geophysical Research Letters* 33, L18303.
- Husson, L., Conrad, C.P., Faccenna, C., 2008. Tethyan closure, Andean orogeny, and westward drift of the Pacific basin. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 303–3010.
- Jacob, J., Ward, J.D., Bluck, B.J., Scholz, R.A., Frimmel, H.E., 2006. Some observations on diamondiferous bedrock gully trap sites on Late Cainozoic, marine-cut platforms of the Sperrgebiet, Namibia. *Ore Geology Reviews Special Issue on Placer Formation and Placer Minerals – Selected Papers Presented at the 26th International Sedimentological Congress*. Rand Afrikaans University, South Africa, pp. 493–506. 8–12 July, 2002, v. 28.
- James, N.P., Mountjoy, E.W., Omura, A., 1971. An early Wisconsin reef terrace at Barbados, West Indies, and its climatic implications. *Geological Society of America Bulletin* 82, 2011–2017.
- Jedoui, Y., Reyss, J.-L., Kallel, N., Montacer, M., Ismail, H.B., Davaud, E., 2003. U-series evidence for two high last interglacial sea levels in southeastern Tunisia. *Quaternary Science Reviews* 22, 343–351.
- Johnson, R.G., 2001. Last interglacial sea stands on Barbados and an early anomalous deglaciation timed by differential uplift. *Journal of Geophysical Research* 106, 11543–11551.
- Johnson, M.E., Libbey, L.K., 1997. Global review of upper Pleistocene (substage 5e) rocky shores: tectonic segregation, substrate variation, and biological diversity. *Journal of Coastal Research* 13, 297–307.
- Johnson, H., Dore, A.G., Holdsworth, R.E., Gatloff, R.W., Lundin, E., Ritchie, J.D., 2008. The Nature and Origin of Compression in Passive Margins. *Geological Society, London*. 214 pp.
- Jones, A.T., 1993. Review of the chronology of marine terraces in the Hawaiian archipelago. *Quaternary Science Reviews* 12, 811–823.
- Jurkowski, G., Ni, J., Brown, L., 1984. Modern uparching of the Gulf coastal plain. *Journal of Geophysical Research* 89, 6247–6255.
- Kaizuka, S., Matsuda, T., Nogami, M., Yonekura, N., 1973. Quaternary tectonic and recent seismic crustal movements in the Arauco Peninsula and its environs, Central Chile. *Tokyo Metropolitan University Institutional Repository*, 9.
- Kaufman, A., 1986. The distribution of $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ages in corals and the number of Last Interglacial High Sea Stands. *Quaternary Research* 25, 55–62.
- Kendall, R., Mitrovica, J.X., Milne, G.A., 2005. On post-glacial sea-level – II. Numerical formulation and comparative results on spherically symmetric models. *Geophysical Journal International* 161, 679–706.
- Kindler, P., Davaud, E., Strasser, A., 1997. Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea levels and shifting climate belts during the last interglacial (isotopic substage 5e). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133, 1–25.
- Koike, K., Machida, H., 2001. Atlas of Quaternary Marine Terraces in the Japanese Islands. University of Tokyo Press, Tokyo. 105 pp.
- Kopp, R.E., Simons, F.J., Mitrovica, J.X., Maloof, A.C., Oppenheimer, M., 2009. Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature* 462, 863–867.
- Korotky, A., Grebennikova, T., Razjigaeva, N., Volkov, V., Mokhova, L., Ganzey, L., Bazarova, V., 1997. Marine terraces of Western Sakhalin Island. *Catena* 30, 61–81.
- Kreemer, C., 2009. Absolute plate motions constrained by shear wave splitting orientations with implications for hot spot motions and mantle flow. *Journal of Geophysical Research* 114, B10405.
- Ku, T.-L., Kimmel, M.A., Easton, W.H., O'Neil, T.J., 1974. Eustatic sea level 120,000 years ago on Oahu, Hawaii. *Science* 183, 959–962.
- Lajoie, K.R., 1986. Coastal tectonics. In: Press, N.A. (Ed.), *Active Tectonic*. National Academic Press, Washington DC, pp. 95–124.
- Lajoie, K.R., Ponti, D.J., Powell, C.L., Mathieson, A.M., Wojcicki, S., 1991. Emergent marine strandlines and associated sediments, coastal California: a record of Quaternary sea-level fluctuations, vertical tectonic movements, climatic changes, and coastal processes. In: Morrison (Ed.), *Quaternary Nonglacial Geology: Conterminous U.S.: The Geology of North America*, v. K-2. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 190–214.
- Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea-level change during the last glacial cycle. *Science* 292.
- Le Stunff, Y., Ricard, Y., 1995. Topography and geoid due to lithospheric mass anomalies. *Geophysical Journal International* 122, 982–990.
- Leroy, M., Dauteuil, O., Cobbold, P.R., 2004. Incipient shortening of a passive margin: the mechanical roles of continental and oceanic lithospheres. *Geophysical Journal International* 159, 400–411.
- Lithgow-Bertelloni, C., Gurnis, M., 1997. Cenozoic subsidence and uplift of continents from time-varying dynamic topography. *Geology* 25, 735–738.
- Lopez-Martinez, J., Martinez de Pison, E., Arche, A., 1992. Geomorphology of Hurd Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. In: Yoshida, Y. (Ed.), *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. Terrapub, Tokyo, pp. 751–756.
- Lopez-Martinez, J., Trouw, R., Galindo-Zaldívar, J., Maestro, A., Simoes, L., Medeiros, F., Trouw, C., 2006. Tectonics and geomorphology of Elephant Island, South Shetland Islands. In: Futterer, D.K., Damaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H., Tessensohn, F. (Eds.), *Antarctica : contributions to global earth sciences*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 277–281.
- Loutre, M.F., Berger, A., 2003. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change The EEMIAN Interglacial: A Global Perspective*, 36, pp. 209–217.
- Ludwig, K.R., Szabo, B.J., Moore, J.G., Simmons, K.R., 1991. Crustal subsidence rate off Hawaii determined from $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ages of drowned coral reefs. *Geology* 19, 171–174.
- Lundin, E., Doré, A.G., 2002. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian-Greenland Sea. *Marine and Petroleum Geology* 19, 79–93.
- Lyell, C., 1830. Principles of Geology, Being An Attempt to Explain the Former Changes of the Earth's Surface, by Reference to Causes Now in Operation. John Murray, London. 481 pp.
- Maçaré, J., Ortlieb, L., 1992. Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics Andean Geodynamics* 205, 97–108.
- Mangerud, J., Svendsen, J.I., 1992. The last interglacial-glacial period on Spitsbergen, Svalbard. *Quaternary Science Reviews* 11, 633–664.
- Mangerud, J., Svendsen, J.I., Astakhov, V., 1999. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia. *Boreas* 28, 46–80.
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.-M., 1988. Hauts niveaux marins Pléistocènes du littoral brésilien. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology Quaternary Coastal Changes* 68, 231–239.
- Martinod, J., Molnar, P., 1995. Lithospheric folding in the Indian Ocean and the rheology of the oceanic plate. *Bulletin de la Société Géologique de France* 166, 813–821.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1–29.
- Masuda, F., 2007. Paleoclimate of Interglacial Marine Isotope stage 11 (MIS 11) from strata in the Japanese Islands. *The Quaternary Research* 46, 235–240.
- Mauz, B., 1999. Late Pleistocene records of littoral processes at the Tyrrhenian Coast (Central Italy): depositional environments and luminescence chronology. *Quaternary Science Reviews* 18, 1173–1184.
- McLaren, S.J., Rowe, P.J., 1996. The reliability of uranium-series mollusc dates from the western Mediterranean basin. *Quaternary Science Reviews* 15, 709–717.
- Meco, J., Scaillet, S., Guillou, H., Lomoschitz, A., Carlos Carracedo, J., Ballester, J., Betancort, J.-F., Cilleros, A., 2007. Evidence for long-term uplift on the Canary Islands from emergent Mio-Pliocene littoral deposits. *Global and Planetary Change* 57, 222–234.
- Meghraoui, M., Outtani, F., Choukri, A., De Lamotte, D.F., 1998. Coastal tectonics across the South Atlas thrust front and the Agadir active zone, Morocco. In: Stewart, I.S., Vita-Finzi, C. (Eds.), *Coastal Tectonics*, 146. Geological Society Special Publications, London, pp. 239–253.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M.R., Echtler, H., 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from forearc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco Peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research* 114.
- Merritts, D.J., Bull, W.B., 1989. Interpreting Quaternary uplift rates at the Mendocino triple junction, northern California, from uplifted marine terraces. *Geology* 17, 1020–1024.
- Miettinen, A., Haila, H., Hyvärinen, H., Rinne, K., Eronen, M., 2005. Eemian crustal deformation in the eastern Baltic area in the light of the new sites at Peski, Russia and Põhja-Uhtju, Estonia. *Quaternary International Baltic Sea Science Congress* 2001, 130, pp. 31–42.
- Mitchell, S.F., Pickerill, R.K., Blackwell, B.A.B., Skinner, A.R., 2000. The age of the Port Morant formation, south-eastern Jamaica. *Caribbean Journal of Earth Science* 34, 1–4.
- Mitchell, S.F., Pickerill, R.K., Stemmann, T.A., 2001. The Port Morant Formation (Upper Pleistocene, Jamaica): high resolution sedimentology and paleoenvironmental

- analysis of a mixed carbonate clastic lagoonal succession. *Sedimentary Geology* 144, 291–306.
- Mitrovica, J.X., Milne, G.A., 2003. On post-glacial sea-level: I. General theory. *Geophysical Journal International* 154, 253–267.
- Montaggioni, L., Braithwaite, C.J.R., 2009. *Quaternary Coral Reef Systems: History, Development Processes and Controlling Factors*, 5. Elsevier, Amsterdam. 520 pp.
- Morel, J.L., Meghraoui, M., 1996. Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: a transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary 10.1130/0091-7613(1996) 024 <0755:GATTZA> 2.3.CO;2. *Geology* 24, 755–758.
- Moucha, R., Forte, A.M., Mitrovica, J.X., Rowley, D.B., Quere, S., Simons, N.A., Grand, S.P., 2008. Dynamic topography and long-term sea-level variations: there is no such thing as a stable continental platform. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 101–108.
- Muhs, D.R., 2001. Evolution of soils on Quaternary reef terraces of Barbados, West Indies. *Quaternary Research* 56, 66–78.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Steinke, B., 2002a. Timing and warmth of the Last Interglacial period: new U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America. *Quaternary Science Reviews* 21, 1355–1383.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Kennedy, G.L., Rockwell, T.K., 2002b. The last interglacial period on the Pacific Coast of North America: timing and paleoclimate. *Geological Society of America Bulletin* 114, 569–592.
- Murray-Wallace, C.V., Belperio, A.P., 1991. The last interglacial shoreline in Australia – a review. *Quaternary Science Reviews* 10, 441–461.
- Navas, A., Lopez-Martinez, J., C. J., Machin, J., Duran, J.J., Serrano, E., Cuchi, J.-A., 2006. Marine surfaces on Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. In: Dieter Karl Fütterer, D.D., Kleinschmidt, Georg, Miller, Hubert, Tessensohn, Franz (Eds.), *Antarctica*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, pp. 467–473.
- Neef, G., McCulloch, M.T., 2003. Pliocene-Quaternary history of Futuna Island, south Vanuatu, southwest Pacific. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 805–814.
- Nunn, P.D., 1984. Review of evidence for late Tertiary shorelines occurring on South Atlantic coasts. *Earth-Science Reviews* 20, 185–210.
- Nunn, P.D., Ollier, C., Hope, G., Rodda, P., Omura, A., Peltier, W.R., 2002. Late Quaternary sea-level and tectonic changes in northeast Fiji. *Marine Geology* 187, 299–311.
- Okumura, 1996. Tephrochronology, correlation, and deformation of marine terraces in eastern Hokkaido, Japan. *Geographical Report of Tokyo Metropolitan University*, 31, pp. 19–26.
- Omura, A., Maeda, Y., Kawana, T., Siringan, F.P., Berdin, R.D., 2004. U-series dates of Pleistocene corals and their implications to the paleo-sea levels and the vertical displacement in the Central Philippines. *Quaternary International* 115–116, 3–13.
- Orme, A.R., 1966. Quaternary Changes of Sea-Level in Ireland. *Transactions of the Institute of British Geographers*, pp. 127–140.
- Ortlieb, L., Macharé, J., 1990a. Quaternary marine terraces on the Peruvian coast and recent vertical motion. *Géodynamique Andine* 95–98.
- Ortlieb, L., Macharé, J., 1990b. Geocronología y morfoestratigrafía de terrazas marinas del Pleistoceno superior: el caso de San Juan-Marcona, Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Peru* 81, 87–106.
- Ortlieb, L., Ghaleb, B., Hillaire Marcel, C., Macharé, J., Pichet, P., 1991. Geocronología de terrazas marinas en la costa sur-peruana: enfoque metodológico. VII Congreso Peruano de Geología.
- Ortlieb, L., Diaz, A., Guzman, N., 1996. A warm interglacial episode during oxygen isotope stage 11 in northern Chile. *Quaternary Science Reviews* 15, 857–871.
- Ota, Y., 1986. Marine terraces as reference surfaces in late Quaternary tectonics studies: examples from the Pacific Rim. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 24, 357–375.
- Ota, Y., Omura, A., 1992. Contrasting styles and rates of tectonic uplift of coral reef terraces in the Ryukyu and Daito Islands, Southwestern Japan. *Quaternary International* 15/16, 17–29.
- Pandolfi, J.M., 2001. Numerical and taxonomic scale of analysis in paleoecological data sets: examples from neo-tropical Pleistocene reef coral communities. *Journal of Paleontology* 75, 546–563.
- Paskoff, R., 1977. Quaternary of Chile: the state of research. *Quaternary Research* 8, 2–31.
- Pedoja, K., Bourgeois, J., Pinegina, T., Higman, B., 2006a. Does Kamchatka belong to North America? An extruding Okhotsk block suggested by coastal neotectonics of the Ozernoi Peninsula, Kamchatka, Russia. *Geology* 34, 353–356.
- Pedoja, K., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J.-Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V., Labrousse, B., 2006b. Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 22, 1–21.
- Pedoja, K., Ortlieb, L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., Labrousse, B., 2006c. Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology* 228, 73–91.
- Pedoja, K., Regard, V., Husson, L., Martinod, J., Iglesias, M., 2008a. Why is the passive margin of Argentinean Patagonia uplifting?: an insight by marine terrace and tidal notches sequences. *Seventh International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*.
- Pedoja, K., Shen, J.W., Kershaw, S., Tang, C., 2008b. Coastal Quaternary morphologies on the northern coast of the South China Sea, China, and their implications for current tectonic models; a review and preliminary study. *Marine Geology* 255, 103–117.
- Pedoja, K., Regard, V., Husson, L., Martinod, J., Guillaume, B., Fucks, E., Iglesias, M., Weill, P., 2011. Uplift of Quaternary shorelines in Eastern Patagonia: Darwin revisited. *Geomorphology* 127, 121–142.
- Peltier, W.R., 1998. Postglacial variations in the level of the sea: implications for climate dynamics and solid-Earth geophysics. *Reviews of Geophysics* 36, 603–689.
- Peltier, W.R., 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 32, 111–149.
- Peltier, W.R., Andrews, J.T., 1976. Glacial geology and glacial isostasy of the Hudson Bay region. In: Smith, D.E., Dawson, A.G. (Eds.), *Shoreline and Isostasy*. Academic Press, London, pp. 285–319.
- Peltier, W.R., Farrell, W.E., Clark, J.A., 1978. Glacial isostasy and relative sea-level: a global finite-element model. *Tectonophysics* 50, 81–110.
- Peñalver Hernandez, L.L., Cabrera, M., Trujillo, H., Morales, H., Fundora, M., Perez Lazo, J., Molerio, L., Guerra, M., Pedroso, I., 2001. Evolución paleoclimática y paleogeográfica de Cuba durante el Cuaternario. IV Congreso de Geología y Minería.
- Peñalver Hernandez, L.L., Castellanos Abella, E., Perez Aragon, R.O., Rivada Suarez, R., 2003. Las terrazas marinas de Cuba y su correlacion con algunas del area circumcaribe. V Congreso de Geología y Minería.
- Perg, L.A., Anderson, R.S., Finkel, R.C., 2001. Use of a new 10Be and 26Al inventory method to date marine terraces, Santa Cruz, California, USA. *Geology* 29, 879–882.
- Personius, S.F., 1995. Late Quaternary stream incision and uplift in the forearc of the Cascadia subduction zone, western Oregon. *Journal of Geophysical Research* 100, 20193–20210.
- Pirazzoli, P.A., 1991. *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier, Amsterdam. 300 pp.
- Pirazzoli, P.A., 1996. *Sea-Level Changes: The Last 20,000 Years*. Wiley. 224 pp.
- Pirazzoli, P.A., Radtke, U., Hantoro, W.S., Jouannic, C., Hoang, C.T., Causse, C., Best, M.B., 1993. A one million-year-long sequence of marine terraces on Sumba Island, Indonesia. *Marine Geology* 109, 221–236.
- Quezada, J., Gonzalez, G., Dunai, T., Jensen, A., Juez-Larré, J., 2007. Alzamiento litoral Pleistoceno del norte de Chile: edades 21Ne de la terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa. *Revista Geológica de Chile* 34, 81–96.
- Ramsay, P.J., Cooper, J.A.G., 2002. Late Quaternary sea-level change in South Africa. *Quaternary Research* 57, 82–90.
- Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., Pedoja, K., Riquelme, R., Paredes, P., Héral, G., 2010. Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 199–210.
- Rohling, E.J., Grant, K., Hemleben, C., Siddall, M., Hoogakker, B.A.A., Bolshaw, M., Kucera, M., 2008. High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nature Geosciences* 1, 38–42.
- Ronen, A., Zviely, D., Galili, E., 2007. Did the Last Interglacial sea penetrate Mount Carmel caves? Comments on “The setting of the Mt. Carmel caves reassessed” by C. Vita-Finzi and C. Stringer. *Quaternary Science Reviews* 26, 2684–2691.
- Rosenbloom, N.A., Anderson, R.S., 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. *Journal of Geophysical Research* 99, 14013–14029.
- Rostami, K., Peltier, W.R., Mangini, A., 2000. Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. *Quaternary Science Reviews* 19, 1495–1525.
- Russo, R., Silver, P.G., 1996. Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle. *Geology* 24, 511–514.
- Rutter, N., Schnack, E.J., Rio, J.d., Fasano, J.L., Isla, F.I., Radtke, U., 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 8, 213–234.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Héral, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R. C., Bondoux, F., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 50–63.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Regard, V., Héral, G., 2011. Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: 10Be surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona, -15.4°S). *Geomorphology* 128, 178–190.
- Sainsbury, C.L., Kachadoorian, R., Campbell, R.H., Scholl, D.W., 1965. Marine platform of probable Sangamon age, and associated terrace. deposits, Cape Thompson area, northwestern Alaska. *Arctic* 18, 231–245.
- Salvador, E.D., Riccomini, C., 1995. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz, SP-RJ, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25.
- Sanlaville, P., 1974. Le rôle de la mer dans les aplanissements côtiers du Liban. *Revue de Géographie de Lyon* 49, 295–310.
- Scheidegger, A.E., 1962. Marine terraces. *Pure and Applied Geophysics* 52, 69–82.
- Schellmann, G., Radtke, U., 1997. Electron spin resonance (ESR) techniques applied to mollusc shells from South America (Chile, Argentina) and implications for palaeo sea-level curve. *Quaternary Science Reviews* 16, 465–475.
- Schellmann, G., Radtke, U., 2004. A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). *Earth-Science Reviews* 64, 157–187.
- Shackleton, J.C., Andel, T.H.v., Runnels, C.N., 1984. Coastal paleogeography of the Central and Western Mediterranean during the last 125,000 years and its archaeological implications. *Journal of Field Archaeology* 11, 307–314.
- Shackleton, N.J., Sánchez-Gofí, M.F., Paillet, D., Lancelot, Y., 2003. Marine isotope substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change THE EEMIAN INTERGLACIAL: A GLOBAL PERSPECTIVE* 36, 151–155.
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, E.-K., 2006. Eustatic sea level during past interglacials. In: Sirocco, F., Claussen, M., Sanchez Gofii, M.F., Litt, T. (Eds.), *The Climate of Past Interglacials*. Elsevier, Amsterdam, pp. 75–92.
- Sommé, J., Antoine, P., Cunat-Bogé, N., Lefèvre, D., Munaut, A.V., 1999. The marine middle Pleistocene of the north sea in France: Sangatte cliff and Herzele formation. *Quaternaire* 10, 151–160.
- Spada, G., Antonioli, A., Cianetti, S., Giunchi, C., 2006. Glacial isostatic adjustment and relative sea-level changes: the role of lithospheric and upper mantle heterogeneities in a 3-D spherical earth. *Geophysical Journal International* 165, 692–702.

- Spaggiari, R.L., Bluck, B.J., Ward, J.D., 2006. Characteristics of diamondiferous Plio-Pleistocene littoral deposits within the palaeo-Orange River mouth, Namibia. *Ore Geology Reviews Special Issue on Placer Formation and Placer Minerals – Selected Papers Presented at the 26th International Sedimentological Congress*. Rand Afrikaans University, South Africa, pp. 475–492. 8–12 July, 2002, v. 28.
- Spasojevic, S., Liu, L., Gurnis, M., Müller, R.D., 2008. The case for dynamic subsidence of the U.S. east coast since the Eocene. *Geophysical Research Letters* 35, L08305.
- Stearns, C.E., 1976. Estimates of the position of sea level between 140,000 and 75,000 years ago. *Quaternary Research* 6, 445–449.
- Stirling, C.H., Andersen, M.B., 2009. Uranium-series dating of fossil coral reefs: extending the sea-level record beyond the last glacial cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 284, 269–283.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T., 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 745–762.
- Stoker, M.S., Hout, R.J., Nielsen, T., Hjelstuen, B.O., Laberg, J.S., Shannon, P.M., Praeg, D., Mathiesen, A., van Weering, T.C.E., McDonnell, A., 2005. Sedimentary and oceanographic responses to early Neogene compression on the NW European margin. *Marine and Petroleum Geology The STRATAGEM Project*, 22, pp. 1031–1044.
- Streeter, S.S., Shackleton, N.J., 1979. Paleocirculation of the Deep North Atlantic: 150,000-year record of Benthic Foraminifera and Oxygen-18. *Science* 203, 168–171.
- Strzeczynski, P., Déverchère, J., Cattaneo, A., Domzig, A., Yelles, K., Mercier de Lépinay, B., Babonneau, N., Boudiaf, A., 2010. Tectonic inheritance and Pliocene–Pleistocene inversion of the Algerian margin around Algiers: insights from multibeam and seismic reflection data. *Tectonics* 29, TC2008.
- Szabo, B.J., Moore, J.G., 1986. Age of –360-m reef terrace, Hawaii, and the rate of late Pleistocene subsidence of the island. *Geology* 14, 967–968.
- Tanaka, K., Hataya, R., Spooner, N.A., Questiaux, D.G., Saito, Y., Hashimoto, T., 1997. Dating of marine terrace sediments by ESR, TL and OSL methods and their applicabilities. *Quaternary Science Reviews* 16, 257–264.
- Taylor, F.W., Isacks, B.L., Jouannic, C., Bloom, A.L., Dubois, J., 1980. Coseismic and Quaternary vertical tectonic movements, Santo and Malekula Islands, New Hebrides Island Arc. *Journal of Geophysical Research* 85, 5367–5381.
- Taylor, F.W., Jouannic, C., Gilpin, L., Bloom, A.L., 1982. Coral colonies as monitors of change in relative level of the land and sea: application to vertical tectonism. *Proc. 4th Int. Coral Reef congress*, pp. 485–492.
- Taylor, F.W., Jouannic, C., Bloom, A.L., 1985. Quaternary uplift of the Torres Islands, northern New Hebrides frontal arc: comparison with Santo and Malekula Islands, central New Hebrides frontal Arc. *Journal of Geology* 93, 419–438.
- Taylor, F.T., Frohlich, C., Lecolle, J., Strecker, M.R., 1987. Analysis of partially emerged corals and reef terraces in the central Vanuatu arc: comparison of contemporary coseismic and nonseismic with Quaternary vertical movements. *Journal of Geophysical Research* 92, 4905–4933.
- Thornton Horsfield, W., 1975. Quaternary vertical movements in the greater Antilles. *Geological Society of America Bulletin* 86, 933–938.
- Trenhaile, A.S., 2002. Modeling the development of marine terraces on tectonically mobile rock coasts. *Marine Geology* 185, 341–361.
- van de Plasse, O., 1986. Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data: Norwich. Geo Books, UK. 618 p.
- Veeh, H.H., 1966. Th230/U238 and U234/U238 ages of Pleistocene high sea level stand. *Journal of Geophysical Research* 71, 3379–3386.
- Veldkamp, A., 1994. Evaluating Quaternary erosional dynamics at uplifting coastal areas by modelling marine terrace formation. *Zeitschrift für Geomorphologie* 38, 223–237.
- Vita-Finzi, C., Stringer, C., 2007. The setting of Mt. Carmel caves reassessed. *Quaternary Science Reviews* 26, 439–440.
- Ward, C.M., 1988. New Zealand marine terraces: uplift rates. *Science* 240.
- Watts, A.B., 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. University Press, Cambridge. 480 pp.
- Wehmiller, J.F., 1982. A review of amino acid racemization studies in Quaternary mollusks: stratigraphic and chronologic applications in coastal and interglacial sites, Pacific and Atlantic coasts, United States, United Kingdom, Baffin Island, and tropical islands. *Quaternary Science Reviews* 1, 83–120.
- Wehmiller, J.F., Miller, G.H., 2000. Aminostratigraphic dating methods in Quaternary geology. In: Noller, J.S., Sowers, J.M., Lettis, W.R. (Eds.), *Quaternary Geochronology, Methods and Applications: American Geophysical Union Reference Shelf*, 4, pp. 187–222.
- Weisrock, A., Occhietti, S., Hoang, C.T., Lauriat-Rage, A., Brebion, P., Pichet, P., 1999. Pleistocene littoral sequences of the Atlantic Atlas between Agadir and Cape Rhir, Morocco. *Quaternaire* 10, 227–244.
- White, A.F., Schulz, M.S., Vivit, D.V., Blum, A.E., Stonestrom, D.A., Anderson, S.P., 2008. Chemical weathering of a marine terrace chronosequence, Santa Cruz, California I: interpreting rates and controls based on soil concentration-depth profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 36–68.
- White, A.F., Schulz, M.S., Stonestrom, D.A., Vivit, D.V., Fitzpatrick, J., Bullen, T.D., Maher, K., Blum, A.E., 2009. Chemical weathering of a marine terrace chronosequence, Santa Cruz, California. Part II: Solute profiles, gradients and the comparisons of contemporary and long-term weathering rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 2769–2803.
- Williams, A.H., Walkden, G.M., 2002. Late Quaternary highstand deposits of the southern Arabian Gulf: a record of sea-level and climate change. In: Clift, P.D., Kroon, D., Gaedicke, C., Craig, J. (Eds.), *The Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region*, 195. Geological Society Special Communication, London, pp. 371–386.
- Winograd, I.J., Landwehr, J.M., Ludwig, K.R., Coplen, T.B., Riggs, A.C., 1997. Duration and structure of the past four interglaciations. *Quaternary Research* 48, 141–154.
- Wood, P.B., 1994. Optically stimulated luminescence dating of a late quaternary shoreline deposit, Tunisia. *Quaternary Science Reviews* 13, 513–516.
- Woodroffe, C.D., Horton, B.P., 2005. Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific. *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 29–43.
- Wythe Cooke, C., 1971. American emerged shorelines compared with levels of Australian marine terraces. *Geological Society of America Bulletin* 82.
- Zeuner, F.E., 1952. Pleistocene shore-lines. *International Journal of Earth Sciences* 40, 39–50.
- Zubakov, V.A., 1988. Climatostratigraphic scheme of the Black Sea Pleistocene and its correlation with the oxygen-isotope scale and glacial event. *Quaternary Research* 29, 1–24.
- Zviely, D., Galili, E., Ronen, A., Salamon, A., Ben-Avraham, Z., 2009. Reevaluating the tectonic uplift of western Mount Carmel, Israel, since the middle Pleistocene. *Quaternary Research* 71, 239–245.

