

Le climat de la France au XXI^e siècle

Volume 3

Evolution du niveau de la mer

**S. Planton, A. Cazenave, P. Delecluse,
N. Dorfliger, P. Gaufrès, D. Idier, M. Jamous,
G. Le Cozannet, H. Le Treut, Y. Peings
Sous la direction de J. Jouzel**

Février 2012

Le Ministère de l'écologie, du développement durable, des transports et du logement (MEDDTL) a sollicité, en 2010, l'expertise de la communauté française des sciences du climat afin de produire une évaluation scientifique des conditions climatiques de la France au XXI^e siècle.

Le Dr Jean Jouzel a été chargé de diriger cette expertise, réalisée par des chercheurs du CNRS/INSU/IPSL et LGGE, de Météo-France, du BRGM, du CEA, du CETMEF et du CNES.

La série "Le climat de la France au XXI^e siècle" rassemble les résultats de ces travaux : elle fournit les indices climatiques de référence qui doivent servir de base à l'élaboration des mesures d'adaptation au changement climatique.

Cet outil est indispensable aux nombreux acteurs de l'adaptation que sont, notamment, les collectivités locales, le secteur économique privé, les associations, les services de l'Etat.

Pour cette raison, la production de ces données de référence figure comme Action n°1 dans le Plan national d'adaptation au changement climatique entré en vigueur le 19 juillet 2011.

Cette expertise a bénéficié du soutien financier du MEDDTL, direction générale de l'énergie et du climat (DGEC).

L'Observatoire national sur les effets du réchauffement climatique (ONERC) organise et diffuse cette information scientifique.

Changement climatique et niveau de la mer : de la planète aux côtes françaises

29 février 2012

Serge Planton, Météo-France/CNRM

Anny Cazenave, CNES

Pascale Delecluse, CNRS-Météo-France/CNRM

Nathalie, Dorfliger, BRGM

Pierre Gauffrès, CETMEF

Deborah Idier, BRGM

Marc Jamous, CNRS-IPSL

Goneri Le Cozannet, BRGM

Hervé Le Treut, CNRS-IPSL

Yannick Peings, CNRS-Météo-France/CNRM

Mission confiée à Jean Jouzel, CEA-IPSL



Table des matières

Résumé	5
I. Introduction	7
II. Observations du niveau de la mer	9
II.1. Variations passées du niveau de la mer.....	9
II.2. Observations du niveau moyen de la mer.....	10
II.2.1. Données marégraphiques.....	10
II.2.2. Données altimétriques.....	11
II.3. Évolution récente du niveau moyen des océans.....	12
II.3.1. A l'échelle planétaire.....	12
II.3.2. Sur la France et les DOM-COM.....	16
III. Projections du niveau de la mer	21
III.1. A l'échelle planétaire.....	21
III.1.1. Les projections du niveau moyen global au XXI ^e siècle.....	21
III.1.2. La montée ne sera pas répartie également.....	23
III.1.3. Le niveau de la mer suit actuellement la partie haute des projections.....	24
III.1.4. La mer va continuer de monter pendant des siècles.....	25
III.2. A l'échelle des côtes françaises.....	25
III.2.1. Les processus à prendre en compte dans les projections.....	25
III.2.2. Le cas de la mer Méditerranée.....	26
III.2.3. En conclusion sur les projections à l'échelle des côtes françaises.....	27
IV. Impacts liés au changement du niveau de la mer	28
IV.1. Impacts sur l'érosion côtière.....	28
IV.1.1. La situation actuelle : une érosion préoccupante due à de nombreux facteurs.....	28
IV.1.2. Observations.....	30
IV.1.3. Les impacts potentiels du changement climatique.....	31
IV.1.4. En conclusion sur l'érosion côtière.....	32
IV.2. Impacts sur la submersion marine.....	34
IV.2.1. Les phénomènes en jeu.....	35
IV.2.2. Les impact potentiel du changement climatique.....	35
IV.2.3. En conclusion sur la submersion marine.....	38
IV.3. Impacts sur les intrusions salines dans les aquifères côtiers.....	38
IV.3.1. Les phénomènes en jeu.....	40
IV.3.2. Les impacts potentiels du changement climatique.....	41
IV.3.3. En conclusion sur les intrusions salines.....	42
IV.4. Impacts sur les infrastructures portuaires.....	43
V. Bibliographie	45

Résumé

Ce rapport concernant le lien entre le changement climatique et le niveau de la mer a été rédigé en complément au rapport « Scénarios climatiques : indices sur la France métropolitaine pour les modèles français ARPEGE-Climat et LMDZ et quelques projections pour les DOM-COM » daté du 26 janvier 2011¹. Il fait suite à une demande du ministère de l'écologie, du développement durable, des transports et du logement d'en approfondir les conclusions sur la question du niveau de la mer. L'objectif principal est de faire un point plus complet des connaissances tirées du dernier rapport du GIEC (2007) et de recherches plus récentes, tant en ce qui concerne les observations que les projections futures.

Ce rapport fait d'abord le point des connaissances acquises sur les variations passées du niveau moyen de la mer, depuis les derniers millénaires jusqu'à la période la plus récente. Il est en particulier noté que sur les derniers 3000 ans l'élévation du niveau moyen mondial de la mer s'est élevé au rythme de 0,5 mm/an. Au XX^e siècle ce rythme s'est accéléré pour atteindre 1,7 +/-0,2 mm/an sur 1900-2009 et 3,2 +/-0,4 mm/an sur 1993-2011. Pour quelques stations bathymétriques de la côte atlantique et de la côte méditerranéenne françaises, le taux d'élévation varie de 1,1 à 3,0 mm/an entre 1890 et 2004 en conformité avec cette évolution moyenne mondiale. Les données des satellites altimétriques permettent de suivre l'évolution du niveau de la mer depuis le début des années 90 en couvrant l'ensemble des océans. Ces observations montrent l'importante variabilité spatiale de l'évolution du niveau de la mer. Ainsi, sur les côtes de la métropole, le rythme d'élévation est inférieur à la moyenne mondiale sur la période 1993-2007. Les vitesses de variation du niveau de la mer déduites des données altimétriques, sur une période de temps limitée à moins de deux décennies, ne peuvent en aucun cas être extrapolées dans le passé ni dans le futur.

Les projections synthétisées dans le dernier rapport du GIEC prennent en compte l'augmentation attendue du niveau de la mer en réponse au réchauffement des océans, à la fonte des glaciers et celle des calottes polaires (ou Inlandsis). Les incertitudes sur ces projections proviennent pour partie des scénarios d'émission de gaz à effet de serre et pour partie des incertitudes de la modélisation du niveau de la mer. Selon ces projections, entre les périodes 1980-1999 et 2090-2099 l'élévation du niveau moyen mondial de la mer serait comprise entre 18 à 59 cm. Il faut cependant noter que la contribution de l'augmentation de l'écoulement des Inlandsis du Groenland et de l'Antarctique reste très incertaine. Il faudrait ajouter une marge supplémentaire de l'ordre de 10 à 20 cm d'augmentation pour tenir compte d'une accélération de cette fonte avec le réchauffement climatique. Une augmentation plus importante ne peut pas être exclue mais les estimations les plus fortes restent très controversées.

Au-delà du 21^e siècle, l'effet de dilatation thermique de l'océan sur la hausse du niveau de la mer se poursuivra ainsi que l'augmentation liée à la fonte des Inlandsis.

Comme le montrent les observations, la montée du niveau de la mer présentera d'importantes disparités régionales. La distribution régionale du changement du niveau de la mer est difficile à estimer car elle dépend de l'évolution locale de plusieurs paramètres : de la température de l'océan, de la salinité, des courants marins, de la pression de surface, de l'apport d'eaux continentales ou encore de la déformation des plateaux

¹ <http://www.developpement-durable.gouv.fr/Les-scenarios-climatiques-de.html>

continentaux. Les projections disponibles à l'échelle mondiale, ne prenant en compte qu'une partie de ces processus, montrent une forte dispersion des résultats des modèles. Cela traduit une forte incertitude sur l'amplitude de l'augmentation du niveau de la mer dans une région donnée. Une étude de l'évolution du niveau de la mer au niveau des côtes françaises (métropole et DOM-COM) prenant en compte l'ensemble des processus, y compris ceux qui influencent la morphologie des côtes, reste à réaliser.

Faute de scénarios précis d'évolution du niveau de la mer au niveau des côtes françaises, il est cependant possible de conduire des études de vulnérabilité à une augmentation donnée de ce niveau, et donc d'en évaluer les impacts potentiels.

Le rapport souligne ainsi que l'érosion ou l'accrétion des littoraux est un phénomène naturel qui peut être aggravé par les activités humaines, mais aussi par la remontée du niveau de la mer. Les incertitudes associées aux impacts potentiels de l'élévation du niveau de la mer sont importantes et les approches permettant une quantification de l'impact futur du niveau de la mer sur l'érosion restent à améliorer et valider.

En l'état actuel des connaissances, parmi toutes les conséquences du changement climatique, la remontée du niveau de la mer sera la cause principale d'aggravation de l'aléa de submersion marine. Les outils de modélisation actuels permettent de calculer le niveau d'eau à la côte sous l'hypothèse d'une élévation donnée du niveau de la mer ou sous l'effet d'une tempête type, mais l'évaluation des dommages liés aux changements climatiques reste un sujet de recherche.

Pour ce qui concerne l'impact sur les intrusions salines dans les aquifères côtiers, le changement climatique avec la modification du cycle hydrologique, conjugué à l'impact anthropique lié au prélèvement dans les aquifères côtiers, pourrait avoir des conséquences plus importantes que la seule remontée du niveau marin. Une caractérisation de la vulnérabilité permet de mettre en évidence les aquifères potentiellement les plus sensibles et d'émettre des recommandations en termes de suivi et de gestion passant par des études détaillées ciblées.

Enfin, l'augmentation du niveau de la mer est plus préjudiciable pour les infrastructures portuaires que l'augmentation des houles au large associée à une intensification supposée des tempêtes. Une analyse théorique amène à conclure que pour une hausse d'un mètre du niveau d'eau moyen, les ouvrages implantés en faible profondeur devront être rehaussés de deux mètres pour conserver la même performance en terme de franchissement.

I. Introduction

A l'échelle de l'Homme, le niveau moyen des océans et la répartition océan/continent paraissent figés dans le temps, immuables. Toutefois, les observations géologiques permettent d'affirmer que le niveau de la mer a fortement varié au cours de l'histoire de la Terre à des échelles de temps diverses. On estime notamment qu'il y a 21000 ans, lors du dernier maximum glaciaire, le niveau marin était de 130 mètres inférieur à celui que nous connaissons actuellement, une grande partie de l'eau terrestre se trouvant sous forme de glace continentale. Il est ensuite progressivement remonté avec la déglaciation, et les experts considèrent qu'il s'est stabilisé il y a environ 3000 ans. Depuis, le niveau moyen de la mer a peu varié : il ne se serait élevé que de 0,5 millimètres par an au maximum (Kemp et al., 2011).

Toutefois, les données accumulées depuis le début du XX^e siècle ont mis au jour une tendance significative : le niveau de la mer a augmenté rapidement au cours du dernier siècle, à un rythme jusqu'à 5 fois supérieur à celui des derniers millénaires (de 1,5 à 3 millimètres par an). Un consensus assez large existe parmi la communauté scientifique pour attribuer ce phénomène au réchauffement du climat moyen observé sur la même période. La montée des températures dans les basses couches de l'atmosphère entraîne une augmentation du niveau marin par le biais de plusieurs facteurs. D'une part, les océans se dilatent (phénomène « d'expansion thermique »), des océans plus chauds occupant un volume plus important. D'autre part, les glaciers de montagne et les calottes polaires fondent, générant un apport d'eau douce plus important à l'océan. Enfin, la hausse des températures modifie le cycle hydrologique, ce qui influe également sur l'apport en eau des réserves continentales. Cette contribution est toutefois moins bien connue par les scientifiques. L'élévation du niveau de la mer qui découle du changement climatique à venir représente un risque de submersion pour les régions littorales. Cette question revêt une importance sociale particulière puisqu'environ 145 millions de personnes habitant près des côtes, seraient aujourd'hui directement affectées par une élévation de 1m du niveau de la mer (Anthoff et al., 2006). De faibles variations du niveau marin pourraient ainsi avoir des conséquences socio-économiques majeures sur les populations et activités humaines.

Dans ce contexte, l'étude des variations du niveau des océans, ainsi que de leur évolution possible, suscite un intérêt considérable dans la communauté climatique et parmi les décideurs politiques. Dans le cadre des rapports successifs du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), la mise en commun des connaissances mondiales sur le niveau des océans a permis de chiffrer de plus en plus précisément l'évolution récente du niveau marin ainsi que la contribution des différents facteurs climatiques dans ces variations. Les travaux de modélisation du climat futur permettent également de proposer des scénarios d'évolution pour le siècle à venir, et même au-delà, du fait de la forte inertie des océans. Néanmoins, de nombreuses incertitudes demeurent du fait de processus encore incorrectement ou non pris en compte dans ces projections (en particulier concernant la dynamique des glaciers continentaux ou la fonte des calottes polaires).

La prise de conscience des problèmes liés au changement climatique pose maintenant la question de l'adaptation de notre société à ces changements. En parallèle de politiques volontaristes de réduction des émissions de GES, il est nécessaire d'anticiper les problèmes pour assurer une transition la plus douce possible vers les changements à venir dans notre environnement. Mener à bien des politiques d'adaptation

efficaces nécessite toutefois d'étudier l'évolution du climat à une échelle spatiale plus fine que celle des modèles du GIEC: l'échelle régionale. En ce qui concerne le niveau de la mer, la question des variations régionales est importante pour estimer la modification des littoraux à plus ou moins long terme, mais reste une question scientifique épineuse. En effet, la distribution régionale de la montée des eaux est difficile à prévoir car elle dépend de l'évolution locale de plusieurs paramètres : température de l'océan, salinité, courants marins, pression de surface, apports d'eaux continentales ou encore déformation des plateaux continentaux. La littérature sur le sujet est à l'heure actuelle peu fournie, car prévoir l'évolution du niveau de la mer à l'échelle des zones côtières nécessite l'utilisation de modèles à haute résolution difficiles à mettre en oeuvre, ainsi que la prise en compte de nombreux processus encore mal compris. A l'échelle de la France, il est en particulier difficile de proposer des projections précises d'élévation du niveau des eaux sur les côtes Atlantique et méditerranéenne.

Par ailleurs, quand bien même l'élévation du niveau marin serait connue de manière précise, les incertitudes quant aux conséquences en termes de submersions, érosion marine et intrusions salines dans les aquifères demeureraient importantes en raison de la complexité des processus morphodynamiques et géologiques en jeu. A titre d'exemple, les méthodes existant actuellement pour évaluer l'érosion potentiellement induite par une élévation du niveau marin sont jugées insuffisantes par de nombreux experts en morphodynamique côtière.

Cependant, des travaux préliminaires existent et de nombreux groupes de recherche travaillent activement pour faire le point sur les variations observées et proposer au plus vite des scénarios réalistes d'élévation du niveau des océans, à des échelles permettant la mise en oeuvre de politiques d'adaptation. D'autres équipes ont pour objectif de mieux observer et évaluer la vulnérabilité des zones côtières face à l'élévation du niveau marin et aux autres pressions, notamment hydrodynamique et anthropiques qui s'y exercent. L'objet de ce rapport fait suite à une demande de la Direction Générale de l'Energie et du Climat (DGEC) du Ministère de l'Ecologie, du Développement Durable, des Transports et du Logement (MEDDTL). Il vise à faire le point sur l'état de l'art concernant ces questions, en se focalisant pour partie sur la France métropolitaine et l'Outre-Mer. Pour cela, il s'appuie sur l'expertise de spécialistes français sur le sujet et sur diverses contributions. L'organisation de ce rapport est la suivante :

- Le premier chapitre fait le point sur les connaissances actuelles en ce qui concerne les variations passées et récentes du niveau de la mer, en distinguant l'échelle globale de l'échelle du territoire français. Il s'appuie sur les travaux les plus récents en la matière et sur le dernier rapport du GIEC (IPCC 2007). Il donne également des éléments sur les moyens d'observation dont nous disposons..
- Le second chapitre présente des projections du niveau de la mer pour le XXI^e siècle, en se basant sur les travaux du GIEC et la littérature scientifique récente. Ici aussi, la distinction est faite entre l'échelle globale et celle de la France.
- Finalement, le troisième et dernier chapitre se focalise sur les impacts de la montée du niveau marin. Il traite des problèmes suivants : l'érosion côtière, la submersion marine, les intrusions salines dans les aquifères côtiers et des impacts sur les infrastructures portuaires.

II. Observations du niveau de la mer

II.1. Variations passées du niveau de la mer

Sur des échelles de temps géologiques, de l'ordre de plusieurs centaines de millions d'années, les variations du niveau marin sont contrôlées par les variations de la forme des bassins océaniques, dues principalement à l'activité tectonique de la planète : subduction de plaques océaniques, collision des continents, ouverture de nouveaux océans et formation des dorsales océaniques. Les marges continentales enregistrent les modifications des lignes de rivage, et donc du niveau marin.

Sur des échelles de temps comprises entre quelques milliers et plusieurs centaines de milliers d'années, les variations d'élévation du niveau de la mer suivent les cycles astronomiques de 100 000 ans responsables de l'alternance entre périodes glaciaires et interglaciaires. En effet, le niveau moyen des océans dépendant directement de l'équilibre entre la quantité d'eau présente sous forme de glace continentale (glaciers et calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique) et la quantité d'eau dans les bassins océaniques, il est fortement lié à la température atmosphérique terrestre moyenne. La Figure II.1 montre une estimation de l'évolution de la température au dôme Concordia (Antarctique), de la température de surface de la mer dans les tropiques, de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère et du niveau moyen global de la mer sur les derniers 800 000 ans (ce qui englobe 8 cycles astronomiques).

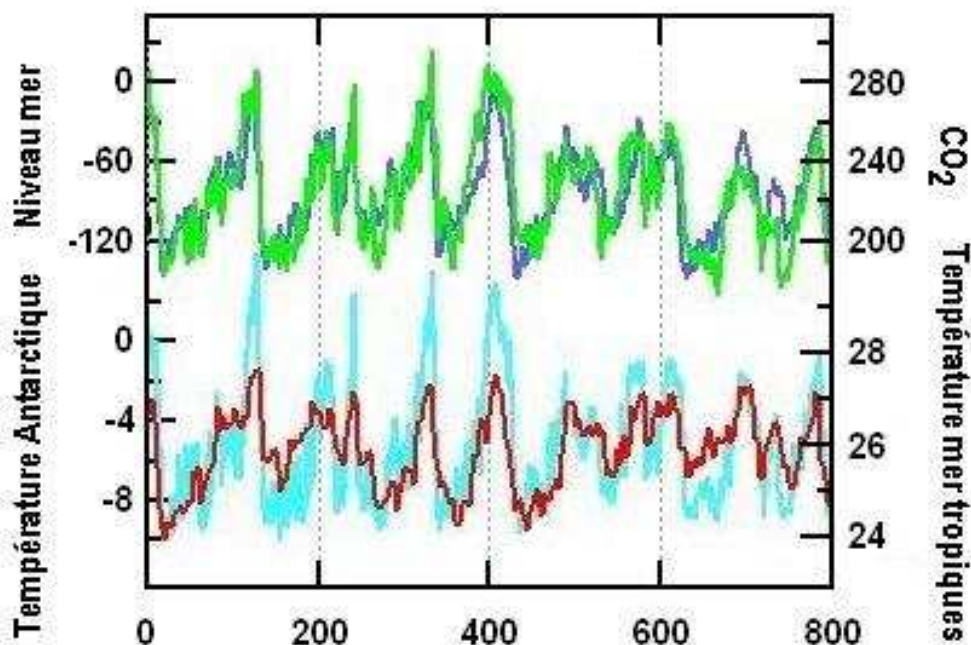


Figure II.1. Reconstruction des évolutions passées du niveau moyen global des océans (en bleu foncé), de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère (en vert), de la température au dôme Concordia sur l'Antarctique (en bleu clair) et de la température de la surface de la mer dans les tropiques (en rouge). [D'après](#) Jouzel et Masson-Delmotte (2010).

Les périodes glaciaires sont caractérisées par un niveau moyen des océans bas, allant jusqu'à -130 m en comparaison du niveau actuel lors du dernier maximum glaciaire intervenu il y a 21 000 ans. A l'inverse, les périodes interglaciaires sont marquées par des niveaux marins élevés, pouvant dépasser de 4 à 6 m les niveaux actuels lors des optimums climatiques. La Terre est depuis 21000 ans dans une période interglaciaire, durant laquelle le niveau de la mer est monté rapidement jusqu'au début de l'Holocène à un taux de plusieurs dizaines de mm par an. L'élévation du niveau marin a ensuite ralenti entre -6 000 et -3000 ans. Durant les 2-3 derniers millénaires, le taux d'élévation s'est stabilisé à 0,5 mm/an, jusqu'à une accélération récente, depuis la fin du XIX^e siècle (Wöppelmann et al, 2008).

Hormis pour les variations observées depuis l'ère industrielle, toutes ces évolutions passées ont pu être reconstruites à partir de données paléoclimatiques ou géologiques. La datation isotopique (rapport O^{18}/O^{16} dans les foraminifères et les coraux) permet par exemple d'estimer les volumes des calottes glaciaires et la température des océans pour en déduire le niveau de la mer. Aux échelles de temps de quelques siècles à quelques milliers d'années, on utilise aussi des biomarqueurs d'anciennes lignes de rivage ainsi que des données archéologiques (voir Lambeck et al., 2010).

II.2. Observations du niveau moyen de la mer

Pour le XX^e siècle et la dernière décennie, deux principaux moyens d'observation du niveau de la mer existent : **les marégraphes et les altimètres spatiaux.**

Les marégraphes fournissent une mesure relative du niveau de la mer par rapport à la croûte terrestre sur laquelle ils reposent car ils enregistrent aussi les mouvements verticaux de celle-ci. Si on cherche à connaître uniquement la composante climatique du niveau de la mer, il faut donc corriger la mesure marégraphique des mouvements du sol. Si au contraire on s'intéresse à la hausse totale locale, celle ressentie par les populations, alors c'est bien la mesure relative qu'il faut considérer.

L'altimétrie satellitaire fournit quant à elle une mesure absolue référencée au centre des masses de la Terre, (ou, de manière équivalente, à un ellipsoïde de référence défini mathématiquement). L'altimétrie fournit donc essentiellement la composante climatique du niveau de la mer.

II.2.1. Données marégraphiques

Les premières mesures du niveau de la mer datent du XVIII^e siècle, et furent réalisées à partir d'échelles de marée, simples règles graduées fixées sur les quais. Peu précises, elles se limitaient à l'observation des phases de pleines et basses eaux. Une mesure plus précise du niveau marin est permise depuis l'ère post-industrielle grâce aux marégraphes, appareils permettant l'enregistrement automatique des variations de l'altitude de la surface océanique par rapport à une référence locale. Les premiers marégraphes à flotteur du XIX^e siècle, dont les mouvements horizontaux étaient retranscrits sur papier pour obtenir une courbe d'évolution du niveau de l'eau en fonction du temps, ont fait place à des systèmes plus perfectionnés comme les marégraphes à ultrasons ou les marégraphes à pression. Toutefois, leur principe est le même : mesurer le **niveau instantané** de la mer au cours du temps, et enregistrer les données (et les communiquer à distance pour les appareils les plus récents).

La mesure du **niveau moyen** des océans nécessite de filtrer les données pour se débarrasser des variations liées aux vagues et houles, aux marées, ou à des situations météorologiques particulières. Les données de niveau de la mer sont donc moyennées sur des périodes allant du mois à l'année.

Les données marégraphiques historiques ont plusieurs limites. D'une part, elles ont une **distribution spatiale hétérogène** : elles se situent principalement dans l'hémisphère Nord le long des côtes européennes et américaines (il existe quelques longs enregistrements marégraphiques dans l'hémisphère sud mais en nombre limité), et ne donnent donc aucune information sur le niveau marin en plein océan. D'autre part, la densité du réseau marégraphique a fortement varié dans le temps, le réseau actuel étant beaucoup plus dense qu'au début de XX^e siècle. Les marégraphes n'ont pas toujours fonctionné en continu et l'on retrouve ainsi des « trous » dans les séries de données pour nombre d'entre eux. Ainsi, **seulement 10% des données marégraphiques sont utilisables pour l'étude du changement climatique** (on considère en effet qu'une cinquantaine d'années continues est nécessaire pour pouvoir commencer à analyser les tendances dans les séries). Une autre difficulté importante vient du fait que les marégraphes mesurent le niveau de la mer relativement au niveau du continent. Les **mouvements verticaux de la croûte terrestre**, liés à la tectonique des plaques et au volcanisme, aux mouvements isostatiques comme le rebond post-glaciaire², ou encore aux activités humaines (pompage des eaux profondes, extraction des ressources fossiles), créent des signaux parasites à retirer si l'on ne s'intéresse qu'à la composante climatique du niveau de la mer.

II.2.2. Données altimétriques

Les données des marégraphes sont complétées depuis le début des années 90 par les observations des satellites altimétriques successifs : Topex/Poseidon (lancé en 1992), Jason-1 (2001) et Jason-2 (2008). Ces données permettent d'obtenir une cartographie quasi-mondiale de la hauteur de la surface des océans avec une grande précision, et par la même occasion d'estimer la distribution régionale de la vitesse d'élévation du niveau de la mer. **Au fil des différentes missions altimétriques, la précision de la détermination du niveau instantané de la surface de la mer est passée de quelques décimètres à 1-2 centimètres.**

Le principe de la mesure altimétrique est le suivant : le radar altimètre émet des impulsions radioélectriques et mesure leur temps de propagation aller/retour. Il en déduit la distance exacte entre l'antenne du satellite et la surface de la mer située sur sa verticale, dite « distance altimétrique ». Connaissant avec précision l'orbite du satellite (déterminée grâce à des systèmes de localisation perfectionnés de type DORIS³ et GPS), on peut en déduire l'altitude du satellite relativement à une surface fixe dans le temps (classiquement un ellipsoïde de référence). Il suffit ensuite de soustraire ces deux grandeurs pour obtenir le niveau instantané de l'océan par rapport à l'ellipsoïde de référence (Figure II.2) :

$$\text{Niveau de la mer} = \text{Altitude satellite} - \text{distance altimétrique}$$

² Le rebond post-glaciaire (également appelé ajustement isostatique ou glacio-isostasie) se définit comme le soulèvement de masses terrestres consécutif à la fonte des calottes glaciaires et lié au phénomène d'isostasie.

³ Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite

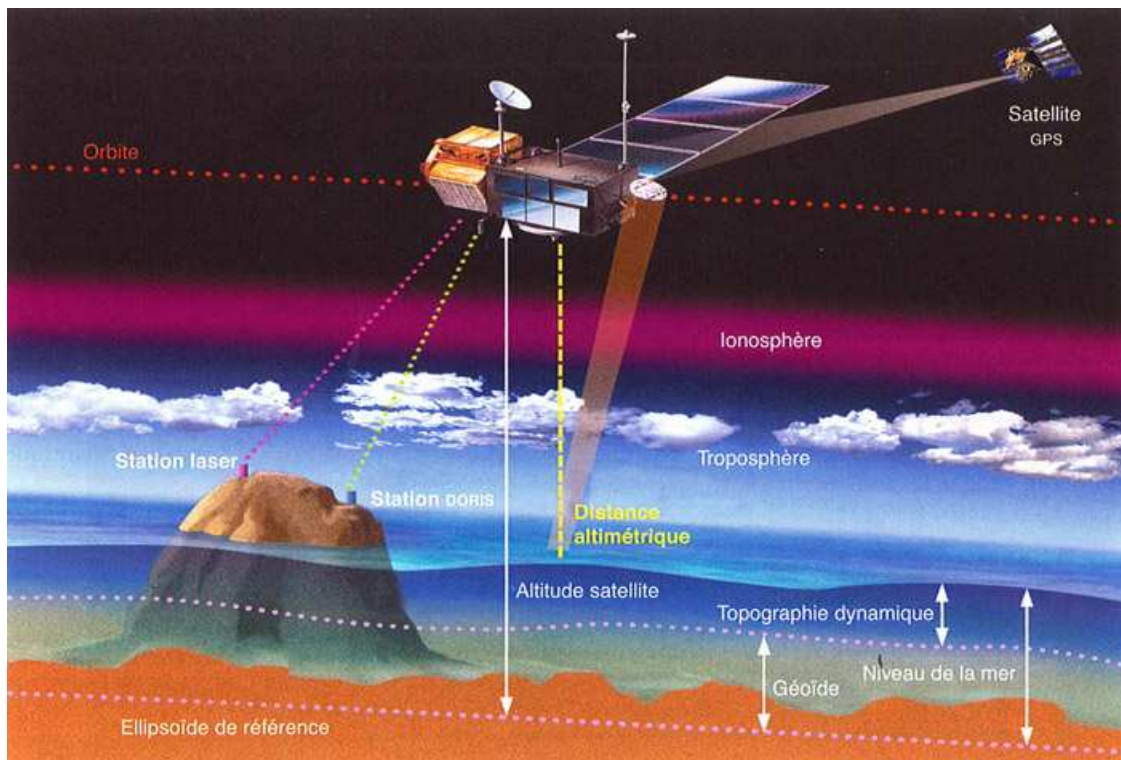


Figure II.2. Principe de l'altimétrie spatiale (d'après "La terre vue de l'espace", par Anny Cazenave et Didier Massonnet).

Toute une série de corrections est ensuite appliquée, à la fois sur les mesures satellite-océan (corrections instrumentales, des effets de l'atmosphère), et sur les paramètres géophysiques (marées, paramètres météorologiques, etc...) pour obtenir une mesure instantanée du niveau de la mer. Les satellites Topex/Poseidon et Jason réalisent une couverture complète des océans en 10 jours. La moyenne géographique de toutes les mesures individuelles de hauteur de mer réalisées pendant ce laps de temps (appelé cycle orbital) fournit une valeur du niveau 'moyen' de la mer. D'un cycle à l'autre, ce niveau moyen évolue, ce qui permet de construire une courbe d'évolution du niveau moyen global de la mer en fonction du temps.

II.3. Évolution récente du niveau moyen des océans

Les systèmes d'observations décrits en section II.2 ont permis d'identifier une accélération de la montée du niveau de la mer depuis la fin du XIX^e siècle. Ce chapitre fait le point sur les chiffres avancés dans la littérature scientifique, en distinguant les variations globales du niveau moyen des océans des variations plus régionales en France métropolitaine et en Outre-Mer.

II.3.1. A l'échelle planétaire

De nombreuses études ont utilisé les données des marégraphes pour reconstituer l'évolution du niveau moyen global des océans depuis la fin du XIX^e siècle. Une sélection a été réalisée pour ne garder que les données issues des marégraphes situés dans des régions continentales stables du point de vue géologique, et présentant des mesures continues sur plusieurs décennies (Douglas 2001 ; Holgate et Woodworth 2004 ; Holgate 2007). Cette étape préalable indispensable ne laisse que peu de séries marégraphiques à la disposition des scientifiques, pour des couvertures spatiales limitées. D'autres études ont pris le parti de considérer un nombre plus important de marégraphes en les regroupant

régionalement et en utilisant des méthodes de reconstruction (Jevrejeva et al. 2006 ; Church et al. 2004 ; Church et White, 2011).

La figure II.3 montre l'évolution du niveau de la mer en cm en moyenne globale, calculée à partir des données marégraphiques sur la période 1900-2001.

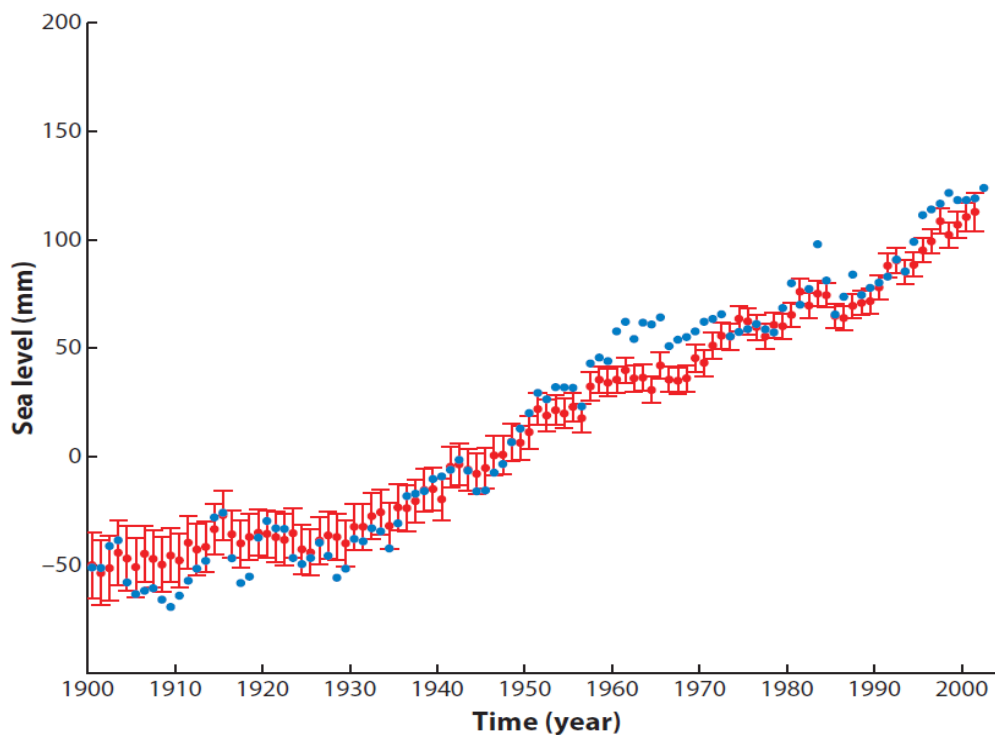


Figure II.3. Évolution récente du niveau moyen global des océans, estimée à partir des données marégraphiques sur le XX^e siècle. Les points rouges (+ barre d'erreur) représentent les estimations de Church et al. (2004), les points bleus celles de Jevrejeva et al. (2006). D'après Cazenave et Llovel (2010).

Le taux d'élévation modeste de 1900 à 1930 est suivi d'un taux de $1,8 \pm 0,3$ mm/an sur les 50 dernières années. Selon Church et White (2011), l'analyse des données sur la période 1901-2009 indique un taux d'élévation du niveau de la mer de $1,7 \pm 0,2$ mm/an.

D'après les données altimétriques disponibles depuis le début des années 90, le taux d'élévation du niveau marin s'est accéléré durant les dernières décennies. Il est relativement linéaire, et s'élève à $3,2 \pm 0,4$ mm/an sur la période 1993-2011 (Figure II.4, Cazenave et Llovel 2010). A noter que ces résultats sont en bon accord avec ceux déduits des données marégraphiques sur la même fenêtre temporelle.

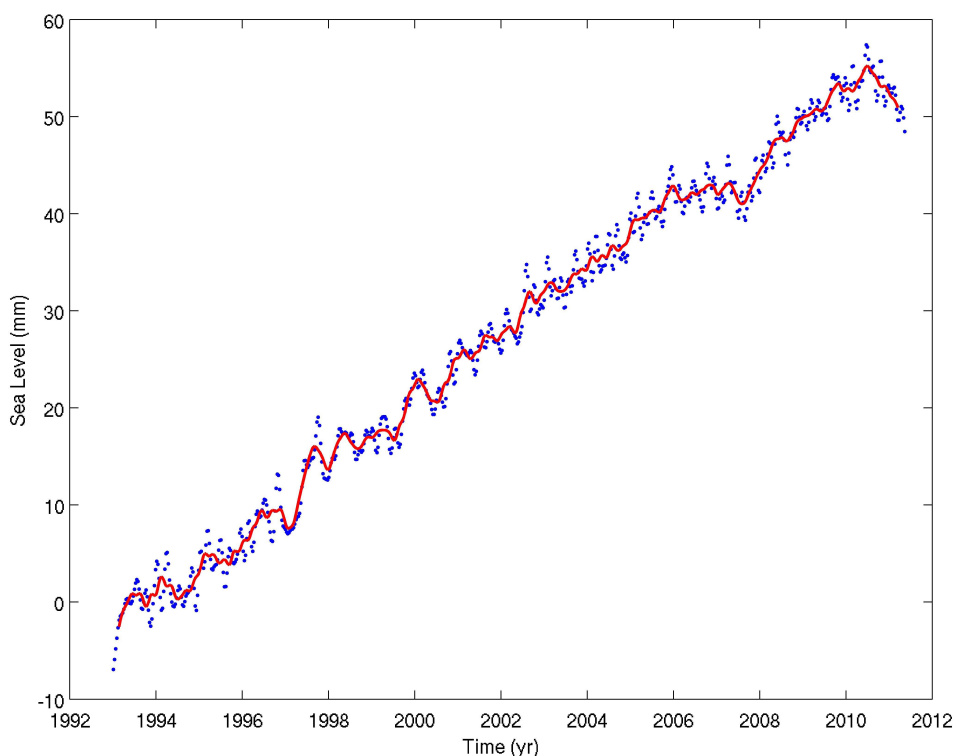


Figure II.4. Évolution récente du niveau moyen global des océans, estimée à partir des données altimétriques sur les deux dernières décennies. Le cycle annuel a été enlevé, les points bleus représentent des données sur 10 jours, la ligne rouge est une moyenne glissante sur 4 mois. Mise à jour de Cazenave et Llovel (2010).

Selon le dernier rapport du GIEC (IPCC 2007), deux sources majeures expliquent l'élévation récente du niveau moyen global de la mer :

- L'expansion thermique des océans due à leur réchauffement causé par la hausse des températures moyenne des basses couches de l'atmosphère. Cet effet, dit stérique⁴, est estimé à partir de données hydrographiques mesurant la température et la salinité de l'océan (relevés bateaux, sondes, bouées dérivantes, flotteurs profilants du projet ARGO).
- L'augmentation du contenu en eau des océans, par l'apport d'eau douce consécutif à la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires (appelées aussi inlandsis) du Groenland et de l'Antarctique. La contribution des calottes polaires est estimée à partir de mesures spatiales (altimétrie, gravimétrie spatiale⁵) alors que pour les glaciers de montagne, on utilise principalement des mesures in-situ.

À l'échelle de la décennie, les principaux apports viennent de la fonte des glaciers et des calottes polaires (qui a augmenté dans les années 1990) et de la dilatation thermique des couches supérieures de l'océan. La dilatation des couches profondes des océans y contribue à un moindre degré mais sensiblement. Les variations associées aux modifications du cycle hydrologique ont représenté une perte sur la dernière décennie (voir plus bas).

⁴ L'effet stérique représente la modification de la masse volumique des océans liée aux changements de température et de salinité.

⁵ Depuis 2002, le système GRACE mesure globalement les variations de la gravité sur Terre (**G**avity **R**ecovery **A**nd **C**limate **E**xperiment), ce qui permet d'en déduire les transferts de masse d'eau.

Le tableau II.1 récapitule les valeurs estimées des contributions de chacun de ces facteurs, en décomposant pour l'apport en eau douce depuis les continents les contributions respectives des glaciers de montagne, des calottes groenlandaise et Antarctique, et des eaux continentales. Les chiffres sont donnés pour la période 1961-2003 (données marégraphiques) et pour la période 1993-2003 (altimètres) utilisées par le GIEC, ainsi que pour la période 2003-2009 utilisée par Llovel (2010).

Élévation du niveau de la mer (mm/an)			
Source	1961-2003	1993-2003	2003-2009
Expansion thermique	0,42 ± 0,12	1,60 ± 0,50	0,62 ± 0,40
Glaciers continentaux	0,50 ± 0,18	0,77 ± 0,22	1,15 ± 0,37
Groenland	0,14 ± 0,41	0,21 ± 0,07	0,60 ± 0,05
Antarctique	0,05 ± 0,12	0,21 ± 0,35	0,50 ± 0,05
Modifications du cycle hydrologique			-0,22 ± 0,05
Somme	1,10 ± 0,50	2,80 ± 0,70	2,65 ± 0,55
Observations	1,80 ± 0,50	3,10 ± 0,70	2,70 ± 0,40
Différence (observations - somme)	0,70 ± 0,70	0,30 ± 1,00	0,05 ± 0,68

Tableau II.1. Estimations des principales contributions à la variation du niveau moyen global des océans, pour la période 1961-2003 (marégraphes, IPCC 2007), la période 1993-2003 (altimètres, IPCC 2007) et la période 2003-2009 (GRACE, Llovel 2010). La somme de ces contributions est comparée aux observations des variations du niveau de la mer. Les incertitudes pour les sommes sont calculées en combinant les diverses incertitudes (racine de la somme des incertitudes au carré).

Les variations associées aux **modifications du cycle hydrologique** (vapeur d'eau atmosphérique, stockage de l'eau dans le sol, permafrost, retenues des barrages), sont soit négligeables, soit peu connues, et n'ont pas été prises en compte dans le rapport du GIEC de 2007. Les travaux de Llovel et al. (2011) quantifient la contribution du stockage de l'eau dans le sol sur l'élévation du niveau moyen de la mer à l'aide des mesures de gravimétrie spatiale GRACE mais seulement depuis 2002. Les auteurs trouvent une **tendance à un stockage plus important d'eau dans les bassins hydrologiques** sur cette période, comptant pour $-0,12 \pm 0,05$ mm/an à $-0,22 \pm 0,05$ mm/an selon le jeu de données considéré. Bien qu'elle soit **d'amplitude inférieure aux autres facteurs connus**, l'inclusion de cette contribution dans le bilan de la hausse du niveau marin sur la période 2003-2009 permet de mieux fermer ce bilan (Llovel 2010, Tableau II.1). A noter qu'elle explique l'essentiel de la variabilité interannuelle du niveau moyen global de la mer. D'autres travaux récents (ex. Chao et al., 2008) indiquent que la séquestration de l'eau dans les réservoirs artificiels a pu contribuer à une baisse du niveau de la mer de -0.5 mm/an sur les dernières décennies mais cet effet est plus ou moins compensé par le pompage des eaux souterraines pour l'irrigation (ex. Konikow, 2011), de sorte que des facteurs anthropiques ont eu jusqu'ici une influence faible sur le cycle hydrologique.

Comme le montre le Tableau II.1, l'accélération de la tendance observée entre 1993 et 2003 par rapport à celle observée entre 1961 et 2003, s'explique en grande partie par l'effet de la dilatation thermique. A noter cependant qu'une estimation de l'effet de la

dilatation thermique postérieure à celle de l'IPCC 2007, prenant en compte des corrections d'erreurs d'observations (Domingues et al. 2008), réduit cette **accélération de la tendance liée à l'effet de la dilatation thermique**. Sur la période 2003-2009, le fait le plus notable est que **l'apport en eau douce lié à la fonte des calottes et des glaciers continentaux devient prépondérant** sur la tendance à l'élévation du niveau de la mer.

II.3.2. Sur la France et les DOM-COM

Ces chiffres, représentatifs de la variation globale du niveau des océans, masquent une forte disparité régionale. Si les données marégraphiques avaient déjà suggéré que l'élévation du niveau de la mer n'était pas uniforme spatialement, les données altimétriques permettent de cartographier la variabilité régionale de ce phénomène. La Figure II.5 montre le taux d'élévation du niveau de la mer sur une carte globale pour la période 1993-2007.

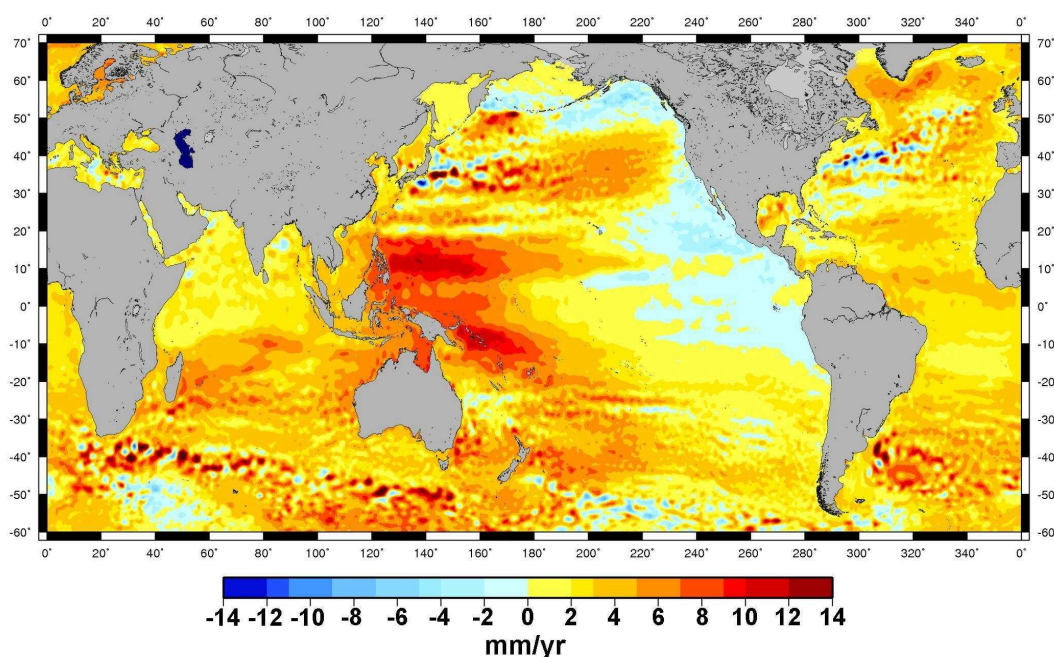


Figure II.5. Carte globale de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (1993-2011) d'après Topex/Poseidon, Jason-1 et Jason-2.

Source :LEGOS

On observe une tendance à l'élévation du niveau de la mer sur la majorité des océans du globe, exception faite de l'Est du Pacifique Nord et équatorial et de certaines régions limitées spatialement. Un zoom sur la France métropolitaine est montré sur la Figure II.6. On y voit que **le niveau de la mer au niveau des côtes de la métropole (Atlantique et Méditerranée) s'est élevé à un rythme un peu inférieur à la moyenne globale, avec un taux de variation compris de l'ordre de 2 mm/an sur la période 1993-2010.**

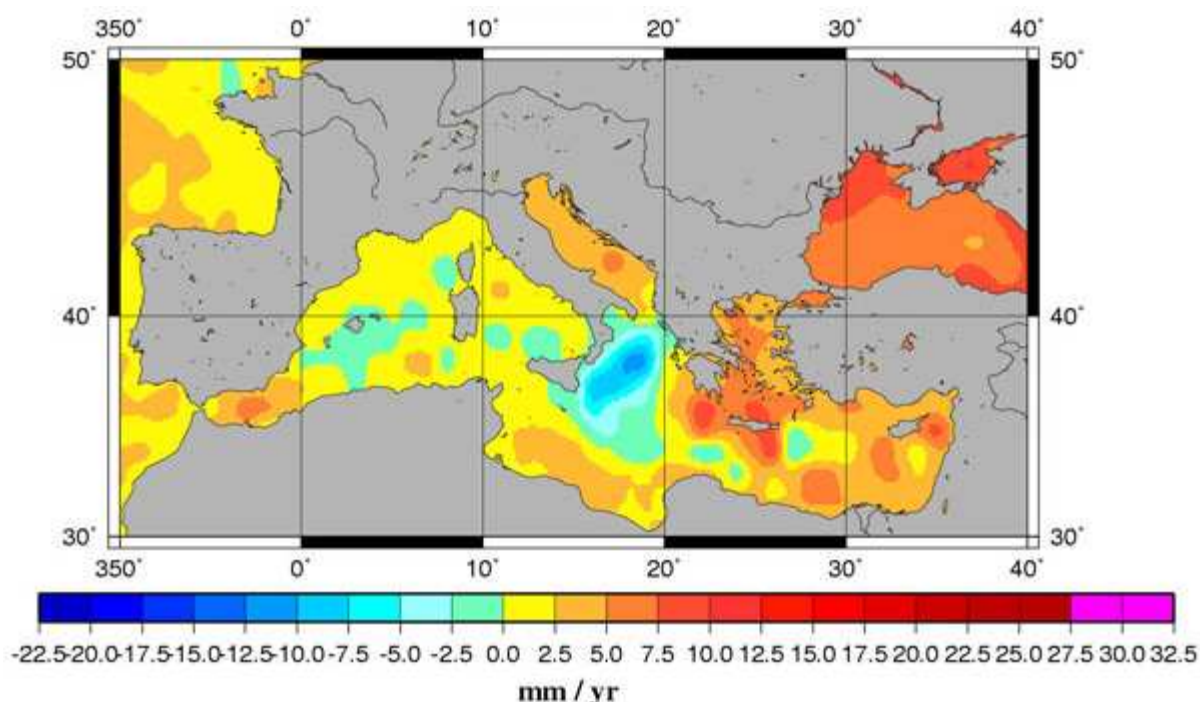


Figure II.6. Carte de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (1993-2007) d'après Topex/Poseidon et Jason-1 : Zoom sur la Méditerranée. Source :LEGOS.

Concernant les DOM-COM, une analyse de la carte reproduite sur la Figure II.5 montre une augmentation du niveau de la mer sur la période 1993-2011 de l'ordre de 0 à 3 mm/an en Martinique et Guadeloupe, de 2 à 3 mm/an à Saint Pierre et Miquelon, de 3 à 5 mm/an en Nouvelle Calédonie, de 5 à 9 mm/an à La Réunion, de 3 à 5 mm/an à Mayotte et de 0 à 3 mm/an en Polynésie Française. Pour ce qui concerne les TAAF de la Figure, l'augmentation est généralement comprise entre 0 et 5mm/an. Ces valeurs doivent cependant être prises avec précaution compte tenu des limites de précision des données cartographiques utilisées.

Comme discuté dans la section II.3.1, la hausse moyenne du niveau de la mer est la somme d'une contribution de l'expansion thermique due au réchauffement et à l'apport d'eau douce lié à la fonte des glaciers et des inlandsis. Comme le réchauffement des océans n'est pas uniforme et que quelques régions océaniques se sont même refroidies au cours du dernier siècle, la variabilité régionale de l'évolution du niveau de la mer est importante. Cette variabilité spatiale est accentuée par d'autres facteurs comme les changements de salinité de l'océan. De plus, cette variabilité régionale fluctue à la fois dans le temps et dans l'espace en réponse aux grands modes de variabilité de l'océan (voir par exemple Meyssignac et al., 2011b). Ainsi, **les vitesses de variation du niveau de la mer déduites des données altimétriques (Figures II.5 et II.6), sur une période de temps limitée à moins de deux décennies, ne peuvent en aucun cas être extrapolées dans le passé ni dans le futur.**

Le cas de la mer Méditerranée

Plusieurs études récentes se sont focalisées sur l'évolution observée du niveau de la mer Méditerranée. Marcos et Tsimplis (2008-a) se sont appuyés sur des données marégraphiques issues de stations disposées le long de la côte Atlantique en Espagne et au Portugal, au niveau du détroit de Gibraltar, et sur les côtes méditerranéennes. Pour les 5 séries marégraphiques couvrant l'ensemble du XX^e siècle, ils trouvent un taux

d'élévation compris entre 1,2 et 1,5 ± 0,1 mm/an, du même ordre de grandeur que celui observé globalement sur la même période. Pour la seconde moitié du XX^e siècle (1960-2000), la situation est différente : les 21 séries marégraphiques les plus longues indiquent un taux d'élévation bien inférieur à la moyenne globale, et même négatif (compris entre -1,5 ± 0,4 mm/an et -0,3 ± 0,3 mm/an).

Afin de s'affranchir des limites des données des marégraphes, d'autres auteurs ont utilisé les données altimétriques (Tsimplis et al. 2008-b ; Calafat et Gomis 2009) pour reconstruire un champ de niveau de la mer à l'aide de techniques d'interpolation. Calafat et Gomis (2009) estiment le taux d'élévation de la mer Méditerranée à 0,6 ± 0,1 mm/an sur la période 1961-2000, un chiffre plus élevé que celui donné par Marcos et Tsimplis (2008-a). Les deux études s'accordent toutefois sur le fait que **sur la seconde moitié du XX^e siècle, le taux d'élévation du niveau de la mer a été plus faible en Méditerranée qu'en moyenne globale, et en particulier plus faible que celui observé sur la côte Atlantique.** Cette constatation pourrait s'expliquer par des changements de la circulation atmosphérique moyenne et des forçages apportés à l'océan, en terme de pression atmosphérique et de vents de surface (Tsimplis et al. 2005 ; Gomis et al. 2008). Citons également les travaux de Meyssignac et al. (2011a), qui ont reconstruit un champ de niveau de la mer sur la période 1970-2000, en associant les données marégraphiques à des sorties de modèles océaniques régionaux. Les auteurs donnent un chiffre d'élévation de 1,4 mm/an sur cette période, mais restent très prudents quant à leurs conclusions. Les résultats sont en effet différents selon la reconstruction utilisée, et selon que l'on compare les tendances des marégraphes seuls aux tendances des champs reconstruits. Ce résultat souligne la nécessité d'utiliser des séries plus longues que 30 ans pour estimer les tendances sur le niveau marin, la forte variabilité interannuelle à multidécennale du niveau de la mer Méditerranée pouvant masquer le signal associé au changement climatique.

Que nous disent les marégraphes français ?

Les données altimétriques donnent peu d'informations sur les variations plus locales au niveau des côtes françaises, et se limitent à la période récente. Pour aller plus loin et compléter un peu ces chiffres, intéressons-nous au réseau de données marégraphiques existant sur le territoire français. Ces mesures existent depuis suffisamment d'années pour avoir plus de recul sur l'élévation récente du niveau de la mer qu'avec l'altimétrie.

La France possède un patrimoine de données pour la métropole et les DOM-COM, ainsi qu'ailleurs dans le monde, notamment dans les anciennes colonies françaises du Maghreb, d'Afrique francophone et d'Asie. Une partie du patrimoine marégraphique français est déjà connu et mis à disposition par le PSMSL⁶. Un service similaire existe en France, le SONEL⁷, qui s'occupe de rassembler et diffuser des observations du niveau marin à l'échelle française. Leur nombre varie néanmoins fortement au cours du temps, avec des périodes fastes pour les réseaux d'observations comme la période 1840-1920, suivies de périodes pour lesquelles peu de données existent.

Une autre partie de ce patrimoine reste encore inconnue de la communauté car découvert récemment dans les centres d'archives français. Un travail important est fourni depuis quelques années à l'université de La Rochelle par les chercheurs du laboratoire Littoral ENvironnement et Sociétés (LIENSs, UMR 6250 du CNRS) pour collecter, mettre en forme et analyser ces données historiques (Wöppelmann et al. 2006 ;

⁶ Permanent Service of Mean Sea Level

⁷ Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales

Pouvreau 2008 ; Gouriou et al. 2008). Les données marégraphiques françaises sont dispersées dans de nombreux centres d'archivages français, dont une liste détaillée est donnée dans l'annexe A de Pouvreau (2008). Cette liste n'est pas exhaustive car nombre de données restent à récupérer dans divers centres d'archivages, notamment les archives départementales. **Un grand nombre de ces jeux de mesures marégraphiques sont peu exploitables pour l'étude du niveau de la mer par manque de recouvrement temporel suffisant.** Les séries marégraphiques doivent en effet être suffisamment étendues et continues dans le temps pour estimer avec confiance les tendances d'élévation du niveau marin. La question de l'homogénéité dans la qualité des données est également une question cruciale pour analyser les tendances dans ces séries (Gaufrès et Sabatier 2006).

Selon Gouriou et al. (2008), une vingtaine de séries marégraphiques françaises dépassent le demi-siècle, dont 5 stations (Brest, Marseille, Cherbourg, Le Havre et Rochefort) dépassant 120 ans. Ces séries sont suffisamment longues pour tirer des conclusions robustes sur les tendances à long terme du niveau marin. Toutes ne sont pas encore exploitables car un long processus de numérisation des données sous format papier est nécessaire, ainsi que diverses corrections liées aux changements d'instruments, de méthodes de mesures, etc... Ce travail est une science à part entière qui nécessite des moyens importants, et il reste encore beaucoup de travail à fournir pour exploiter au mieux le potentiel de ces archives.

Le site REFMAR⁸ fournit des jeux de mesures pluridécennaux pour certaines stations marégraphiques, ainsi qu'une liste des publications utilisant ces données (<http://refmar.shom.fr>). Nous nous sommes appuyés sur ces travaux pour remplir le tableau II.2 (ainsi que sur l'étude de Marcos et Tsimplis 2008-a, pour le site de Saint-Jean de Luz):

Site d'observation	Période	Source	Taux de variation du niveau de la mer (mm/an)
Brest	1807-1890	Wöppelmann et al. (2006)	-0,09 ± 0,15
	1890-1980		1,30 ± 0,15
	1980-2004		3,00 ± 0,50
Marseille	1885-2007	Letetrel (2009) Marcos et Tsimplis (2008-a)	1,10 ± 0,10
	1885-2004		1,20 ± 0,10
Saint-Jean de Luz	1942–1996	Marcos et Tsimplis (2008-a)	2,10 ± 0,30
Îles Kerguelen	1949-2004	Testut et al. (2006)	1,10 ± 0,70

Tableau II.2. Taux de variation du niveau de la mer au XIX^e et XX^e siècle, estimés à partir de données marégraphiques françaises.

A noter que la thèse de T. Gouriou, démarrée en septembre 2007, devrait apporter des informations sur l'évolution du niveau marin le long des côtes charentaises (Île d'Aix notamment).

Le cas des DOM-COM est quant à lui assez problématique, les séries mises à disposition étant trop courtes pour analyser le signal du changement climatique (Pouvreau

⁸ Réseaux de rEFérence des observations MARégraphiques

2008). A titre d'exemple, on ne dispose que de 10 années effectives pour la Réunion, 4 pour Mayotte et la Martinique, 10 pour la Polynésie française... Il est donc actuellement impossible de donner des chiffres plus précis que ceux issus de l'altimétrie (Figure II.5) pour ces régions.

III. Projections du niveau de la mer

III.1. A l'échelle planétaire

III.1.1. Les projections du niveau moyen global au XXI^e siècle

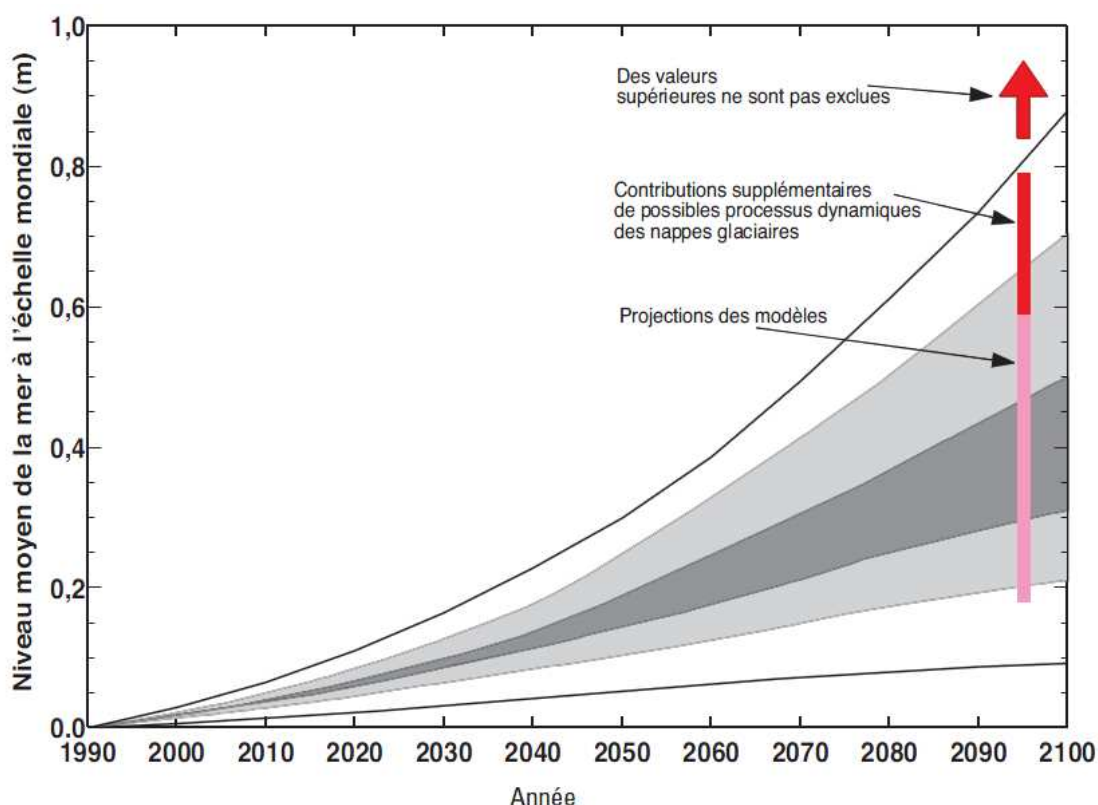


Figure III.1 Projections de l'élévation du niveau moyen global de la mer au XXI^e siècle. Les lignes et les grisés montrent l'élévation moyenne pour la période 1991-2100, d'après le rapport d'évaluation du GIEC (IPCC 2001) (le grisé sombre est la fourchette de la moyenne des modèles pour la gamme de scénarios d'émission des gaz à effet de serre considérée, le grisé clair induit tous les modèles et tous les scénarios et les lignes extérieures comprennent une incertitude supplémentaire pour la glace de terre). Les projections du quatrième rapport d'évaluation de 2007 (coefficient de confiance 90%) sont représentées par les barres de 2095, la barre magenta étant la gamme des projections et la rouge une gamme étendue tenant compte de l'effet additionnel, possible mais mal quantifié, d'une réponse dynamique rapide des inlandsis du Groenland et de l'Antarctique au réchauffement climatique. La flèche rouge indique que des valeurs supérieures ne sont pas exclues, mais que la connaissance liée aux phénomènes n'est pas suffisante pour évaluer leur vraisemblance ou donner la meilleure estimation ou la limite supérieure de l'élévation ; d'après Church et al. (2009).

Le troisième rapport d'évaluation du GIEC (IPCC 2001 ; TAR) présentait les projections moyennes des modèles en 2100, comparées à 1990, pour tous les scénarios possibles concernant les gaz à effet de serre ; cela représentait de 30 à 50 cm (en grisé sombre sur la Figure III.1). La gamme complète des modèles pour tous les scénarios possibles donne environ 20 à 70 cm (grisé clair). Toutes les projections réunies, y compris

celles qui autorisent des estimations d'incertitude pour les apports des glaces de terre, donnent une élévation de 9 à 88 cm (lignes noires extérieures).

Le quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (IPCC 2007) mentionne, **pour la période qui va de 1980-1999 à 2090-2099, une élévation du niveau de la mer de 18 à 59 cm** (voir Tableau III.1 extrait du « Résumé à l'intention des décideurs »).

Scénarios	Fourchette basée sur le modèle hors variations rapides futures de l'écoulement de la glace des inlandsis
Scénario B1	0,18 – 0,38
Scénario A1T	0,20 – 0,45
Scénario B2	0,20 – 0,43
Scénario A1B	0,21 – 0,48
Scénario A2	0,23 – 0,51
Scénario A1FI	0,26 – 0,59

Tableau III.1 Projections de l'élévation du niveau moyen global de la mer à la fin du XXI^e siècle (en mètres pour 2090-2099 par rapport à 1980-1999). Les fourchettes de valeurs données pour chaque scénario d'émission correspondent à des intervalles de confiance à 90%. Ces estimations ne prennent pas en compte de possibles changements rapides de l'écoulement des nappes glaciaires. Source : IPCC, 4^e rapport, Groupe de travail I, chapitre 8.

Les facteurs qui ont été pris en compte dans ces projections sont pour l'essentiel les mêmes que ceux qui ont été pris en compte dans l'analyse de l'évolution récente observée (voir Tableau II.1). Il s'agit donc de l'expansion (ou dilatation) thermique, de la fonte des glaciers continentaux et celle des inlandsis du Groenland et de l'Antarctique. Des évaluations de ces différentes contributions sont représentées sur la Figure III.2 en fonction des différents scénarios d'émission du GIEC.

Cette élévation comprend donc une **contribution de l'augmentation de l'écoulement des inlandsis du Groenland et de l'Antarctique** effectivement observée sur la période 1993-2003. Le rapport souligne cependant que cette contribution, qui provient de changements dans la dynamique des glaces, **est incertaine et qu'on ne peut exclure une plus forte élévation**. Dans ce cas de figure, une estimation ad hoc faisant intervenir le réchauffement climatique permet d'ajouter une marge supplémentaire **de 10 à 20 cm** (la barre rouge sur la Figure III.1). Toutefois, comme on ne comprend pas suffisamment cette réponse dynamique, cet ajout ne figure pas dans le quatrième rapport d'évaluation, les modèles nécessaires à des estimations quantitatives n'étant pas disponibles. Le GIEC (IPCC 2007) a aussi déclaré clairement qu'une valeur plus forte n'était pas exclue. Depuis, **des travaux basés sur des modèles statistiques ont revu à la hausse ces estimations, mais leurs résultats font débat au sein de la communauté scientifique** (voir III.1.3).

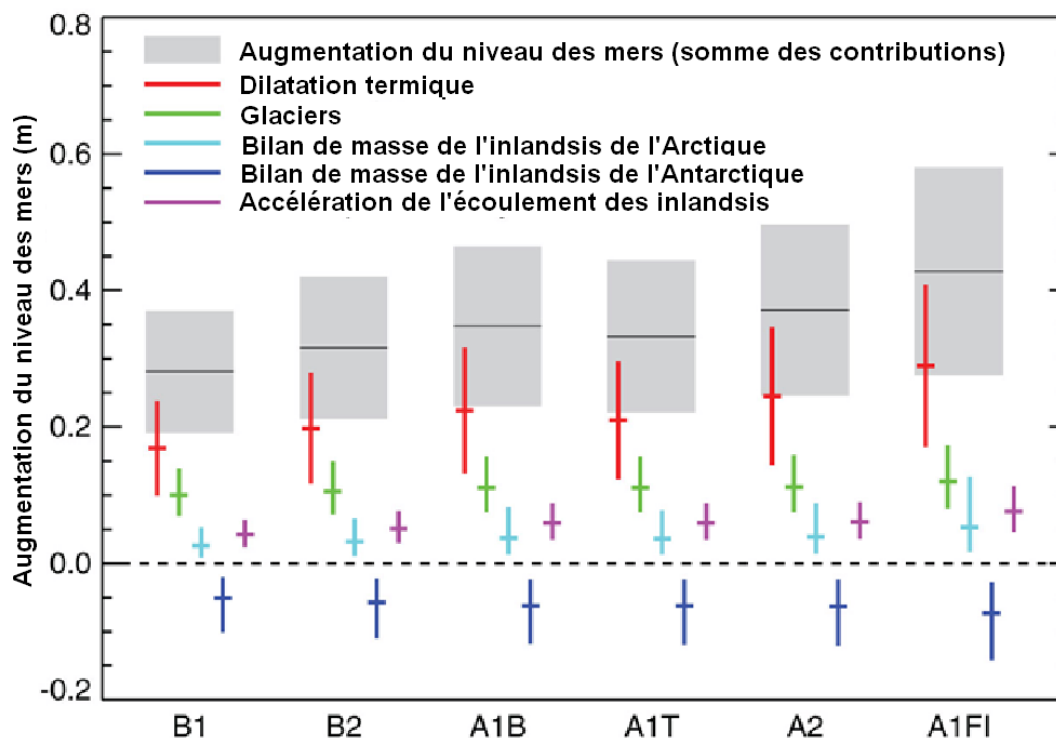


Figure III.2 Projections de l'élévation du niveau moyen global de la mer et différentes contributions à cette élévation (en mètres pour 2090-2099 par rapport à 1980-1999) selon six scénarios d'émission. Source : IPCC 2007, 4^e rapport, bases physiques, figure TS27.

Quand on les compare de cette façon, les projections des troisième et quatrième rapports d'évaluation pour le XXI^e siècle se ressemblent, particulièrement à l'extrémité supérieure de la gamme.

III.1.2. La montée ne sera pas répartie également

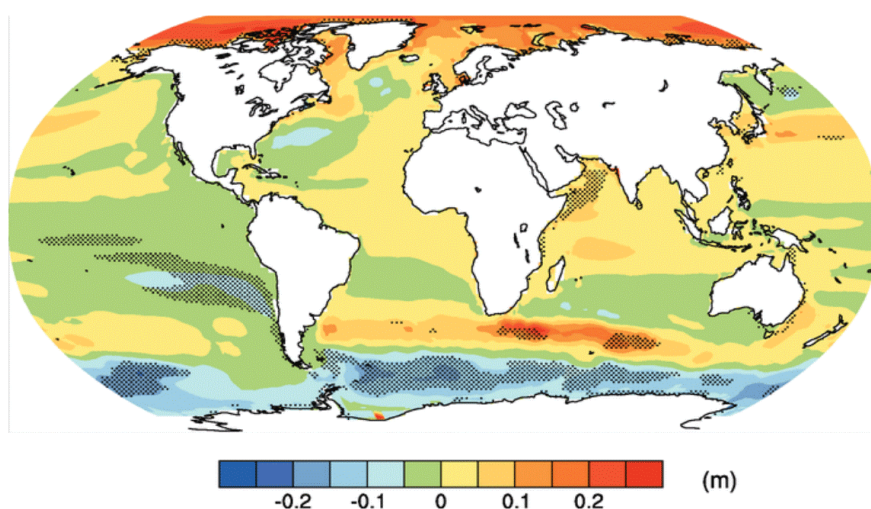


Figure III.3 Élévation du niveau de la mer relative à la moyenne globale pour la période 2080-2099 par rapport à 1980-1999. Les calculs prennent en compte les changements de température, salinité et courants simulés par 16 modèles du GIEC forcés avec le scénario A1B. Les zones en pointillées indiquent les régions pour lesquelles les modèles sont en bon accord.

Comme le montre la Figure III.3, **la montée du niveau de la mer présentera d'importantes disparités régionales**, dues à l'évolution locale de plusieurs variables : de la température de l'océan, de la salinité et des courants marins. Ces disparités seront aussi accentuées par les changements de l'apport d'eaux continentales ou encore de la déformation des plateaux continentaux qui ne sont pas pris en compte dans ces projections. La Figure III.3 met aussi en évidence **la faible convergence des résultats issus des projections des différents modèles traduisant une forte incertitude sur l'amplitude de l'augmentation du niveau de la mer dans une région donnée.**

III.1.3. Le niveau de la mer suit actuellement la partie haute des projections

De récentes observations d'altimètres satellitaires, de 1993 à 2006 (Figure III.4), et des mesures côtières de 1990 à 2001 (Rahmstorf et al. 2007) montrent que le niveau de la mer suit de près la limite supérieure des projections de 2001 du troisième rapport d'évaluation. Comme montré ci-dessus, c'est aussi équivalent à celle de 2007 de l'AR4, après inclusion des incertitudes liées à la fonte accélérée des inlandsis. Des mesures altimétriques récentes indiquent que la mer continue de monter, depuis 1993, à un rythme proche de cette limite supérieure. Cela ne veut pas dire qu'elle continuera ainsi : l'élévation peut diverger au-dessus ou en dessous de ces valeurs, en fonction du changement climatique naturel ou anthropique.

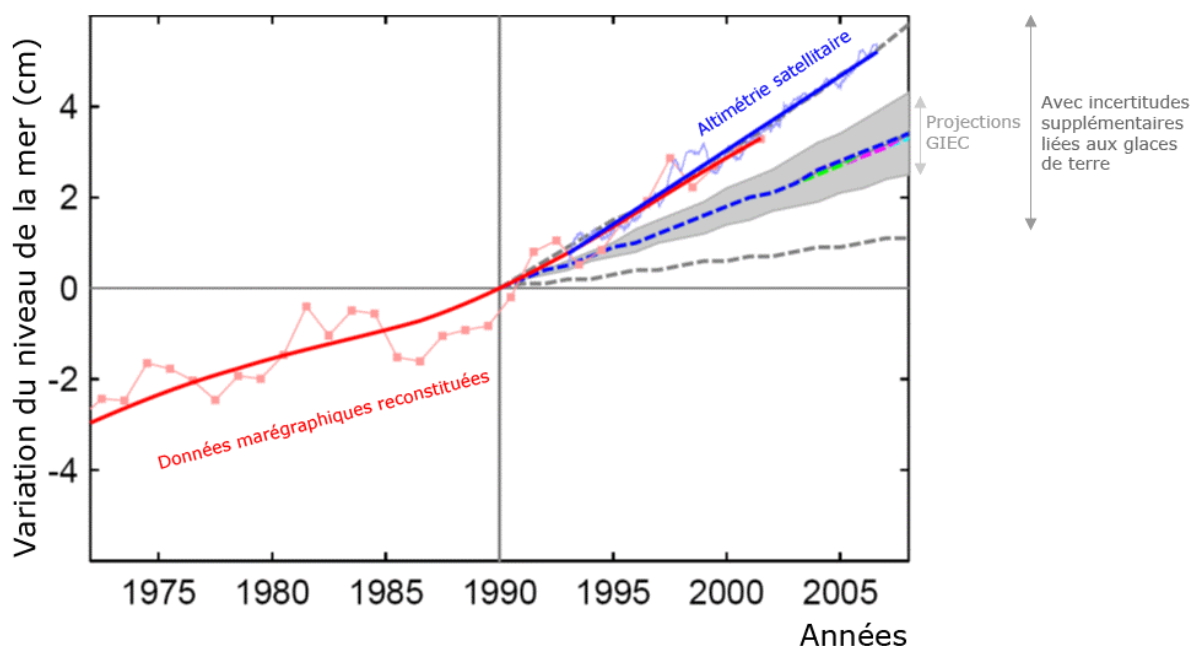


Figure III.4 *Élévation du niveau de la mer observée par des marégraphes et des altimètres satellitaires, comparée aux projections du troisième rapport d'évaluation. Les données viennent principalement de marégraphes (annuelles, en rouge) et d'altimètres satellitaires (trimestrielles, en bleu, jusqu'à la mi-2006). D'après une figure de Rahmstorf et al. 2007 et http://www.pik-potsdam.de/~stefan/material/observations_vs_projections.ppt.*

Reconnaissant que la mer s'élève actuellement à un rythme proche de la limite supérieure des projections du GIEC, quelques auteurs ont mis au point des modèles statistiques relativement simples de l'élévation, fondés sur la relation entre les données historiques mondiales observées du niveau de la mer et les températures de l'atmosphère à la surface du globe. Ces modèles semi-empiriques donnent en général des projections supérieures à celles du quatrième rapport d'évaluation du GIEC. L'une d'entre elles (Grinsted et al. 2010) conduit notamment à une augmentation du niveau moyen de la mer

entre la fin du XX^e siècle et la fin du XXI^e siècle, comprise entre 72 cm à 1 m 60 en prenant en compte l'ensemble des scénarios d'émission considérés par le GIEC (B1 et A1FI compris). Ces modèles permettent de contourner notre limitation dans la compréhension des contributions possibles des inlandsis en appliquant pour le futur une relation établie sur les données du passé. Cette approche fait cependant l'objet de débat au sein de la communauté scientifique comme en témoigne le dernier atelier du GIEC sur l'augmentation du niveau de la mer et les instabilités des inlandsis⁹. Dans ses conclusions il est mentionné que les méthodes semi-empiriques utilisées pour ces projections manquent de base physique. De plus elles sont très sensibles aux conditions initiales et à la période utilisée pour les observations. Elles doivent donc être appliquées avec beaucoup de précautions.

III.1.4. La mer va continuer de monter pendant des siècles

En dehors des calottes polaires, les glaciers représentent une faible quantité de glace (moins de 40 cm d'équivalent élévation du niveau de la mer, si tous devaient fondre), ce qui limite leur contribution à l'élévation. Toutefois, **la dilatation thermique de l'océan se poursuivra pendant des siècles**, même après que la concentration dans l'atmosphère des gaz à effet de serre aura été stabilisée, à cause de la lenteur du transfert de chaleur de la surface aux profondeurs de l'océan.

L'élévation finale atteinte, après plusieurs siècles ou millénaires selon la date de la stabilisation, dépendra de cette concentration stabilisée et de la température de l'atmosphère. Les simulations des modèles climatiques suggèrent une **augmentation du niveau moyen de la mer de 0,2 à 0,6 m par degré Celsius de réchauffement global par rapport au climat actuel** du seul fait de l'expansion thermique.

À plus long terme, l'inquiétude majeure réside dans les inlandsis antarctique et groenlandais. Les simulations des modèles indiquent **qu'au-delà d'un certain seuil de réchauffement**, la fonte en surface n'y sera pas compensée par l'accumulation de neige. Ainsi, si la température de stabilisation dépasse ce seuil pendant des millénaires, **l'inlandsis du Groenland** (dont la fonte totale représenterait 7 m d'augmentation du niveau de la mer) **pourrait fondre en presque totalité**. Selon l'étude de Grégory et Huybrechts (2006), le seuil devrait être atteint lorsque la température moyenne de la planète aura augmenté de **3,1 ± 0,8 °C** (un écart type) par rapport aux temps préindustriels. Sans diminution des émissions de gaz à effet de serre, il sera vraisemblablement franchi au cours du XXI^e siècle. **Si le réchauffement se maintenait durablement à ce niveau, la planète connaîtrait alors une élévation du niveau de la mer de plusieurs mètres au cours des siècles et millénaires à venir.**

III.2. A l'échelle des côtes françaises

III.2.1. Les processus à prendre en compte dans les projections

Le niveau de la mer local est influencé par tout déplacement vertical de la surface de l'océan mais aussi du fond marin. Ces déplacements peuvent être dus :

- A des changements de volume de l'océan résultant des effets de la température et de la salinité sur la densité de l'eau ;

⁹ " IPCC Workshop on Sea Level Rise and Ice Sheet Instabilities", Kuala Lumpur (Malaisie), 21-24 June 2010: http://www.ipcc.ch/pdf/supporting-material/SLW_WorkshopReport_kuala_lumpur.pdf

- A des changements de masse liés aux échanges océan-glace-atmosphère-continent, à la redistribution de la masse dans l'océan par la dynamique dans l'atmosphère (vents à la surface et changement de pression atmosphérique générant des courants océaniques) ou par la dynamique océanique (circulation induite par les changements de densité, instabilités), ou encore à des changements de la gravité locale (eux-même induits par des changements de masse).
- A des changements du niveau du fond de l'océan liés à la déformation isostatique de la terre solide en réponse aux redistributions de masse d'eau (en particulier l'ajustement isostatique post-glaciaire) et aux effets de gravitation associés, à la tectonique, au dépôt de sédiments, à l'érosion, à la compaction des sédiments ou au changement de la rotation terrestre.

De plus, une évaluation plus précise de l'évolution de la morphologie du littoral, il faudrait prendre en compte l'ensemble des facteurs d'évolution d'origine naturelle ou anthropique susceptible d'affecter cette morphologie (voir partie IV.1).

Or les quelques projections qui ont été réalisées à l'échelle de régions côtières ne résultent en fait que d'une extension de résultats qui ne sont établis que pour des régions éloignées des côtes. De plus, ces projections d'échelle se limitent à une évaluation des changements de volume de l'océan et, lorsqu'elles prennent en compte les changements de masse notamment dus à la fonte des glaciers, des calottes et des Inlandsis, il ne s'agit dans la plupart des cas que d'une extrapolation de résultats établis en moyenne globale.

III.2.2. Le cas de la mer Méditerranée

A titre d'illustration, nous allons préciser ici quelques résultats obtenus récemment pour les côtes méditerranéennes qui ont fait l'objet d'une attention plus particulière.

Une étude de Marcos et Tsimplis (2008-b) réalisée à partir d'une douzaine de modèles climatiques couplés globaux a permis une estimation des changements de niveau moyen de la mer au cours du XXI^e siècle en liaison avec des changements de température et de salinité et pour deux scénarios du GIEC (Tableau III.2).

Scénarios	Changements de volume liés au changement de température	Changements de volume liés au changement de salinité	Changements de volume liés au changement de température et salinité
Scénario A1B	+0,19 – +0,52	-0,49 – -0,22	-0,22 – +0,18
Scénario A2	+0,24 – +0,61	-0,55 – -0,23	-0,17 – +0,31

Tableau III.2 Projections de l'élévation du niveau moyen de la mer Méditerranée au XXI^e siècle (en m). Les fourchettes de valeurs données pour chaque scénario d'émission correspondent à des intervalles de confiance à 90%. Ces estimations ne prennent pas en compte des changements de masse notamment liés à la fonte des glaciers et des inlandsis. Source : Marcos et Tsimplis (2008-b).

Ces estimations ne prennent en compte que les variations de volume de l'océan qui augmente lorsque la température augmente et diminue lorsque la salinité augmente. Comme on peut le noter, l'effet combiné des changements de température et de salinité sur le volume peut avoir un effet d'accroissement ou de diminution du niveau moyen de la

mer suivant les différents modèles et les différents scénarios. Il convient d'y ajouter une contribution liée à la fonte des glaciers et des inlandsis que Marcos et Tsimplis, reprenant du dernier rapport du GIEC (IPCC 2007) estime comprise entre +0,04 et +0,2 m mais en soulignant la forte incertitude qui est attachée à ce terme. Il s'agit en effet d'une estimation globale qui ne prend notamment pas en compte la spécificité des échanges d'eau au détroit de Gibraltar. Cette étude souligne aussi les disparités entre les changements du niveau de la mer dans les différentes parties du bassin même si une majorité de modèles simule une augmentation plus importante dans la moitié occidentale que dans la moitié orientale.

D'autres estimations du terme de changement du niveau de la mer Méditerranée à partir de modèles climatiques régionaux couplés, mais ne prenant pas en compte que l'effet des changements de volume de l'océan, ont aussi été produites récemment. L'une d'entre elles portant sur le scénario A2 (Tsimplis et al. 2008-a) conclut à une augmentation du niveau moyen de 13 cm au cours de ce siècle avec aussi des valeurs plus importantes sur la partie occidentale du bassin. Cette valeur se situe donc dans la fourchette de valeurs correspondantes du tableau III.2. D'autres résultats issus du projet européen CIRCE en voie de publication vont dans le même sens.

III.2.3. En conclusion sur les projections à l'échelle des côtes françaises

La distribution régionale du changement du niveau de la mer est difficile à estimer car elle dépend de l'évolution locale de plusieurs paramètres : de la température de l'océan, de la salinité, des courants marins, de la pression de surface, de l'apport d'eaux continentales ou encore de la déformation des plateaux continentaux. Dans son dernier rapport, le GIEC présente les disparités régionales d'élévation du niveau de la mer à l'horizon 2090, telle que prévue par la moyenne d'ensemble des modèles climatiques globaux, en tenant compte des changements de température, de salinité et de circulation océanique, dans le cas du scénario A1B (Figure III.3). Le niveau de confiance des résultats est cependant faible en raison de la **forte dispersion des modèles qui traduit l'importante incertitude des résultats pour une région donnée.**

Les estimations réalisées à partir de modèles climatiques régionaux a priori plus précises sont peu nombreuses et elles ne prennent pas en compte la redistribution des apports de masse liées à la fonte des glaciers et des Inlandsis, ni l'ensemble des processus susceptibles d'affecter la morphologie des régions côtières.

A titre d'exemple, des travaux préliminaires concernant la mer Méditerranée sont parus récemment et ont permis de produire les premières fourchettes de variation du niveau de la mer liés aux changements de volume en liaison avec les changements de température et de salinité. Pour ces projections, le signe du changement ne peut pas être déterminé à l'horizon de ce siècle en raison de l'augmentation attendue de la salinité qui apporte une contribution négative au changement de niveau de la mer. Cependant la contribution potentielle à l'augmentation du niveau de la mer liée à la fonte des glaces devrait plus que compenser cette éventuelle diminution.

Une étude de l'évolution du niveau de la mer au niveau des côtes françaises (métropole et DOM-COM) prenant en compte l'ensemble des processus, y compris ceux qui influencent la morphologie des côtes, reste à réaliser.

IV. Impacts liés au changement du niveau de la mer

IV.1. Impacts sur l'érosion côtière

A mesure que les zones côtières sont de plus en plus attractives et aménagées, leur vulnérabilité aux risques côtiers s'aggrave considérablement. Quelques chiffres, issus pour la plupart de l'étude Eurosion (2004), permettent de prendre la mesure des changements qui affectent actuellement ces zones fragiles : un quart de la population mondiale vivrait aujourd'hui à moins de 100 km d'une côte et en dessous de 100 m d'altitude ; en Europe, entre 1986 et 2003, des aménagements ont été construits sur environ 950 km de côtes auparavant non bâties ; en 50 ans en Europe, la population établie dans les municipalités côtières a plus que doublé pour atteindre 70 millions d'habitants en 2001, et cette tendance perdure. La stratégie souvent adoptée de maintien du trait de côte dans son état actuel représente un coût croissant : en Europe entre 1986 et 2001, les dépenses publiques consacrées à la défense contre la submersion et l'érosion ont progressé de 30% pour atteindre 3,2 milliards d'Euros en 2001 (Euroision 2004). Dans ce contexte d'aggravation de la vulnérabilité des zones côtières aux risques littoraux, l'élévation du niveau marin représente une pression additionnelle qui viendra, au cours du XXI^e siècle, s'ajouter à une situation déjà préoccupante.

L'érosion du trait de côte est l'un des aléas qui s'exerce sur les zones littorales. Elle induit trois types de risques : (1) la perte de terrain, (2) la fragilisation par érosion de défenses côtières naturelles (ex. dunes) ou artificielles (ex. digues en terre) pouvant parfois entraîner une rupture, (3) la sape d'ouvrages de protection par affouillement. Ces risques seront potentiellement aggravés par l'élévation du niveau marin.

IV.1.1. La situation actuelle : une érosion préoccupante due à de nombreux facteurs

Le littoral est un système dynamique dont la morphologie évolue à différentes échelles temporelles et spatiales (Nicholls 2007 ; voir Tableau IV.1). Ainsi, le trait de côte ne doit pas être considéré comme statique : au contraire, il a beaucoup évolué au cours des temps historiques, en réponse à un grand nombre de facteurs :

- Le climat et les processus hydrométéorologiques marins : variations du niveau marin aux différentes échelles de temps, mais aussi caractéristiques des vents, des vagues, des courants, des tempêtes et des cyclones.
- Les processus de géodynamique externe : transport de sédiments grossiers et de vases par les fleuves et les rivières, en particulier lors d'événements extrêmes.
- Les processus de géodynamique interne : les mouvements verticaux liés à la tectonique, l'isostasie, au volcanisme peuvent compenser ou amplifier les changements de niveau marin.
- Les processus biologiques : production de sédiments bioclastiques, captation des

vases par la végétation des marais côtiers, des sédiments transportés par les processus éoliens par la végétation dunaire.

- Les processus anthropogéniques directs (défenses côtières, rechargement de plages) et indirects (usage des sols à l'échelle des bassins versants, extractions de sédiments fluviaux et marins, travaux hydrauliques, urbanisation du littoral, subsidences liées à l'exploitation d'hydrocarbures ou d'aquifères côtiers).

L'élévation du niveau marin n'est donc que l'un des facteurs expliquant l'érosion ou l'accrétion du trait de côte. Ce facteur est tout particulièrement important dans les zones deltaïques, les plages de sable ou de galets, les marais côtiers mais affectent aussi certaines falaises meubles ou composées de roches tendres telles que la craie. Les activités humaines mais aussi l'hypothèse d'une pénurie de sédiments sur le littoral¹⁰ sont généralement évoquées pour expliquer l'ampleur que prend actuellement l'érosion côtière en France et à l'échelle mondiale.

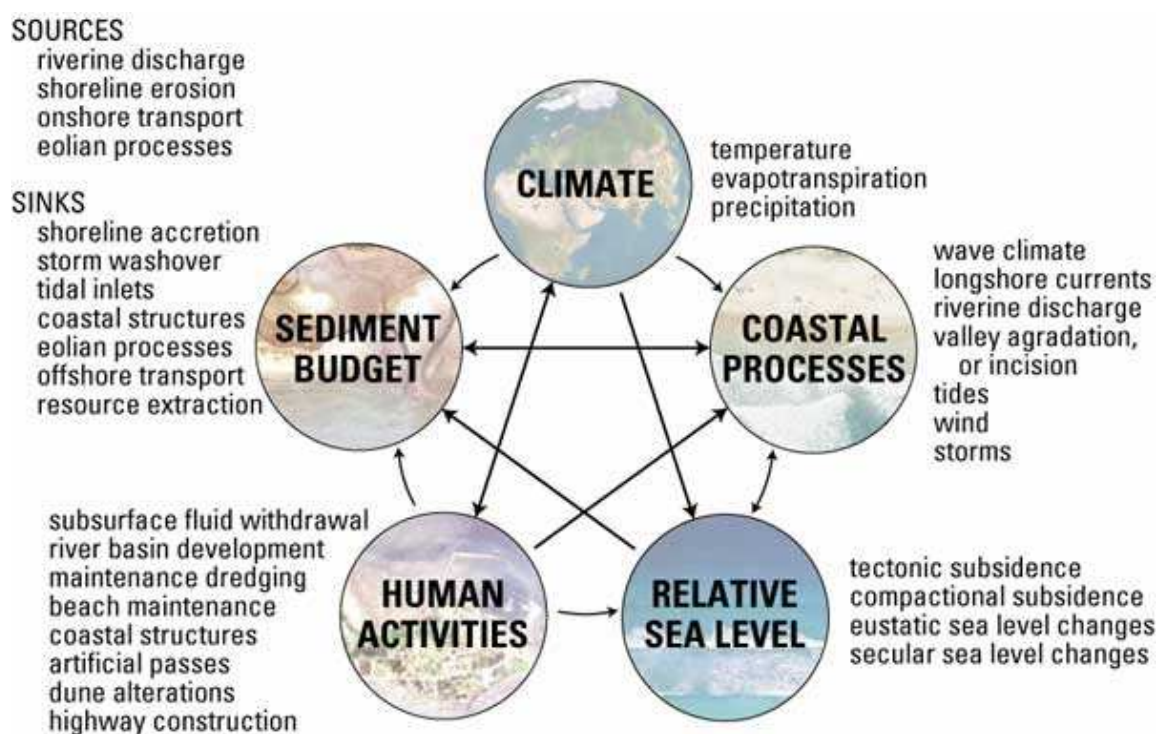


Figure IV.1 Synthèse des forçages et facteurs interagissant pour contrôler les changements morphologiques de la zone littorale. Source : Morton (2003).

¹⁰ En effet, la dernière déglaciation (entre -21000 et -6000 ans) a créé des conditions favorables au transport solide de sables par les fleuves, alors en régime torrentiel, causant des apports de sédiments importants sur le plateau continental et sur le littoral. Les sédiments alors transportés ont pu être mobilisés dans les mécanismes de transport sédimentaires marins lors de la rapide remontée du niveau de la mer consécutive à la fonte des glaciers. Certains s'accumulent ainsi pour former des systèmes sableux. Depuis 1500 à 2000 ans le niveau marin a peu évolué, entraînant un apport de sédiments nettement plus faible.

Echelles spatiales et temporelles	Causes et facteurs naturels	Causes et facteurs anthropiques
Très long terme : Echelle temporelle : de plusieurs centaines à des milliers d'années Echelle spatiale ~100km	- disponibilité de sédiments - variations du niveau marin - changements climatiques - paléomorphologie (géomorphologie héritée)	- changements climatiques anthropiques - anthropisation des rivières et des bassins versants - ouvrages de protection - gestion des zones côtières
Long terme : Echelle temporelle : de quelques dizaines d'années à environ un siècle Echelle spatiale ~10-100km	- élévation du niveau marin tel que mesuré à la côte (prenant en compte d'éventuelles subsidences) - variations de climat régional - le transport sédimentaire « naturel »	- anthropisation des rivières et des bassins versants - ouvrages de protection - gestion des zones côtières - prélèvement des ressources naturelles (la subsidence)
Moyen terme : Echelle temporelle : de quelques années à plusieurs décennies Echelle spatiale ~1-5km	- variations du climat des vagues - cycles des barres sableuses - évènements extrêmes	- ouvrages dans la zone de surf - rechargements de plages
Court terme : Echelle temporelle : des heures à des années Echelle spatiale ~10m-1km	- houles, marées et surcotes - variations climatiques saisonnières	- ouvrages dans la zone de surf - rechargements de plages

Tableau IV.1 Causes et facteurs des changements morphologiques côtiers à différentes échelles spatiales et temporelles. Source : Stive et al. (2002).

IV.1.2. Observations

Dès lors que l'on s'intéresse à l'évolution pluri-décennale de la zone côtière et aux impacts potentiels du changement climatique, il est pertinent de mener des mesures pérennes, récurrentes et homogènes pour le suivi du trait de côte et de la géomorphologie littorale comme cela est le cas par exemple sur la côte Aquitaine depuis la fin des années 90 (Observatoire de la Côte Aquitaine). Cependant, peu de sites sont finalement suivis de la sorte : au contraire, l'hétérogénéité et la dispersion des mesures est la situation qui prévaut actuellement d'une manière générale. Une difficulté supplémentaire est liée au fait que l'on cherche à observer l'érosion – ou l'accrétion – sur des périodes suffisamment longues afin de s'affranchir des variations saisonnières et des reculs qui seraient la manifestation d'un événement extrême ou d'un aménagement installé récemment. En pratique, il serait

nécessaire de mener des observations de manière récurrente et sur des échelles de temps pluri-décennales. Le déficit de telles données est l'une des explications à la relative faiblesse des moyens disponibles pour prédire l'évolution du trait de côte à des échelles spatiales régionales et à des échelles de temps pluri-décennales. Ce sont à ces échelles spatiales et temporelles qu'il devient pertinent de prendre en compte le changement climatique.

La dernière étude visant à faire une synthèse de la situation vis-à-vis de l'érosion côtière à l'échelle de la France et de l'Europe a été menée en 2004 (Eurosion 2004). Elle a montré que 20% des côtes sont en érosion pour toute l'Union Européenne, représentant au total 15 km² de territoires littoraux perdus chaque année (Tableau IV.2). La tendance est généralement à l'érosion pour les plages. En revanche, pour ce qui concerne les marais côtiers, la tendance est inverse : ceci s'explique par la sédimentation verticale et latérale très rapide dont ils sont le siège et par le rôle joué par la végétation dans la captation de sédiments fins, relativement abondants, au contraire des sédiments plus grossiers (sable).

Tendances	Types géomorphologiques					
	Côtes rocheuses		Plages		Rivages limono-vaseux	
	%	km	%	km	%	km
Engraissement	NS	34	10,4	232	48,6	119
Stabilité	64,4	1216	45,8	1022	35,1	86
Erosion	23	436	41,4	924	11,8	29
Pas de données	10,6	200	2,3	52	4,5	11
Total	100	1886	100	2230	100	245

Tableau IV.2 : Tendances d'évolutions observées pour chacune des grandes classes morpho-sédimentologiques du littoral de France métropolitaine et de Corse (Données Eurosion, 2004).

IV.1.3. Les impacts potentiels du changement climatique

Avec le changement climatique, il est généralement admis par la communauté scientifique en géomorphologie côtière que la crise érosive subie actuellement par les littoraux, et notamment par les plages, s'aggrave. L'aspect du changement climatique qui cause le plus d'inquiétude à ce sujet est la hausse future du niveau marin. Pourtant, l'impact de l'élévation du niveau marin sur l'érosion des côtes demeure difficile à quantifier : des lois semi-empiriques telles que la loi de Bruun (1962) utilisent des paramètres géométriques d'un profil de plage pour prédire son retrait en cas d'élévation du niveau marin. Cette approche suppose que le système s'adapte en se translatant vers la terre. Bien que largement utilisée, des études ont mis en évidence que cette loi ne peut s'appliquer dans la plupart des cas réels.

En l'état actuel des connaissances, la grande variabilité des résultats produits par les modélisations semi-empiriques limitent nos possibilités de prédire de manière déterministe l'évolution des littoraux. Les modélisations mathématiques au sens large ne sont pas en mesure à l'heure actuelle de prendre en compte l'ensemble des processus morphodynamiques interagissant dans la zone côtière à ces échelles de temps. Aussi, elles ne peuvent répondre actuellement à la question de l'impact de l'élévation du niveau marin sur le trait de côte. Des approches basées sur l'étude des facteurs physiques, sociaux et économiques de vulnérabilité donnent cependant des résultats prometteurs. Un exemple de mise en œuvre par l'USGS (service géologique américain) d'une telle méthode est donné en Figure IV.2. Des niveaux d'incertitude élevés demeurent néanmoins dans ces approches : ils sont liés au choix des composantes de l'indicateur et d'une méthode d'agrégation.

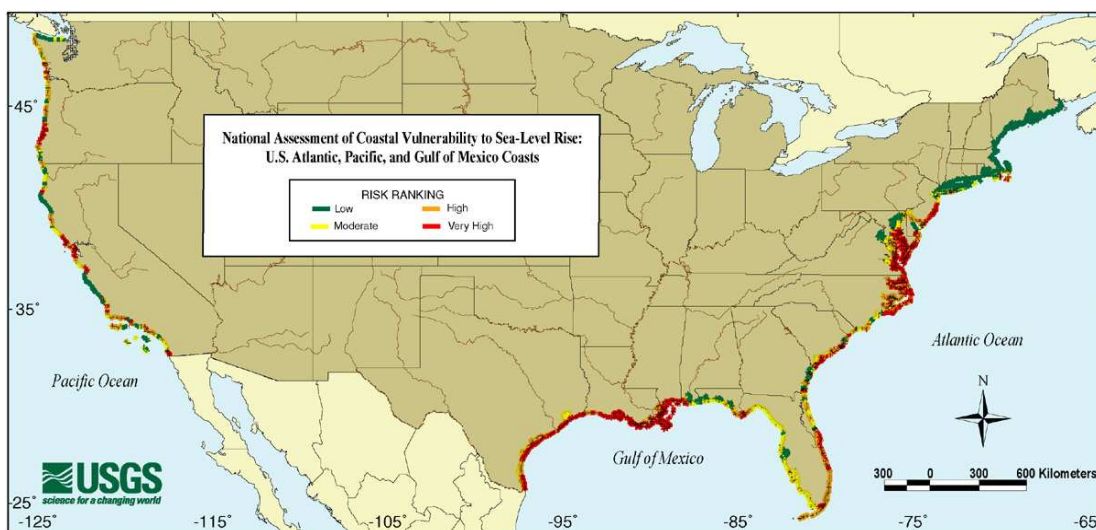


Figure IV.2 Carte représentant un indicateur de vulnérabilité physique (le Coastal Vulnerability Index, Gornitz et al., 1994) sur les côtes américaines, face à l'élévation du niveau de la mer. Source : United States Geological Survey.

IV.1.4. En conclusion sur l'érosion côtière

L'érosion ou l'accrétion des littoraux est un phénomène naturel qui peut être aggravé par les activités humaines, mais aussi par la remontée du niveau marin. Il est largement admis que l'élévation future du niveau marin se traduira, en général, par une érosion accrue des côtes (ex : Nicholls, 2007). Cependant, dans le cas d'une élévation du niveau marin de quelques centimètres (telle que celle observée au XX^e siècle), le lien de causalité entre érosion côtière et élévation du niveau marin reste à étudier. Zhang et al. (2004) et Gutierrez et al. (2011) ont montré que les côtes de l'Est des Etats-Unis s'érodent davantage lorsque les élévations du niveau marin sont les plus fortes. Cependant, ces deux publications (ou peut-être ce site d'étude) font figure d'exception : la communauté des géomorphologues côtiers considère généralement que ce sont plutôt les conditions locales (disponibilité en sédiments, hydrodynamique, anthropisation) qui contrôlent aujourd'hui la mobilité du trait de côte.

Finalement, les effets actuels de la remontée du niveau marin peuvent être étudiés par différentes approches (modélisations semi-empiriques, ou évaluation de la vulnérabilité physique). Celles-ci montrent une grande variabilité dans leurs résultats. Les incertitudes associées aux impacts potentiels de l'élévation du niveau marin sont donc importantes et les approches permettant une quantification de l'impact futur du niveau marin sur l'érosion restent à améliorer et valider.

IV.2. Impacts sur la submersion marine

L'élévation du niveau marin pourra induire ou aggraver deux types de submersions : des submersions permanentes de zones basses (notamment de marais côtiers) et des submersions de tempêtes marines temporaires. Ces dernières sont « des inondations épisodiques de la zone côtière par la mer dans des conditions météorologiques (forte dépression et vent de mer) et marégraphiques sévères » (Garry et al. 1997).

Des deux phénomènes, les submersions temporaires intervenant lors de tempêtes se distinguent par la mise en danger des personnes exposées : outre les tempêtes Xynthia (2010, voir Figure IV.3) et Lothar (1999), un certain nombre d'événements ont marqué les mémoires : en Mer du Nord, les submersions marines consécutives à la tempête du 1 février 1953 (environ 2000 morts) ont par exemple motivé le plan Delta qui a permis aux Pays-Bas d'améliorer le système de défenses côtières aux aléas actuels de submersion.

Dans les Antilles et à la Réunion, les épisodes de houle cyclonique sont à l'origine de submersions, de dégâts aux infrastructures par le choc mécanique des vagues, la mise en mouvement de débris et d'affouillement. En Guadeloupe, le cyclone de 1928, qui a été caractérisé par une submersion du « Petit Cul-de-sac marin », a causé 1200 morts. A la Réunion, outre les épisodes de houle cyclonique tels que Gamède (2007), la houle australe peut aussi avoir des effets destructeurs (événement de mai 2007 notamment).



Figure IV.3: Les observations menées suite à des submersions marines peuvent viser à cartographier les zones inondées (à gauche à Moutiers en Retz, Vendée) ou à caractériser les types de dommages subis (à droite : affouillements lié aux vagues à la Tranche sur Mer, Vendée). Source : Pedreros et al. 2011.

Le guide méthodologique Plan de Prévention des Risques Littoraux (MATE/METL 1997) distingue les submersions marines qui peuvent être dues :

- « au débordement », lorsque le niveau de la mer est supérieur au niveau des ouvrages de défense ou d'une dune ;
- à « des franchissements par paquets de mer » liés au déferlement des vagues ;
- « à la rupture ou à la destruction d'un cordon dunaire à la suite d'une érosion intensive, » ou « la rupture de digues ou d'ouvrages de protection », lorsque le niveau

topographique en arrière est inférieur au niveau de la mer.

Toute chose égale par ailleurs, l'élévation du niveau marin aura pour conséquence une aggravation de ces phénomènes.

IV.2.1. Les phénomènes en jeu

Les submersions marines épisodiques sont liées à des élévations du niveau marin lors de tempête ou de cyclone, ces élévations résultants éventuellement de la combinaison des phénomènes de marée et de surcotes. La surcote intègre non seulement la surcote atmosphérique induite par les champs de vent et pression, mais aussi les contributions dues aux vagues, et ce à plusieurs niveaux. Tout d'abord, à l'approche de la côte, les vagues déferlent du fait des conditions de géomorphologie et de bathymétrie côtière, ainsi que des caractéristiques des vagues, hauteur et période, engendrant une surélévation du niveau d'eau à la côte (« wave set-up »). En outre, l'action des vagues à la surface de l'eau et sur le fond influence l'écoulement et la surcote atmosphérique. Pour fixer les ordres de grandeurs, en Métropole, la marée (marnage) varie de quelques centimètres (Méditerranée) à plus de 12 m (Mont Saint-Michel), tandis que les surcotes décennales observées en Manche-Atlantique varient de quelques dizaines de centimètres (Socoa) à plus de 1 m (Dunkerque), et que les quelques observations de « wave set-up » disponibles indiquent des valeurs de plusieurs dizaines de centimètres pour les plages métropolitaines exposées. A titre d'exemple, la tempête Xynthia (27-28 février 2010) est à l'origine de surcotes de pleine mer atteignant localement des niveaux exceptionnels de 1,5 m qui, combinés à des niveaux de marée de 8m, ont produit des niveaux de mer extrêmes de période de retour plus que centennale sur le site de La Rochelle.

Outre ces facteurs d'élévation du niveau moyen, il convient de tenir compte de l'élévation instantanée du niveau marin : le jet de rive (« swash »), c'est-à-dire le flux et le reflux des vagues sur la plage, pouvant être à l'origine de franchissements. Le niveau d'eau maximal atteint par la mer au-dessus de son niveau moyen est ainsi déterminé en cumulant le niveau de marée prédit, la surcote atmosphérique, le « set-up » et le « swash » (Figure IV.4). Il convient toutefois de garder à l'esprit que ces phénomènes ne sont pas indépendants et peuvent interagir entre eux. Par exemple, pour certains sites, la marée influence la surcote.

Les dommages induits par les submersions liées à une tempête sont donc dus à la conjonction de plusieurs phénomènes, certains pouvant interagir entre eux. Pris individuellement, chacun des paramètres (hauteur des vagues, surcote, marée) peut-être caractérisé par une probabilité d'occurrence. Pour autant, le caractère extrême d'une valeur donnée n'est pas systématiquement associé à une forte submersion ou à de forts dommages (exemple : forte surcote par faible coefficient de marée). Pour analyser les submersions, il convient donc de prendre en compte tous les phénomènes précités, ainsi que leurs interactions.

IV.2.2. Les impact potentiel du changement climatique

Le rapport de 2007 du GIEC (Nicholls et al. 2007) indique que l'élévation du niveau moyen de la mer, engendrera une submersion permanente de zones basses et que les niveaux marins extrêmes actuels seront atteints plus fréquemment qu'aujourd'hui. Ce rapport indique que l'élévation du niveau de la mer au cours des 100 prochaines années se traduira

d'une manière générale par un accroissement de la fréquence des niveaux d'eau extrêmes, mais que les effets locaux sont incertains et dépendent de la géomorphologie littorale, de l'usage des sols et de la stratégie de défense côtière.

Outre l'élévation du niveau marin, d'autres conséquences du changement climatique sur les pressions atmosphériques et les vents pourraient affecter les hauteurs, périodes, directions des vagues et les surcotes extrêmes, et donc les submersions marines. Cependant, en l'état des connaissances actuelles, il semblerait que ces conséquences soient d'un ordre de grandeur inférieur aux conséquences de l'élévation du niveau marin. Ainsi, sous réserve d'une modification modérée de la bathymétrie côtière, l'élévation du niveau marin d'origine climatique sera le facteur d'aggravation principal des aléas de submersion marine permanente et épisodique au XXI^e siècle. L'approximation de la Figure IV.4 dans laquelle l'élévation du niveau marin s'ajouterait simplement aux autres phénomènes physiques contrôlant le niveau d'eau serait donc acceptable¹¹.

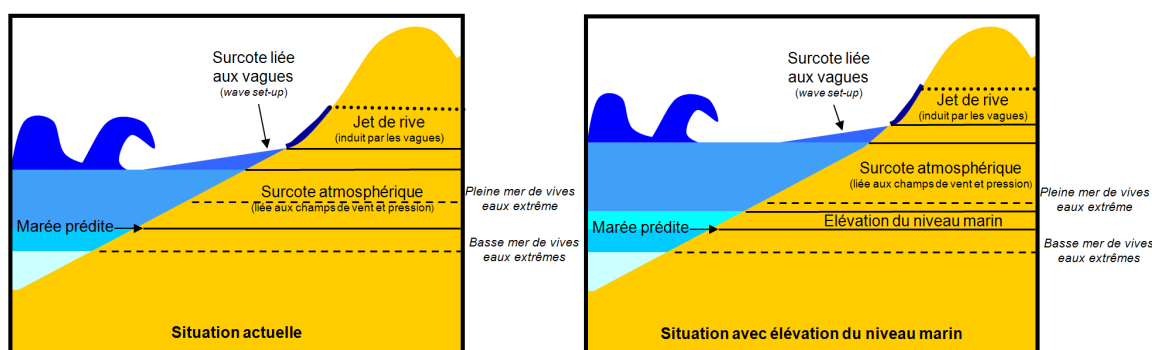


Figure IV.4 : Principaux phénomènes physiques contrôlant le niveau d'eau ; ce schéma n'est pas à l'échelle (Yates-Michelin et al. 2011)

La remontée du niveau marin aura potentiellement des impacts sur chacun des trois modes de submersion :

- « débordement » : l'élévation du niveau moyen de la mer, et de plus fortes surcotes, pourront faciliter la submersion par débordement ;
- « franchissements par paquets de mer » : sous l'hypothèse que la morphologie actuelle change peu, l'augmentation de la profondeur d'eau en proche côtier facilitera la propagation des vagues d'amplitude plus importante à la côte, augmentant ainsi le risque de franchissements des défenses naturelles ou anthropiques ;
- « rupture » : les plus fortes vagues arrivant à la côte pourront également générer des phénomènes d'érosion et de déstabilisation des ouvrages de défense, aboutissant à des ruptures.

Ceci-étant, les phénomènes de submersion ne peuvent pas complètement être dissociés des phénomènes d'érosion ou d'accrétion. Ainsi, une côte pour laquelle un stock sédimentaire suffisant serait disponible pourrait s'adapter à une élévation du niveau marin à travers une translation du système vers l'intérieur des terres.

¹¹ Il s'agit cependant d'une approximation car ces différents phénomènes interagissent entre eux.

Les outils de modélisation hydrodynamiques permettent aujourd'hui de quantifier de manière satisfaisante l'ensemble des processus marins et de calculer le niveau d'eau à la côte, sous l'hypothèse d'une élévation du niveau marin donnée et d'une tempête type. En France, cet exercice a par exemple été mené en Languedoc-Roussillon, mettant en évidence la maturité des outils de modélisation hydrodynamiques. Les limites sont liées principalement à des données topographiques insuffisamment précises à l'échelle régionale (Figure IV.5), et dans la zone où un levé LIDAR était disponible, à l'hypothèse selon laquelle la bathymétrie demeurerait inchangée quelle que soit la date à laquelle la tempête de référence est modélisée. Il faut également noter l'importance de l'influence des étangs dont l'hydrodynamique reste complexe à modéliser.

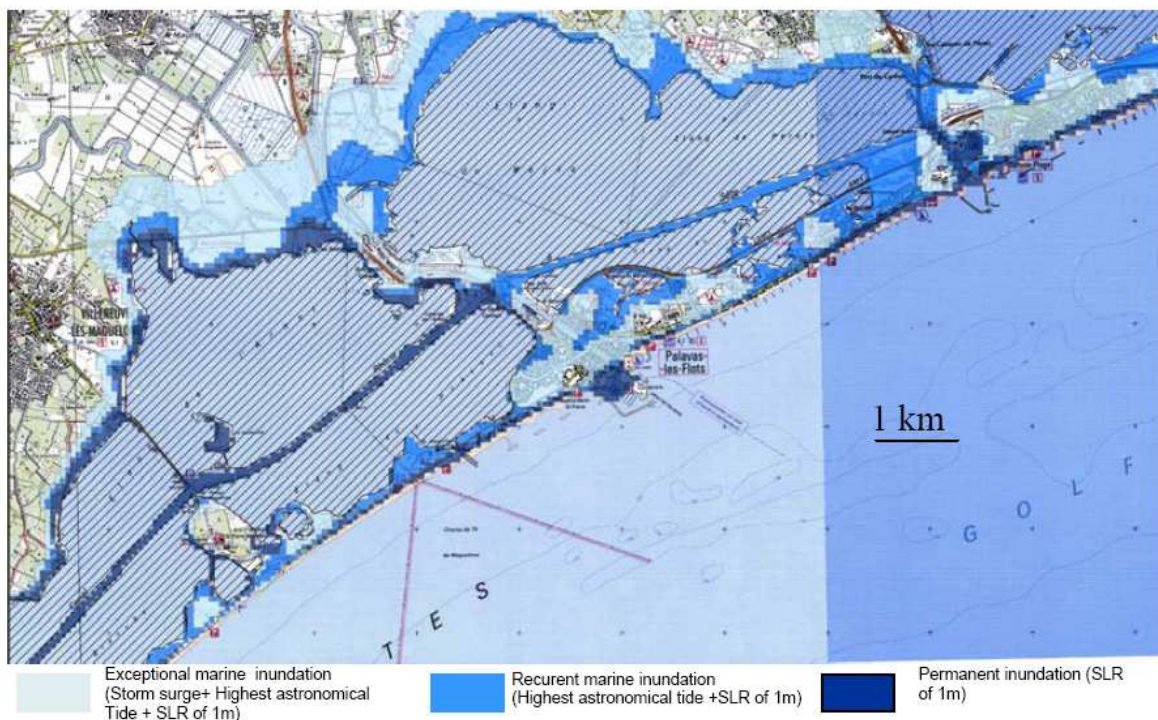


Figure IV.5: Scénario de tempête exceptionnel en 2100 basé sur l'hypothèse d'une tempête de type novembre 1982 et une hypothèse de 1m d'élévation du niveau marin. Source Vinchon et al. (2010).

Pour évaluer des coûts de dommages potentiels, il est nécessaire de réaliser non plus une carte pour un scénario donné, mais une réelle carte d'aléa, croisant fréquence et intensité des submersions marines épisodiques, ainsi que les mouvements du trait de côte induits par la submersion permanente, l'érosion et l'accrétion. Il est également nécessaire de disposer de bases de données permettant d'évaluer les coûts des dommages directs constatés sur des événements passés. En pratique, les dommages potentiels induits par des événements de submersion aggravés par l'élévation du niveau marin sont difficiles à évaluer : ainsi, les travaux de Hallegate et al. (2008) ont montré à travers l'exemple du cyclone Katrina (2005, New Orléans) que les dommages indirects ne pouvaient être déduits simplement d'une évaluation des dommages directs. En tout état de cause, des niveaux d'incertitude importants sont associés aux évaluations existantes des coûts potentiels des dommages induits par les submersions marines et l'érosion littorale dans le contexte du changement climatique. De

telles évaluations restent aujourd'hui des exercices de recherche.

IV.2.3. En conclusion sur la submersion marine

Parmi toutes les conséquences du changement climatique et en l'état des connaissances actuelles, la remontée du niveau marin sera la cause principale d'aggravation de l'aléa de submersion. Il n'en demeure pas moins que la situation actuelle d'attractivité des zones littorales conduit à une exposition accrue au risque de submersion temporaire (personnes, habitations, infrastructures, entreprises). Avec le changement climatique, cette situation devrait s'aggraver dans les zones basses, avec un risque de submersions accru et/ou des coûts d'entretien des défenses côtières plus importants.

Les incertitudes importantes associées à la question de l'impact du changement climatique sur les aléas côtiers, mais aussi l'actualité de la question de notre **inadaptation aux aléas côtiers actuels**, ouvrent la perspective d'actions « sans regrets » : de telles actions, en réduisant l'exposition et la vulnérabilité actuelle aux aléas côtiers, ont un bénéfice immédiat et constituent un premier pas vers une adaptation au changement climatique.

IV.3. Impacts sur les intrusions salines dans les aquifères côtiers

Les aquifères côtiers constituent une ressource en eau importante pour des usages domestiques, agricoles et industriels dans de nombreuses régions du monde (Ledoux et al. 1990). Des modifications de l'hydrologie et hydrogéologie sur le littoral résultent des déplacements de l'interface eau douce eau salée (Kim et al. 2009). Les aquifères côtiers sont plus ou moins sensibles aux intrusions salines sous conditions naturelles et/ou sous influence anthropique (exploitation par pompage), en fonction de leur structure, de leur hétérogénéité et de leur relation avec les eaux de surface (au niveau des estuaires). Ils sont caractérisés par une interface entre des eaux souterraines de deux types :

- L'eau douce des aquifères provenant de l'infiltration des précipitations, des cours d'eau (ruissellement) au niveau de la surface continentale.
- L'eau salée qui imprègne les terrains au voisinage des côtes ou qui pénètre les cours d'eau au niveau des estuaires et peut ainsi donner lieu à la salinisation des eaux souterraines en relation hydraulique avec les eaux de surface.

Une intrusion saline menace la quantité d'eau douce disponible. Une augmentation du niveau marin induite par un changement climatique aura comme conséquence la migration de l'interface eau douce/eau salée vers le continent, i.e. de l'intrusion saline (Werner et Simmons, 2009). Ainsi, une bonne compréhension d'une intrusion saline induite par une augmentation du niveau marin est essentielle pour la gestion des ressources des aquifères côtiers (Watson et al. 2010).

Les aquifères côtiers et insulaires en France métropolitaine (5500 km de côte) et dans les DOM-COM constituent des ressources en eaux souterraines importantes pour les usages d'alimentation en eau potable, agricoles, industriels et touristiques. A l'échelle de la France métropolitaine on dénombre quelques 95 aquifères superficiels et 17 aquifères profonds côtiers (Petit, 1996). Les aquifères côtiers des milieux insulaires des DOM-COM sont de type volcanique, milieu fissuré ou encore carbonatés potentiellement karstiques et des aquifères sédimentaires alluviaux.

Dans les zones littorales, les aquifères d'eau douce souterraine sont en contact avec l'eau salée d'origine marine, qui envahit plus ou moins les formations géologiques côtières, l'eau douce d'une densité moindre que l'eau salée, « flottant » sur l'eau salée. Le niveau piézométrique (altitude ou profondeur de l'interface entre zone saturée et zone non saturée de l'aquifère correspondant à la surface libre de la nappe d'eau douce) est donné en première approximation par l'équilibre hydrostatique¹². Il s'élève vers l'intérieur des terres, est de manière générale influencé par la topographie mais aussi par les prélèvements par pompage. L'intrusion d'eau salée a la forme d'un biseau plongeant vers l'intérieur des terres, appelé communément « biseau salé ». Le contact des eaux de densité différente est régi par les lois d'équilibre hydrodynamique et par les phénomènes de diffusion qui s'inscrivent obligatoirement dans un contexte géomorphologique, lithologique et hydrogéologique propre à chaque région. De plus, cette interface va évoluer en fonction de la recharge et de l'exploitation de l'aquifère. Du fait de la miscibilité des fluides de densité différente, une zone de transition va prendre place.

Des solutions analytiques ont été développées afin de représenter cette interface eau douce / eau salée. Nous nous placerons ici sous les conditions de l'approximation du modèle dit de Ghyben-Herzberg qui permet d'examiner le cas d'un aquifère côtier libre, isotrope, soumis à une recharge en régime permanent pour des fluides non miscibles avec une interface nette entre les deux fluides (Figure IV.6). Ainsi, en un point quelconque de l'aquifère, l'interface entre l'eau douce et l'eau salée se situe sous le niveau de la mer à une profondeur égale à 40 fois l'élévation du niveau piézométrique au-dessus du niveau de la mer, considérant une masse volumique moyenne pour l'eau salée de 1,025. Sous cette approximation, la position de l'extension du biseau salé X_T peut être déterminée selon Strack (1976) en fonction du flux d'eau douce vers la mer, de la recharge de l'aquifère, de la conductivité hydraulique, et de l'altitude du niveau marin par rapport à la limite inférieure du biseau salé.

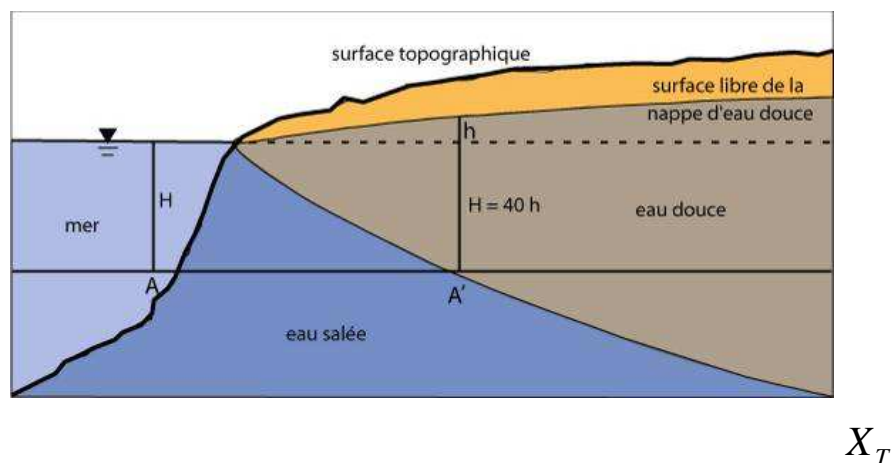


Figure IV.6: Coupe schématique perpendiculaire au littoral selon Ghyben-Herzberg (extrait de Frissant et al., 2005).

¹² Equilibre entre la gravité et les forces de pression.

IV.3.1. Les phénomènes en jeu

La compréhension de l'intrusion marine associée à une augmentation du niveau marin est importante pour la gestion future des aquifères côtiers.

Trois conditions peuvent être considérées, une limite contrôlée par le flux (le flux d'eau douce vers la mer ne varie pas lors d'une augmentation du niveau marin ; l'augmentation du niveau piézométrique de l'aquifère est concomitante à la montée du niveau marin), une limite contrôlée par la charge hydraulique (le niveau piézométrique à terre est maintenu constant malgré l'augmentation du niveau marin) (Werner et Simmons, 2009) et une augmentation du niveau marin associée à une remontée générale du niveau piézométrique (Chang et al. 2011).

A titre d'illustration, pour une élévation du niveau marin de 1,5m, dans le cas des « systèmes à flux contrôlé », la valeur maximum de la migration de l'extension du biseau salé ΔX_T , est de 45 m, pour des valeurs de recharge comprise entre 40 et 120 mm/an, une conductivité hydraulique de 10^{-4} m/s et une profondeur d'aquifère comprise entre 30 et 50 m. Dans le cas de systèmes avec une charge hydraulique contrôlée, c'est-à-dire avec un niveau piézométrique à terre maintenu constant, l'augmentation du niveau marin est à l'origine d'une diminution du gradient hydraulique vers la mer. La migration de l'interface eau douce/eau salée serait alors de l'ordre de plusieurs centaines de mètres à 1 km pour la même élévation de 1,5 m du niveau marin (Werner et Simmons, 2009).

La simulation de ces deux premiers cas à partir d'un modèle conceptuel simple permet ainsi de montrer qu'une faible remontée du niveau marin, peut entraîner une progression significative de l'interface eau douce/eau salée, sans prendre en compte une influence anthropique. L'évaluation des hétérogénéités spatiales et temporelles des paramètres des aquifères côtiers vis-à-vis d'une augmentation du niveau marin n'a pas été envisagée selon cette approche.

Un troisième cas pour ce type de modèle conceptuel est présenté par Chang et al. (2011). Ce troisième cas considère une remontée du niveau piézométrique sur l'ensemble de l'aquifère. Cette remontée serait liée à la modification de la condition limite à la côte associée à l'augmentation du niveau marin, après une longue période de temps (correspondant à la mise en place d'un nouvel équilibre hydrostatique). Intuitivement, cette situation peut conduire à la limitation de la migration de l'extension du biseau salé et donc réduire l'impact d'une augmentation du niveau marin (Figure IV.7).

Les résultats de ces modèles conceptuels sont basés sur des simulations réalisées pour des aquifères idéalisés rectangles avec des propriétés homogènes. De plus, on fait l'hypothèse de flux constants au sein de l'aquifère, sans prise en compte des phénomènes de transport, alors que les effets du changement climatique pourraient modifier de manière importante la recharge et les flux à l'échelle régionale. L'impact des prélèvements sur le biseau salé pourrait être prédominant par rapport à la variation du niveau marin comme l'indique Loáiciga et al. (2011) pour la simulation de scénarios au niveau de l'aquifère proche de la ville de Monterrey, en Californie.

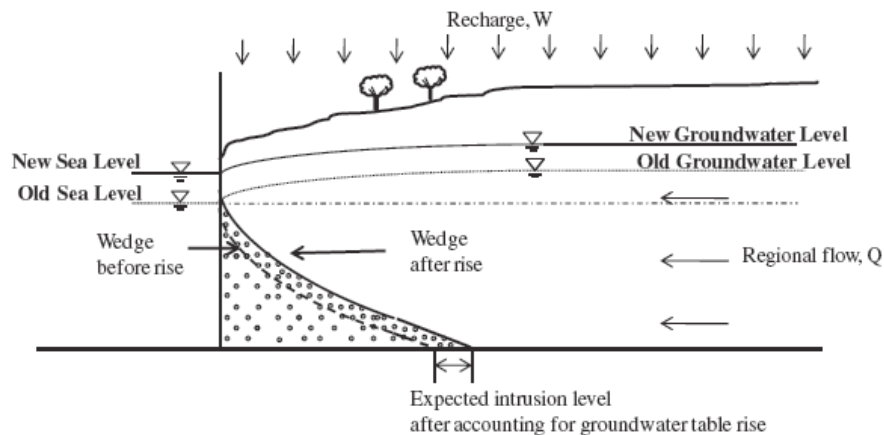


Figure IV.7: Modèle conceptuel de l'impact d'une augmentation du niveau marin sur le biseau salé avec prise en compte d'une augmentation du niveau piézométrique (Groundwater Level) sur l'ensemble de l'aquifère (Chang et al. 2011).

Les résultats de ces différents modèles conceptuels sont cependant nécessaires pour appréhender les enjeux concernant les aquifères lors d'une augmentation du niveau marin à grande échelle. L'évaluation des impacts détaillés nécessite de mener des études spécifiques prenant en considération la géométrie, les hétérogénéités, les paramètres hydrauliques, la recharge et les prélèvements.

IV.3.2. Les impacts potentiels du changement climatique

Les impacts potentiels du changement climatique sur les aquifères côtiers, notamment une modification du niveau marin et une modification des distributions spatio-temporelles des précipitations efficaces (recharge) sur les ressources en eau souterraine des aquifères côtiers peuvent être :

- Modification des intrusions salines et migration dans des proportions variables de l'interface eau douce – eau salée.
- Inondation des zones basses par de l'eau de mer et infiltration des aquifères libres par de l'eau de mer.
- Contamination des eaux souterraines par le bore en plus des chlorures, des eaux marines au niveau des plaines d'inondation.
- Modification de la recharge des aquifères due à une variabilité spatio-temporelle des précipitations et de l'évapotranspiration ainsi que du volume d'eau douce et de la répartition d'eau douce dans les aquifères.
- Modification des zones de décharge des aquifères pouvant impacter les écosystèmes des zones humides.
- Augmentation du niveau piézométrique associée à l'élévation du niveau marin et à la modification du régime des précipitations pouvant occasionner des impacts sur des infrastructures du sous-sol (système d'assainissement, réservoirs enterrés, ...).

La présence de ces événements sur le littoral peut varier de manière significative selon les lieux, la nature des aquifères et leur modalité d'exploitation. Les impacts associés aux modifications des régimes de recharge et de décharge peuvent être aussi naturellement influencés par la variabilité climatique. Pour certains aquifères, l'exploitation des eaux souterraines par forage (pompage) peut accentuer les impacts potentiels du changement climatique et de l'augmentation du niveau marin.

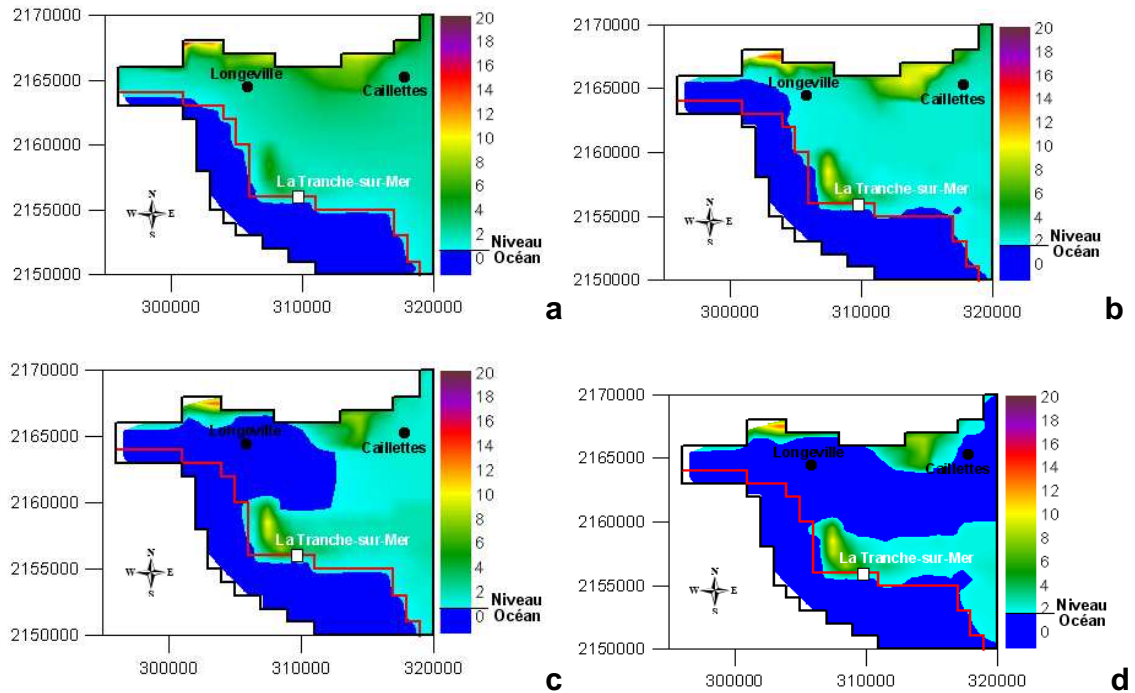


Figure IV.8: Comparaison pour les simulations pour les hautes et basses eaux 2005 (année sèche) (Dörfliger et al. 2010). Les figures a et b correspondent à des conditions de hautes eaux, pour un état initial en a, et pour une élévation du niveau marin de +1m en b. Les figures c et d pour des conditions de basses eaux, pour un état initial en c et pour une élévation du niveau marin de +1m en d.

Des simulations de modification du niveau marin (+0,6 et +1m) pour des conditions de prélèvement identique à l'actuel et deux années de référence (humide (2001) et sèche (2005)) au niveau du secteur littoral du Marais Poitevin (Dörfliger et al. 2010), basées uniquement sur l'hydrodynamisme, montrent que pour une année humide, seules les périodes de basses eaux sont caractérisées par un niveau piézométrique inférieur au niveau marin jusqu'à Longeville et que pour une année sèche, si en périodes de hautes eaux, les niveaux piézométriques sont à l'équilibre avec celui de l'océan à l'intérieur des terres, il n'en est pas de même en période de basses eaux : des secteurs déprimés d'étendue importante se développent sur plus d'une dizaine de kilomètres à l'intérieur des terres (Figure IV.8).

IV.3.3. En conclusion sur les intrusions salines

La remontée du niveau marin pourrait engendrer une accentuation de l'extension des intrusions salines dans les aquifères côtiers. Cependant, l'impact du changement climatique avec la modification des régimes des précipitations et de l'évapotranspiration, conjugué à l'impact anthropique lié au prélèvement dans les aquifères côtiers pourraient avoir des

conséquences plus importantes que la seule remontée du niveau marin. Une augmentation de la salinité pourrait être associée non seulement à une action croisée de l'augmentation du niveau marin et des conditions de recharge et d'exploitation, mais aussi à des infiltrations au niveau des zones inondées lors de submersions.

Les incertitudes importantes de l'impact d'une augmentation du niveau marin sur l'intrusion saline au sein des aquifères côtiers sont dues à la complexité des processus en jeu d'une part et d'autre part à la spécificité locale des aquifères côtiers variés. Une caractérisation de la vulnérabilité à l'échelle des aquifères côtiers métropolitains et des DOM-COM selon une approche simplifiée de cartographie permet de mettre en évidence les aquifères potentiellement les plus sensibles et d'émettre des recommandations en termes de suivi et des gestions des aquifères côtiers passant par des études détaillées ciblées.

IV.4. Impacts sur les infrastructures portuaires

Les ouvrages de protection côtières et portuaires sont dimensionnés à partir des données de forçages météomarins et des conditions géotechniques de fondation. Les sollicitations hydrauliques principales sont la houle incidente et le niveau d'eau. Le changement climatique aura donc une influence sur la géométrie de ces ouvrages (Hawkes et al., 2010). On peut penser qu'il induira principalement deux effets à prendre en compte : la modification des houles au large (hauteur, période, intensité) et l'augmentation du niveau de la mer (niveau moyen, surcotes marines). Il est difficile de connaître l'influence de ces évolutions car les effets de la houle par exemple sont dépendants de l'implantation de l'ouvrage (bathymétrie, orientation,...) et modifient également la bathymétrie.

Néanmoins, des travaux en France métropolitaine ont débuté pour étudier les conséquences des changements attendus. Dans le projet Discobole, l'augmentation du niveau de la mer ainsi que l'évolution des surcotes conduisant à un accroissement sensible de la profondeur d'eau au voisinage d'une digue test est analysé (Lebreton et Trmal, 2009). L'augmentation de la profondeur conduit à un renforcement des états de mer à proximité des ouvrages qui a pour conséquence un plus fort endommagement des carapaces d'enrochements ainsi qu'une augmentation des débits de franchissement. Un cas test d'ouvrage est également analysé en prenant en compte l'augmentation éventuelle des houles du large.

Dans le cadre du projet Sao Polo du programme GICC (Gestion et Impact du Changement Climatique) et de Theseus (Innovative technologies for safer European coasts in a changing climate) financé par l'Union Européenne, l'étude est plus générale. Partant du constat que la plupart des ouvrages côtiers et portuaires métropolitains sont implantés en zone dite de faible profondeur, c'est à dire en zone de déferlement où le comportement de la houle est relativement facile à appréhender, les travaux se sont dirigés sur ce type de conditions.

L'étude a mis en évidence que l'augmentation du niveau de la mer était plus préjudiciable que l'augmentation des houles au large associée à une intensification supposée des tempêtes. Si l'on envisage une augmentation de 0,6 à 1 mètre du niveau d'eau moyen à l'horizon 2100, le déferlement bathymétrique en zone côtière sera plus rapproché des ouvrages et conduira à des conditions de houles plus fortes à la côte. Au final les sollicitations seront plus sévères et se traduiront par une moindre stabilité des enrochements des digues à

talus et par des débits de franchissement plus forts. Les effets sont donc importants pour la stabilité des ouvrages, pour l'exploitation portuaire ou la protection des infrastructures.

Ces travaux, basés sur une analyse théorique des méthodes de dimensionnement, amènent aux conclusions suivantes: **pour une hausse d'un mètre du niveau d'eau moyen, les ouvrages implantés en faible profondeur devront être rehaussés de deux mètres pour conserver la même performance en terme de franchissement** (Sergent et al., 2010). En outre, ces ouvrages subiront une augmentation de contraintes non négligeable. Ainsi, pour conserver les mêmes conditions de stabilité, les blocs d'un même ouvrage situés en faible profondeur pourront voir leur masse plus que doubler pour les futurs climat de houle et niveau marin.

En parallèle, des travaux sur modèles réduits physiques sont menés afin de vérifier ces premiers résultats.

De manière générale trois axes se dégagent pour adapter les structures :

- limiter le franchissement (par exemple en modifiant le mur de couronnement) ;
- améliorer la stabilité de la carapace (en ajoutant une couche d'enrochements supplémentaire, en adoucissant la pente, ...) ;
- réduire les sollicitations (en construisant un nouvel ouvrage en première ligne, par rechargement de sable, ...).

Ces études sont encore théoriques et ne prennent pas en compte les projections régionalisées du climat futur sur les ouvrages réels.

V. Bibliographie

Anthoff, D., R.J. Nicholls, R.S.J. Tol and A.T. Vafeidis (2006) Global and Regional Exposure to Large Rises in Sea Level: A Sensitivity Analysis. *Working Paper 96*, Tyndall Centre for Climate Change Research, University of East Anglia, Norwich, Norfolk, 31p.

Bruun P. (1962) Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal Waterways and Harbours Division*, 88(1-3), 117-130.

Calafat F.M. et D. Gomis (2009) Reconstruction of Mediterranean Sea level fields for the period 1945-2000. *Global Planetary Change*, 66(3-4), 225-234.

Cazenave A. et W. Llovel (2010) Contemporary sea level rise. *Annual Review of Marine Science*, 2, 145-173, doi: 10.1146/annurev-marine-120308-081105.

Cazenave A. et F. Remy (2011) Sea level and Climate: observation and causes of changes (review article). *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 2, 647-662.

Chang S.W., T.P. Clement, M.J. Simpson et K.K. Lee (2011) Does sea-level rise have an impact on saltwater intrusion ? *Advances in Water Resources*, 34, 1283-1291, doi:10.1016/j.advwatres.2011.06.006.

Chao B.F., Y.H. Wu et Y.S. Li (2008) Impact of Artificial Reservoir Water Impoundment on Global Sea Level. *Science*, 320(5873), 212-214, doi: 10.1126/science.1154580.

Church J.A., N.J. White, R. Coleman, K. Lambeck et J.X. Mitrovica (2004) Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period. *Journal of Climate*, 17(13), 2609–25 .

Church J.A., N.J. White, J.R. Hunter, K. McInnes, et W. Mitchell (2009) Sea level. In *A Marine Climate Change Impacts and Adaptation Report Card for Australia 2009* (Eds. E.S. Poloczanska, A.J. Hobday and A.J. Richardson), NCCARF Publication 05/09, ISBN 978-1-921609-03-9.

Church J.A. et N.J. White (2011) Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surveys in Geophysics*, 32, 585–602, doi: 10.1007/s10712-011-9119-1.

Domingues C.M., J.A. Church, N.J. White, P.J. Gleckler, S.E. Wijffels, P.M. Barker et J.R. Dunn (2008) Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature*, 453, 1090-1094, doi:10.1038/nature07080.

Douglas B.C. (2001) Sea level change in the era of the recording tide gauge. *Sea Level Rise, History and Consequences*, ed. BC Douglas, MS Kearney, SP Leatherman, pp. 37–64. San Diego, CA: Academic Press .

Dörfliger N., S. Schonburgk, M. Bouzit, V. Petit, Y. Caballero, P. Durst et O. Douez (2010) Montée du niveau marin induite par le changement climatique : conséquences sur l'intrusion saline dans les aquifères côtiers en Métropole. *Rapport intermédiaire, BRGM/RP-59456-FR*, 152p.

EuroSION (2004) Living with coastal erosion in Europe : Sediment and Space for Sustainability (www.euroSION.org/reports-online/part4.pdf).

Frissant N., C. René-Corail, J. Bonnier et Y. De La Torre (2005) Le phénomène d'intrusion saline à la

- Réunion : état des connaissances et synthèse des données disponibles. *Rapport BRGM/RP-54330-FR*, 64p.
- Garry, G., E. Graszka, M. Toulemont et F. Levoy (1997) Plan de prévention des risques littoraux (PPR), Guide méthodologique. Paris, La Documentation française, 54p, ISBN : 2-11-003883-7.
- Gaufrès P. and F. Sabatier (2006) Extreme storm surge distributions and practical applications at Marseilles (France), *7th International Conference on Hydroinformatics*, Advanced applications of modelling, Vol III, 1601-1608, Acropolis, Nice.
- Gomis D., S. Ruiz, M.G. Sotillo, E. Álvarez-Fanjul et J. Terradas (2008) Low frequency Mediterranean sea level variability: the contribution of atmospheric pressure and wind. *Global and Planetary Change*, 63 (2-3), 215-229.
- Gornitz V., C. Rosenzweig et D. Hillel (1994) Is sea level rising or failing? *Nature*, 371: 481.
- Gouriou T., N. Pouvreau et G. Wöppelmann (2008) Mesures du niveau de la mer en France : un patrimoine historique à fort potentiel scientifique. L'exemple du littoral charentais. *Géologues*, 158, pages 83-89.
- Gregory J. M., et P. Huybrechts (2006) Ice-sheet contributions to future sea level change. *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 364, 1709-1731.
- Grinsted A., J.C. Moore et S. Jevrejeva (2010) Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100AD. *Climate Dynamics*, 34 (4), 461-472, doi:10.1007/s00382-008-0507-2.
- Guide Enrochement (2009) Utilisation des enrochements dans les ouvrages hydrauliques. Traduction française du Rock Manual, PM09.01, *CETMEF*, 1302 p.
- Gutierrez, B.T., N.G. Plant et E. R. Thieler (2011) A Bayesian network to predict coastal vulnerability to sea level rise. *J. Geophys. Res.*, 116, F02009, doi:10.1029/2010JF001891.
- Hallegatte S., N. Patmore, O. Mestre, P. Dumas, J. Corfee-Morlot, C. Herwieger and R. Muir Wood (2008) Assessing climate change impacts, sea level rise, and storm surge risk in port cities: A case study on Copenhagen. *Organisation for Economic Co-Operation and Development (OECD)*.
- Hawkes, P.J., G. Pauli, H. Moser, Ø.A. Arntsen, P. Gaufres, S. Mai and K. White (2010) Impacts of climate change on waterborne transport, *Civil Engineering*, 55-63.
- Holgate S.J. et P.L. Woodworth (2004) Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s. *Geophysical Research Letters* 31:L07305, doi:10.1029/2004GL019626 .
- Holgate S. (2007) On the decadal rates of sea level change during the twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 34:L01602, doi:10.1029/2006GL028492 .
- IPCC (2001) Climate Change (2001) The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- IPCC (2007) Climate Change (2007) The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jevrejeva S., A. Grinsted, J.C. Moore et S. Holgate (2006) Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *Journal of the Geophysical Research*, 111:C09012, doi:10.1029/2005/JC003229.

Jouzel J. et V. Masson-Delmotte (2010) Deep ice cores: the need for going back in time. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3683-3689.

Kemp A.C., B. Horton, J.P. Donnelly, M.E. Mann, M. Vermeer et S. Rahmstorf (2011) Climate related sea level variations over the past two millennia, *PNAS*, doi/10.1073/pnas.1015619108.

Kim K.Y., Y.S. Park, G.P. Kim et H.H. Park (2009) Dynamic freshwater –saline water interaction in the coastal zone of Jeju Island, South Korea, *Hydrogeology Journal*, 17, 617-629.

Konikow L.F. (2011) Contribution of global groundwater depletion since 1900 to sea level rise, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17401, doi:10.1029/2011GL048604.

Lambeck, K., C. D. Woodroffe, F. Antonioli, M. Anzidei, W. R. Gehrels, J. Laborel, and A. J. Wright (2010) Paleoenvironmental records, geophysical modelling, and reconstruction of sea level trends and variability on centennial and Longer Timescales. *Understanding sea level rise and variability* [Church, A., P. L. Woodworth, T. Aarup, and W. S. Wilson (eds)]. Wiley-Blackwell, 61-121.

Lebreton P. et C. Trmal (2009) Impact du changement climatique sur le trait de côte naturel et les ouvrages littoraux, *La Houille Blanche*, 2, 45-51.

Ledoux E., S. Sauvagnac et A. Rivera (1990) A compatible single-phase/two phase numerical model : 1. Modeling the transient salt-water/fresh-water interface motion. *Ground Water*, 28, 79-87.

Letetrel C. (2009) The Marseille tide gauge : recovery and analysis of high frequency sea level data from 1885. *Final report for MedCLIVAR - Exchange Grant 1928*.

Llovel (2010) Hausse du niveau de la mer et impact du changement climatique global. *Thèse de doctorat de l'université Paul Sabatier (Toulouse III)*, soutenue en décembre 2010.

Llovel W., M. Becker, A. Cazenave, S. Jevrejeva, R. Alkama, B. Decharme, H. Douville, M. Ablain et B. Beckley (2011) Terrestrial waters and sea level variations on interannual time scale. *Global and Planetary Change*, 75 (1-2), 76-82.

Loáiciga HA., T.J. Pingel et E.S. Garcia (2011) Sea water intrusion by sea-level rise: scenarios for the 21 st Century. *Ground Water 2011*, on-line, doi:10.1111/j.1745-6584.2011.00800.x.

Marcos M. et M.N. Tsimplis (2008-a). Coastal sea level trends in southern Europe. *Geophysical Journal International*, 175 (1), 70-82.

Marcos, M. et M.N. Tsimplis, (2008-b) Comparison of AOGCMs in the Mediterranean Sea during the 21st century. *Journal of the Geophysical Research*, 113: C12028.

MATE, METL - Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement- (1997) Plan de prévention des risques littoraux (PPR). Guide méthodologique. *La documentation française*, Paris, 54 p.

Meysignac B., F. Calafat, S. Somot, V. Rupolo, P. Stocchi, W. Llovel et A. Cazenave (2011a) Two-dimensional reconstruction of the Mediterranean sea level over 1970-2006 from tide gauge data and regional ocean circulation model outputs. *Global and Planetary Change*,

doi:10.1016/j.gloplacha.2011.03.002

Meyssignac B., D. Salas-Melia, M. Becker, W. Llovel W. et A. Cazenave (2011b) A Spatial trend patterns in observed sea level: internal variability and/or anthropogenic signature ? soumis à *Climate of the Past*.

Morton R.A. (2003) An overview of coastal land loss: with emphasis on the Southeastern United States. *USGS open file report 03-337*.

Nicholls R. (2007) Adaptation Options for Coastal Zones and Infrastructure. *A report to the UNFCCC Financial and Technical Support Division*.

Pedreras R., M. Garcin, Y. Krien, D. Montfort Climent, J. Mujica et B. François (2010) Tempête Xynthia : compte rendu de mission préliminaire. *Rapport BRGM/RP-58261-FR*, 45p., 31 figs. 1 Ann.

Petit V. (1996) avec la collaboration de J.Y. Caous, I. Czernichowski, P. de la Quèrièrè, B. Mazenc, H. Talbo, G. Ehiermael, B. Sourisseau, P. Bérard et F. Bel (1996) Les aquifères littoraux en France métropolitaine. *Rapport BRGM RP-39298-FR*, 120p.

Pouvreau N. (2008) Trois cents ans de mesures marégraphiques en France : outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer au port de Brest. *Thèse de doctorat de l'université de la Rochelle*, soutenue le 26 septembre 2008.

Rahmstorf S., A. Cazenave, J.A. Church, J.E. Hansen, R.F. Keeling, D.E. Parker et R.C.J. Somerville (2007) Recent climate observations compared to projections. *Science*, 316, 709, doi:10.1126/science.1136843.

Sergent P., A. Prevot et C. Trmal (2010) Renforcement des ouvrages situés en faibles profondeurs vis-à-vis de la montée du niveau des mers, *Journées « impact du changement climatique sur les risques côtiers*, 15-16 Novembre 2010, Orléans.

Stive M.J.F., S.G.J. Aarninkhof, L. Hamm, H. Hanson, M. Larson, K.M. Wijnberg, R.J. Nicholls et al. (2002) Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering*, 47(2), 211-235.

Strack O.D.L. (1976) A single-potential solution for regional interface problems in coastal aquifers. *Water Resources Research*, 12(6), 1165-1174.

Testut L., G. Wöppelmann, B. Simon et P. Téchiné (2006) The sea level at Port-aux-Français, Kerguelen Island, from 1949 to the present. *Ocean Dynamics*, vol. 56, number 5-6, page 464-472.

Tsimplis M.N., E. Alvarez-Fanjul, D. Gomis, L. Fenoglio-Marc et B. Perez (2005) Mediterranean Sea level trends: atmospheric pressure and wind contribution. *Geophysical Research Letters*, 32, 20, L20602.

Tsimplis M., M. Marcos et S. Somot (2008-a) 21st century Mediterranean sea level rise: steric and atmospheric pressure contributions from a regional model. *Global and Planetary Change*, 63(2-3), 105-111, doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.09.006.

Tsimplis M.N., A.G.P. Shaw, A. Pascual, M. Marcos, M. Pasaric et L. Fenoglio-Marc (2008-b) Can we reconstruct the 20th Century sea level variability in the Mediterranean Sea on the basis of recent altimetric measurements? In, Barale, V. and Gade, M. (eds.) *Remote Sensing of the European Seas*. Berlin, Germany, Springer, 307-318.

Watson T.A., A.D. Werner et C.T. Simmons (2010): Transience of seawater intrusion in response to sea level rise, *Water Resources Research*, 46, W12533, 10p, doi:10.1029/2010WR009564.

Werner A.D. et C.T. Simmons (2009) Impact of sea-level rise on sea water intrusion in coastal aquifers, *Ground Water*, 47, 197-204, doi:10.1111/j.1745-6584.2008.00535.x.

Wöppelmann G., N. Pouvreau et B. Simon (2006) Brest sea level record : a time series construction back to the early eighteenth century. *Ocean Dynamics*, Vol. 56, N5-6, 487-497 (11), doi:10.1007/s10236-005-0044-z.

Wöppelmann, G., N. Pouvreau, A. Coulomb, B. Simon et P.L. Woodworth (2008) Tide gauge datum continuity at Brest since 1711: France's longest sea-level record. *Geophysical Research Letters*, 35, L22605.

Yates-Michelin, M., G. Le Cozannet, Y. Krien, Y. et N. Lenôtre (2011) Amélioration de la méthode RNACC : caractérisation des incertitudes relatives à la quantification des impacts de l'élévation du niveau marin. *Rapport final BRGM/RP 59405-FR*, 145p., 32 Tab, 57 fig., 5 annexes.

Zhang, K.Q., B.C. Douglas et S.P. Leatherman (2004) Global warming and coastal erosion. *Climatic Change*, 64, 41-58.