



HAL
open science

Les variations actuelles du niveau de la mer : Observations et causes.

Alix Lombard

► **To cite this version:**

Alix Lombard. Les variations actuelles du niveau de la mer : Observations et causes.. Autre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2005. Français. NNT: . tel-00079969

HAL Id: tel-00079969

<https://theses.hal.science/tel-00079969v1>

Submitted on 14 Jun 2006

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

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

THÈSE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ TOULOUSE III

Spécialité : Océanographie Spatiale

présentée par

Alix LOMBARD

pour obtenir le grade de DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ de TOULOUSE III

**Les variations actuelles du niveau de la mer :
Observations et causes**

Directrice de thèse : Anny CAZENAVE

Date de soutenance : Le 25 novembre 2005

JURY

Serge CHAUZY
Jean-François MINSTER
Jacques VERRON
Katia LAVAL
Pierre-Yves LETRAON
Anny CAZENAVE

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examinatrice
Co-Directeur
Directrice de Thèse

THÈSE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ TOULOUSE III

Spécialité : Océanographie Spatiale

présentée par

Alix LOMBARD

pour obtenir le grade de DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ de TOULOUSE III

**Les variations actuelles du niveau de la mer :
Observations et causes**

Directrice de thèse : Anny CAZENAVE

Date de soutenance : Le 25 novembre 2005

JURY

Serge CHAUZY	Président
Jean-François MINSTER	Rapporteur
Jacques VERRON	Rapporteur
Katia LAVAL	Examinatrice
Pierre-Yves LETRAON	Co-Directeur
Anny CAZENAVE	Directrice de Thèse

Remerciements

Comme vous allez le voir, j'ai eu la chance de me voir confier un sujet de thèse particulièrement passionnant, au sein d'une équipe dynamique et au meilleur niveau international. Durant ces trois années de doctorat, Anny Cazenave m'a fait partager son immense culture scientifique et son enthousiasme permanent. Dès le début, Anny m'a fait confiance, et m'a encouragée dans mon travail alors que j'ignorais tout du niveau de la mer. . . C'est pour moi le moment de l'en remercier, et le mot est faible.

Ce sont le CNRS et l'entreprise CLS (Collecte Localisation Satellite) qui ont financé mes recherches doctorales par le biais d'une bourse BDI cofinancée CLS. Je remercie ces deux partenaires pour leur soutien.

La majeure partie de mes travaux de thèse s'est déroulée au sein de l'équipe GOHS (Géophysique, Océanographie et Hydrologie Spatiales) du LEGOS, sur le site de l'Observatoire Midi-Pyrénées à Toulouse. Parmi l'ensemble des membres de l'équipe GOHS, que je remercie de m'avoir accueillie chaleureusement, je voudrais citer celles avec qui j'ai eu la chance de travailler en étroite collaboration. En particulier, Cécile Cabanes avait initié l'étude des variations du niveau de la mer et de ses causes climatiques, pendant la thèse qu'elle a menée sous la direction d'Anny Cazenave et de Christian Le Provost entre 1999 et 2002. C'est grâce à ses travaux pionniers et aux compétences qu'elle a bien voulu me transmettre, que j'ai pu prendre la suite de ce chantier. Je remercie donc vivement Cécile. J'ai aussi bien sûr une pensée pour Christian Le Provost dont la vision d'océanographe apportait beaucoup aux discussions sur le niveau de la mer. Kien Dominh, " monsieur Topex/Poseidon " et pilier de notre équipe, s'est beaucoup occupé de moi, et ceci dès le début, alors même que j'ignorais les affaires de la programmation informatique. . . Je le remercie beaucoup de tout ce temps passé à me transmettre ses connaissances, données et programmes. Enfin, j'ai eu la chance de travailler avec Guillaume Ramillien, " monsieur GRACE " et auvergnat de cœur, ce toujours dans la bonne humeur. Au cours de l'été 2005, David Garcia d'Alicante nous a rejoint pour analyser les observations de GRACE sur les océans. Cette étude menée en triptyque a été source de discussions exaltées entre nous et avec Anny. Complicité et bonne ambiance dans le travail, telle a été notre devise, j'en remercie amplement Guillaume et David.

Sur les trois années de ma thèse, j'ai également passé huit mois dans les murs de CLS au sein de la DOS (Direction Océanographie Spatiale), sous la direction de Pierre-Yves LeTraon. Je remercie Pierre-Yves de son intérêt pour mon étude des variations du niveau de la mer, d'autant plus que ce sujet scientifique dépasse le cadre opérationnel des travaux menés à CLS. Les différents séjours que j'ai effectués à CLS m'ont donné l'opportunité de découvrir un autre monde que celui du laboratoire, à savoir le monde de l'entreprise. In

situ à CLS, mes travaux ont été encadrés par Stéphanie Guinehut qui a éclairci pour moi les mystères de CdfTools et autres particularités des outils de travail propres à CLS. Au cours de mon dernier séjour, j'ai eu la chance de pouvoir analyser les sorties de l'analyse ARMOR développée par Stéphanie et l'équipe ARMOR. Je les en remercie vivement.

Au cours de ma thèse, j'ai également été amenée à travailler en collaboration avec différents chercheurs et étudiants de par le monde, ce qui est source d'un enrichissement inestimable, tant sur le plan scientifique que humain. Ces rencontres ont bien souvent été provoquées par Anny, grâce aux nombreux contacts qu'elle a su me faire partager, ainsi qu'aux différents congrès internationaux auxquels j'ai eu la chance de participer. Je l'en remercie à nouveau. Parmi ces différents échanges scientifiques, mes travaux communs avec Masayoshi Ishii du JAMSTEC au Japon ont été extrêmement fructueux puisqu'ils ont permis de remettre en question des conclusions précédemment admises. Je remercie M. Ishii des nombreuses discussions que nous avons eu par courriel, tant sur les aspects techniques que scientifiques. Les échanges que j'ai eus avec Josh Willis lorsqu'il était en thèse à SCRIPPS aux Etats-Unis, ont été sources de pistes et idées nouvelles pour nos études communes sur la contribution de l'expansion thermique aux variations du niveau de la mer. Je l'en remercie.

Enfin je remercie vivement les chercheurs du LMD/IPSL à Paris, en particulier Katia Laval et son étudiant Thanh Ngo-Duc, grâce auxquels nous avons pu compléter notre étude par l'analyse de la contribution des eaux continentales aux variations du niveau de la mer. L'importance des résultats que nous avons obtenus est à l'image de la collaboration que nous avons établie entre les deux équipes. Travailler avec Thanh a toujours été pour moi une chose simple et efficace. Je remercie Thanh pour son implication dans notre collaboration et sa gentillesse.

Je voudrais bien sur aussi remercier les membres de mon jury de thèse. En particulier, je suis très reconnaissante à Jacques Verron et Jean-François Minster d'avoir accepté d'être les rapporteurs de mon manuscrit de thèse. J'ai été très honorée de leur présence lors de ma soutenance, je les en remercie. Merci également à Serge Chauzy d'avoir présidé mon jury de thèse, avec l'entrain et la gentillesse qui le caractérisent, alors que le niveau de la mer est loin d'être sa spécialité. Ses questions et suggestions m'ont été d'une aide précieuse.

Mais cette thèse doit beaucoup à tous ceux qui ont, de près ou de loin, contribué à mon épanouissement au sein du LEGOS. Merci à la folle équipe des secrétaires : Martine, Nadine, Catherine et Véronique, mes voisines de couloir. Grâce à elles, j'ai pu bénéficier d'une ambiance garantie et être au courant des news les plus fraîches, tout cela sans bouger de ma chaise! Merci à mes collègues de bureaux successifs : Alexei, Caroline, Baptiste, avec qui j'ai pu travailler dans la bonne humeur, et enfin Sylvianne, phénomène surprenant. Côté CLS, partager mon bureau avec Guillaume, Tony, et Gaël, a été un vrai bonheur, sans oublier la collaboration de Julie, hôtesse d'accueil formidable.

Au cours de mes 3 années de thèse, j'ai eu la chance de rencontrer et sympathiser avec des gens adorables, en particulier tous les jeunes thésards, stagiaires, ou autres CDD et post-docs, avec qui j'ai partagé repas du midi, pauses café et soirées. Dans une tentative de reconstitution chronologique, merci à Baptiste, Martin, Fabrice, Paco, Laurent R, Frédéric, Ju, Tom, François, Sido, Guigui, Juan, Mathilde, Boubou, Yoyo, JB, Manu, Laurent B, Mathieu, Thomas, Pascal, Monique, Marielle, et ceux que j'oublie... Spécial

merci à mes copines du SLP-crew, Erika et Mathilde. Nos longues dissertations sur des sujets aussi variés que passionnants, autour de la fontaine ou au carrefour de deux couloirs, auront créé cette excitation spirituelle indispensable à une efficacité maximale dans le travail. . .

Mes remerciements vont enfin à ma famille. Merci Pépé et Mémé, Maman, Papa, Jean-Eudes et Aurélie, Maeva, d'être venus assister à ma soutenance. Merci Mano, Josette et Peter, Pierre-Alban et Hélène, Noëlle, pour vos encouragements. Merci à tous pour vos pensées.

Thomas, je te dédie cette thèse, elle te doit beaucoup et encore plus. . .

Table des matières

Remerciements	2
Introduction	12
1 Les variations du niveau de la mer : Généralités	15
1.1 Les différentes échelles spatio-temporelles	15
1.1.1 Les variations du niveau de la mer au cours des temps géologiques .	16
1.1.2 Cycles glaciaires-interglaciaires du Quaternaire	17
1.1.3 Les variations récentes du niveau de la mer : Le XXème siècle . . .	20
1.2 Les moyens d'observation actuels du niveau de la mer	24
1.2.1 Les marégraphes historiques : Observation des variations séculaires du niveau de la mer	24
1.2.2 Les satellites altimètres : Observation synoptique à haute précision du niveau de la mer	31
2 L'expansion thermique des océans et ses effets sur les variations actuelles du niveau moyen de la mer	34
2.1 Généralités	34
2.2 L'expansion thermique des eaux marines	35
2.2.1 Les bases de données globales de température de l'océan	36
2.2.2 L'expansion thermique en question : Article publié dans Global and Planetary Change « Elévation du niveau thermostérique de la mer durant les 50 dernières années ; comparaison avec les marégraphes et implication sur la contribution de masse d'eau. »	46
2.2.3 Bilan sur la contribution thermique	61
2.3 Variabilité spatio-temporelle de l'expansion thermique des océans : lien avec la variabilité naturelle du système climatique.	63
2.3.1 Mise en évidence des fluctuations décennales de l'expansion ther- mique : Article publié dans Global and Planetary Change « Contri- bution de l'expansion thermique à la hausse actuelle du niveau de la mer revisitée. »	63
2.3.2 Bilan sur la variabilité de l'expansion thermique	82
2.4 L'ère spatiale : Observation du niveau des océans par le satellite altimétrique Topex/Poseidon entre 1993 et 2003, et étude des causes.	83
2.4.1 Les variations du niveau de la mer observées par Topex/Poseidon .	83
2.4.2 L'expansion thermique des océans entre 1993 et 2003	86

2.4.3	Analyses en EOF : Modes dominants de variabilité spatio-temporelle du niveau de la mer et de l'expansion thermique	95
2.4.4	Interprétation des différences entre les variations du niveau de la mer observées par Topex/Poseidon et l'expansion thermique des océans	97
3	Les variations de masse des océans dues aux échanges d'eau avec l'atmosphère, les réservoirs d'eaux et les glaces continentales.	106
3.1	Variations de la salinité, et apports d'eau douce à l'océan.	106
3.2	Vapeur d'eau atmosphérique.	107
3.3	Eaux continentales.	108
3.3.1	Estimation de la contribution des eaux continentales d'après les modèles globaux de surface.	109
3.3.2	Estimation de la contribution des eaux continentales liées aux activités humaines.	116
3.4	Estimation de la contribution des glaciers continentaux et des calottes polaires.	117
3.4.1	Les calottes polaires.	117
3.4.2	Les glaciers continentaux.	118
3.4.3	Bilan.	120
3.5	Synthèse.	121
3.6	Perspectives : Apport de la mission gravimétrique GRACE	122
	Conclusion	127
	Bibliographie	129
	Annexes	139
	A Principe de fonctionnement du marégraphe	139
	B Altimétrie spatiale	140
	C Instruments de mesures hydrographiques	145
	D Article Garcia et al. (2005) soumis à GRL	147
D.1	Introduction	147
D.2	Data and processing	148
D.3	Results	150
D.3.1	Validation of the GRACE ocean mass signal	150
D.3.2	Estimate of thermal expansion by combining GRACE and T/P altimetry data	152
D.4	Discussion	153

Table des figures

1.1	Les facteurs principaux des variations du niveau de la mer et leurs échelles spatio-temporelles associées, d'après Pugh (2004).	16
1.2	Evolution temporelle du niveau de la mer depuis 600 millions d'années, d'après Vail et al. (1977).	16
1.3	Evolution au cours des derniers 450 000 ans de la teneur en CO ₂ (Petit et al., 1999; Pépin et al., 2001; Raynaud et al., 2005), en CH ₄ (Petit et al., 1999; Delmotte et al., 2004; Raynaud et al., 2005), et de la température en Antarctique (Petit et al., 1999), déduits de l'analyse des carottes glaciaires de Vostok et EPICA (EPICA community members, 2004).	18
1.4	Variation, au cours des derniers a) 500 000 ans et b) 160 000 ans, de la teneur en oxygène 18 de l'océan, indicateur du niveau de la mer (en bas), ainsi que d'autres indices climatiques : la teneur en méthane, la différence de température au-dessus de l'Antarctique (au milieu), ainsi que la concentration en gaz carbonique (en haut), d'après Raynaud et al. (1993).	19
1.5	Evolution temporelle de la vitesse d'élévation du niveau de la mer depuis 6000 ans, d'après Lambeck (2004).	20
1.6	Diagramme comparant les contributions climatiques à l'élévation du niveau de la mer au XX ^{ème} siècle et les observations marégraphiques (d'après IPCC, Church et al. (2001)).	22
1.7	Localisation des marégraphes de la base RLR du PSMSL ayant au moins 60 ans de données.	26
1.8	Evolution du niveau moyen global de la mer entre 1870 et 2000 issu de la reconstruction de Church et al. (2005).	30
1.9	Variations du niveau moyen global de la mer calculé à partir des données altimétriques de TOPEX et Jason-1 (source LEGOS).	32
1.10	Variations du niveau moyen global de la mer calculé à partir des données altimétriques de TOPEX et Jason-1 (mise à jour de Leuliette et al. (2004)).	32
1.11	Taux de variation du niveau de la mer entre 1993 et 2004 d'après les observations T/P (source LEGOS).	33
2.1	Distribution géographique du nombre de profils de température pour les décennies a) 1963-1973 , b) 1973-1983, c) 1983-1993, et d) 1993-2003, d'après la World Ocean Database 2001.	37
2.2	Evolution temporelle du nombre total de profils de température (en rouge) et de salinité (en noir), d'après la World Ocean Database 2001.	38
2.3	Distribution géographique du nombre de profils de salinité pour les décennies a) 1963-1973 , b) 1973-1983, et c) 1983-1993, d'après la World Ocean Database 2001.	38

2.4	Courbes de l'expansion thermique moyenne globale des 500 premiers mètres de l'océan entre 1950 et 1998, d'après les données de Levitus et al. (2000) en noir, et de Ishii et al. (2003) en rouge.	40
2.5	Courbes de l'expansion thermique moyenne globale des 700 premiers mètres de l'océan entre 1950 et 2003, d'après les données de Levitus et al. (2005) en noir, et de Ishii et al. (2005) en rouge.	41
2.6	Evolution du contenu thermique moyen global des couches 0-300m (en rouge), 0-700m (en bleu), et 0-3000m (en gris) de l'océan, entre 1955 et 2003, d'après Levitus et al. (2005).	43
2.7	Estimations du bilan de chaleur des différentes composantes de la Terre (en $10^{22}J$) pour la période 1955-1998, d'après Levitus et al. (2005).	43
2.8	Distribution géographique des tendances de l'expansion thermique des 700 premiers mètres de l'océan entre 1955 et 2003, d'après les données de a) Levitus et al. (2005), et de b) Ishii et al. (2005).	45
2.9	Distribution géographique de l'expansion thermique des 3 000 premiers mètres de l'océan entre 1955 et 1994, d'après les données de Levitus et al. (2000). Les triangles blancs correspondent aux sites marégraphiques utilisés dans l'étude de Cabanes et al. (2001).	47
2.10	Tendances à long terme du niveau de la mer dans la région du Gulf Stream, à partir de mesures de marégraphes (points rouges et noirs), de données hydrographiques in situ (bleu), et des données hydrographiques interpolées par Levitus et al. (2000) (rose).	48
2.11	Evolution du niveau moyen de la mer au cours du XXème siècle d'après Church et al. (2004) (en noir), et évolution de l'expansion thermique moyenne globale au cours des 50 dernières années (en rouge).	61
2.12	Courbe d'évolution du niveau moyen global de la mer mesuré par Topex/Poseidon entre 1993 et 2005 (source LEGOS).	84
2.13	Distribution géographique des taux de variation du niveau de la mer entre 1993 et 2004 d'après les observations Topex/Poseidon (source LEGOS).	86
2.14	Distribution géographique du nombre de profils de a) température et de b) salinité, valides jusqu'à 700 m, utilisés par la réanalyse ARMOR (pour la période 1993-2003).	88
2.15	Evolution de l'expansion thermique moyenne globale des océans entre 1993 et 2003, calculée à partir des 4 bases de données globales de température de l'océan (Levitus et al., 2005 ; Ishii et al., 2005 ; Willis et al., 2005 ; ARMOR, 2005), comparée aux variations du niveau de la mer total observées par l'altimètre Topex/Poseidon.	90
2.16	Variations de l'expansion thermique (moyenne des 4 estimations, valeurs annuelles) et du niveau moyen global de la mer observé par T/P, entre 1993 et 2003.	92
2.17	Evolution des tendances décennales de l'expansion thermique (fenêtre glissante de 10 ans) entre 1945-55 et 1993-2003, d'après les données de Levitus et al. (2005) en noir, et de Ishii et al. (2005) en rouge.	93
2.18	Distribution géographique des tendances de l'expansion thermique des 700 premiers mètres de l'océan entre 1993 et 2003, d'après les données de a) Levitus et al. (2005) , de b) Ishii et al. (2005), de c) Willis et al. (2004), et de d) ARMOR (2005).	94

2.19	Distribution géographique des tendances du niveau de la mer observé par Topex/Poseidon, entre 1993 et 2003, (même échelle qu'en Fig. 2.18).	94
2.20	Mode n° 1 de l'analyse en EOF du niveau de la mer observé par Topex/Poseidon. L'indice SOI (en rouge) est superposé à la courbe du mode temporel.	95
2.21	Mode n° 1 de l'analyse en EOF de l'expansion thermique des 700 premiers mètres de l'océan, calculée à partir des données de a) Ishii et al. (2005) et b) ARMOR (2005).	96
2.22	Distribution géographique des différences entre les tendances du niveau de la mer observé par Topex/Poseidon entre 1993 et 2003, et l'expansion thermique des 700 premiers mètres de l'océan, calculée sur la même période à partir des données de a) Levitus et al. (2005), b) Ishii et al. (2005), c) Willis et al. (2004) et d) ARMOR (2005).	97
2.23	Distribution géographique des différences entre les tendances de l'expansion thermique calculées avec les données ARMOR, et celles calculées avec les données de Willis et al. (2004).	99
2.24	Erreurs d'analyse sur le calcul des hauteurs thermostériques d'après Ishii et al. (2005) (ici, pour l'année 2000).	100
2.25	Distribution géographique des variations du niveau de la mer consécutives à une fonte a) de l'Antarctique, b) du Groenland et c) des glaciers de montagne, prédite par Mitrovica et al. (2001). Les variations du niveau de la mer sont normalisées, et correspondent à une contribution de chaque masse glaciaire de 1 mm/an de hausse du niveau moyen global.	101
2.26	Distribution géographique des variations du niveau de la mer consécutives à un arrêt de la circulation thermohaline (d'après Levermann et al., 2005).	102
2.27	Courbe des résidus entre le niveau de la mer observé par Topex/Poseidon et l'expansion thermique des 700 premiers mètres de l'océan (moyennes annuelles calculées en effectuant la moyenne des estimations de l'expansion thermique issues des 4 bases de données de Levitus et al., 2005 ; Ishii et al., 2005 ; Willis et al., (2004 et ARMOR, 2005.)	103
2.28	Evolution de l'expansion thermique des 700 premiers mètres de l'océan (en noir), et de l'océan profond (700-3000m) en rouge, au cours des 50 dernières années, calculées à partir des données de Levitus et al. (2005).	104
2.29	Tendances décennales (fenêtre glissante de 10 ans) de l'expansion thermique moyenne des 700 premiers mètres de l'océan (en noir), et des couches profondes (700-3000m) de l'océan global (en rouge), au cours des 50 dernières années.	104
2.30	Tendances décennales (fenêtre glissante de 10 ans) de l'expansion halostérique (due aux variations de la salinité) de l'océan global, au cours des 50 dernières années.	105
3.1	Impact sur le niveau de la mer des variations du contenu en vapeur d'eau atmosphérique (calculé à partir des champs de pression NCEP), entre 1955 et 2004.	108
3.2	Expansion thermique moyenne globale des océans entre 1900 et 2100, prédite par différents modèles, d'après Gregory et al. (2001).	109

3.3	Evolution temporelle de la contribution des eaux continentales (en équivalent niveau de la mer) simulée par ORCHIDEE en noir, et de l'expansion thermique moyenne globale des océans (tendance retirée) en rouge, d'après les données de a) Levitus et al. (2005), et b) Ishii et al. (2005). En pointillé : valeurs annuelles, en trait plein : moyenne glissante de 5 ans.	111
3.4	Variations de masse (en équivalent niveau de la mer) des calottes polaires : a) Groenland, et b) Antarctique, mesurées par GRACE entre 2002 et 2004.	124
3.5	Variations annuelles de la composante massique du niveau moyen global de la mer déduites des observations de GRACE (en rouge), et des observations altimétriques de Topex/Poseidon auxquelles on a retiré l'expansion thermique des océans avec les données de Ishii et al. (2005) (en noir). . . .	125
3.6	Variations annuelles de la composante stérique du niveau moyen global de la mer déduites des observations altimétriques de Topex/Poseidon auxquelles on a retiré la composante massique estimée avec les données GRACE (en noir), et des données de température de l'océan fournies par Ishii et al. (2005) (en rouge).	126
B.1	Principe de la mesure altimétrique.	141
D.1	Global mean sea level (GMSL) over 2002-2004. Black curve : (T/P GMSL - $GMSL_{steric}$). Red curve : GRACE $GMSL_{ocean\ mass}$. Green curve : GRACE $GMSL_{ocean\ mass\ corr}$ (see text).	150
D.2	Blue curve : $GMSL_{ocean\ mass}$ - (GMSL - $GMSL_{steric}$). Green curve : Mean sea level pressure over the oceans (MSLP).	152
D.3	Red curve : GMSL - $GMSL_{ocean\ mass\ corr}$. Black curve : Thermal expansion from Ishii et al. (2005) temperature data.	153

Liste des tableaux

1.1	Mouvements verticaux de l'écorce terrestre qui peuvent affecter la stabilité du support du marégraphe, d'après Wöppelmann (1997).	27
1.2	Estimations récentes de la hausse du niveau de la mer au cours du XXème siècle, basées sur l'analyse des observations marégraphiques.	29
2.1	Estimations de l'expansion thermique des océans entre 1955 et 2003, d'après les données de température de l'océan de Levitus et al. (2005) et de Ishii et al. (2005).	44
2.2	Estimations de l'expansion thermique des océans entre 1993 et 2003, à partir des bases de données de température de l'océan de Levitus et al. (2005), de Ishii et al. (2005), de Willis et al. (2004), et ARMOR (2005). . .	92
3.1	Contribution des glaces continentales (glaciers de montagne et calottes polaires) à la hausse du niveau de la mer.	120
3.2	Bilan des différentes contributions climatiques à la hausse du niveau de la mer au cours des 50 dernières années.	121
3.3	Bilan des différentes contributions climatiques à la hausse du niveau de la mer au cours de la dernière décennie.	121
D.1	Annual amplitudes and phases of the sinusoid fitting the time series shown in Fig. 1 and 2. The phase f is defined in degrees from January 1 using a $\cos(2\pi t/T - f)$ definition ($2\pi/T$ is the annual frequency and t is time). Adjustments are performed over the April 2002-December 2003 time span.	151

Introduction

Au cours de l'Histoire de la Terre, le niveau de la mer a fluctué sur des échelles de temps diverses. Des observations géologiques nous apprennent notamment que lors du dernier maximum glaciaire il y a 20 000 ans, le niveau marin était environ 120 mètres plus bas qu'aujourd'hui, l'hémisphère nord étant en grande partie recouverte de glace. Puis lors de la fonte des calottes glaciaires, le niveau des océans a progressivement remonté, et s'est stabilisé il y a environ 6 000 ans. Depuis, le niveau moyen de la mer a peu varié : depuis plusieurs millénaires, le niveau de la mer ne semble pas s'être élevé de plus de 0,1 à 0,2 millimètres par an.

Les études fondées sur les observations des marégraphes historiques installés le long des côtes depuis le début du XX^{ème} siècle convergent en faveur d'une élévation du niveau de la mer de 1,5 à 2 millimètres par an au cours du XX^{ème} siècle, soit une valeur 10 fois supérieure à celle des derniers millénaires. De même, les observations des satellites altimétriques Topex/Poseidon et Jason-1 indiquent une hausse moyenne globale de près de 3 millimètres par an, depuis une douzaine d'années. Cette accélération de la hausse du niveau de la mer au XX^{ème} siècle par rapport aux siècles et millénaires passés est attribuée au réchauffement global d'origine anthropique enregistré depuis plusieurs décennies. Aujourd'hui, tandis que l'homme peuple une grande partie des zones côtières, avec des densités de population parfois très élevées, des variations même faibles du niveau marin peuvent avoir des conséquences importantes sur les populations et activités humaines.

En ce sens, l'étude des variations actuelles du niveau de la mer et de ses causes climatiques suscite un intérêt considérable dans le contexte actuel des débats sur les changements climatiques globaux de notre planète, tant sur le plan scientifique qu'humain.

Le dernier rapport d'évaluation du Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) paru en 2001, a proposé une synthèse complète des différentes contributions climatiques et humaines à l'élévation du niveau de la mer au cours du XX^{ème} siècle. Il évaluait alors la somme des contributions estimées par des modèles à 0,7 mm/an, avec néanmoins une marge d'incertitude importante, de 1,5 mm/an. Parallèlement, les mesures marégraphiques indiquaient une hausse du niveau de la mer de 1,5 mm/an au cours du XX^{ème} siècle, soit une valeur 2 fois supérieure à l'estimation théorique. Cette « énigme » fut à l'origine de bien des discussions au sein de la communauté scientifique intéressée au niveau de la mer. De nombreuses questions restaient alors en suspens : Quelle est la valeur exacte de l'élévation du niveau marin global au cours du XX^{ème} siècle ? Quelles en sont les causes réelles ?

Depuis ce rapport du GIEC, nous avons largement progressé dans la connaissance des variations actuelles du niveau de la mer et de ses causes.

Depuis une douzaine d'années, on mesure de façon globale et précise les variations du niveau de la mer grâce aux satellites altimétriques Topex/Poseidon et Jason-1. Ces observations indiquent une hausse moyenne globale du niveau de la mer de près de 3 mm/an depuis 1993, valeur sensiblement plus grande que celle des dernières décennies. Les observations par satellite révèlent aussi une importante variabilité régionale des vitesses d'évolution du niveau de la mer.

Diverses observations disponibles depuis peu ont également permis de mieux quantifier les contributions des divers facteurs climatiques à la hausse observée du niveau de la mer : expansion thermique de la mer due au réchauffement des océans, fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires, apport d'eau des réservoirs continentaux.

Ma thèse s'inscrit dans ce contexte : elle contribue à une meilleure compréhension des causes climatiques à l'origine de la hausse du niveau de la mer, en particulier de l'expansion thermique des océans et sa variabilité climatique naturelle.

Ce manuscrit s'articule en trois grands chapitres.

Le premier chapitre consiste en une introduction générale sur les variations du niveau marin. Après avoir rappelé les interactions fortes entre changements climatiques et variations du niveau de la mer aux échelles de temps géologiques, nous nous focalisons sur le XXème siècle. Nous resituons alors l'élévation du niveau de la mer dans le contexte actuel du réchauffement climatique d'origine anthropique, puis nous examinons les causes et les conséquences de cette montée du niveau marin. Enfin nous passons en revue les moyens actuels d'observation du niveau des océans, que sont les marégraphes historiques et les satellites altimètres.

Le second chapitre est consacré à l'étude de l'expansion thermique des océans et son impact sur le niveau des océans. Il est divisé en quatre parties.

En premier lieu, nous expliquons le phénomène d'expansion thermique et décrivons les données de température de l'océan utilisées pour le calcul de l'expansion thermique des océans.

L'étude de la contribution de l'expansion thermique à la hausse du niveau de la mer au cours des 50 dernières années est ensuite décrite. Nous montrons qu'à long terme, l'expansion thermique n'explique qu'une partie (environ 25%) de la hausse séculaire du niveau de la mer enregistrée par les marégraphes.

La partie suivante est consacrée à la description de la variabilité décennale de l'expansion thermique. Nous mettons en évidence la forte variabilité spatiale et temporelle de l'expansion thermique de l'océan global, et établissons le lien avec les fluctuations décennales naturelles du système climatique.

Enfin, la dernière partie se focalise sur l'analyse des variations du niveau de la mer au cours de la décennie 1993-2003, à l'aide des observations altimétriques. Nous étudions la contribution de l'expansion thermique aux variations régionales et globales du niveau de la mer observé par Topex/Poseidon. Nous montrons que l'expansion thermique explique une grande partie de la variabilité régionale des vitesses de variation du niveau de la mer. En moyenne globale, nous concluons qu'elle contribue environ pour moitié à la hausse du niveau de la mer de la dernière décennie. L'interprétation des différences est également menée, tant à l'échelle globale que régionale.

Le troisième et dernier chapitre est consacré à l'estimation de la contribution des autres sources de variations du niveau de la mer que l'expansion thermique. Les échanges d'eau douce entre les océans et les autres réservoirs que sont l'atmosphère, les glaces continentales, et les réservoirs d'eaux continentales, sont examinés. En particulier, nous estimons pour la première fois la contribution des eaux continentales aux variations du niveau moyen global de la mer au cours des 50 dernières années. Nous montrons qu'à long terme, les stocks d'eaux continentales ne contribuent pas à la hausse séculaire du niveau de la mer, mais présentent de larges fluctuations décennales. Nous corrélons cette variabilité décennale avec la variabilité décennale de l'expansion thermique des océans, et concluons sur le lien fort qui existe entre ces deux composantes du système climatique.

Enfin, nous analysons les observations gravimétriques du satellite GRACE entre mars 2002 et mai 2004 sur les océans, qui renseignent sur les variations de masse d'eau au sein des océans. Nous montrons notamment pour la première fois, qu'il est possible d'estimer l'expansion thermique moyenne globale des océans en combinant les données altimétriques (Topex/Poseidon, Jason-1) avec les données gravimétriques (GRACE) moyennées sur l'ensemble du domaine océanique.

Chapitre 1

Les variations du niveau de la mer : Généralités

1.1 Les différentes échelles spatio-temporelles

Niveau de la mer et changement sont deux concepts indissociables, en lien avec les fluctuations du climat de notre planète Terre, au moins pour les échelles de temps inférieures au million d'années. Avant de nous focaliser sur l'échelle de temps humaine — qui nous intéresse principalement dans ce travail —, il est important de se rappeler que notre planète est un système naturellement dynamique, lieu d'interactions fortes entre les changements géologiques et hydrologiques du système Terre et le niveau de la mer.

Cependant, le réchauffement climatique extrêmement rapide observé à l'échelle mondiale depuis le début du XXème siècle est sans aucun doute en grande partie d'origine anthropique. Les conséquences de ce réchauffement global en terme de hausse du niveau de la mer sont potentiellement inquiétantes pour les nombreuses populations peuplant les zones côtières vulnérables.

Le niveau de la mer est affecté par des processus agissant sur de multiples échelles spatio-temporelles : deux fois par jour on observe les marées semi-diurnes, phénomènes régionaux d'amplitude variable d'un endroit à l'autre de l'océan ; à l'inverse, sur des durées géologiques de l'ordre du million d'années à 100 millions d'années, ce sont les mouvements tectoniques de la croûte terrestre qui affectent la forme des bassins océaniques et modifient ainsi le niveau de la mer à l'échelle globale. Pugh (2004) résume les facteurs principaux des variations du niveau de la mer sur la figure 1.1.

Dans l'étude qui suit, nous nous intéressons principalement aux variations du niveau de la mer de moyen à long terme du point de vue de l'échelle humaine, c'est-à-dire de l'ordre de la décennie au siècle. Cependant, avant de présenter les résultats de mon travail, il est intéressant de situer le phénomène de variations du niveau de la mer dans un contexte plus général.

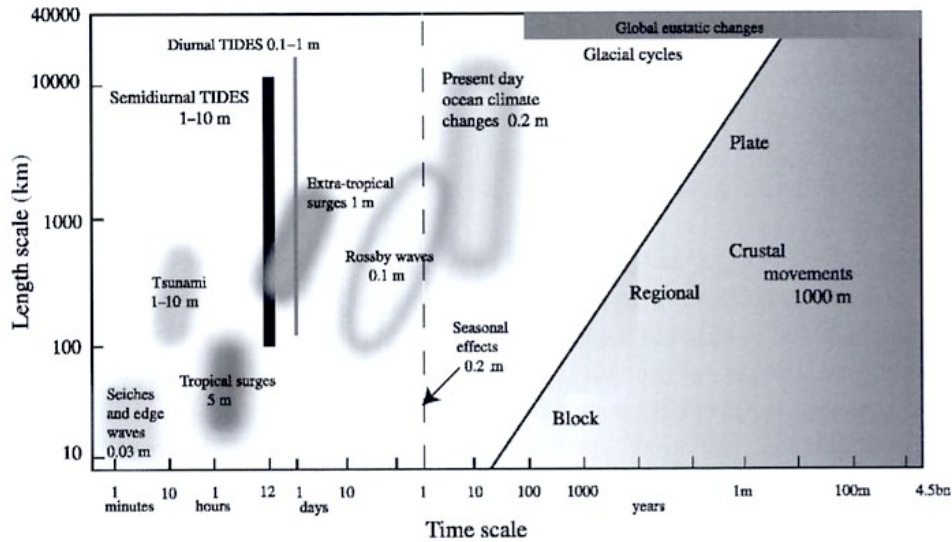


FIG. 1.1 – Les facteurs principaux des variations du niveau de la mer et leurs échelles spatio-temporelles associées, d’après Pugh (2004).

1.1.1 Les variations du niveau de la mer au cours des temps géologiques

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 variations des lignes de rivage, et donc du niveau marin.

Ainsi, les géologues Vail et al. (1977) ont analysé les roches sédimentaires en utilisant une technique de stratigraphie séquentielle pour reconstruire les variations passées du niveau de la mer. Ils ont montré qu’au cours des derniers 600 millions d’années, le niveau de la mer a beaucoup évolué, en lien avec les cycles sédimentaires successifs (Fig. 1.2).

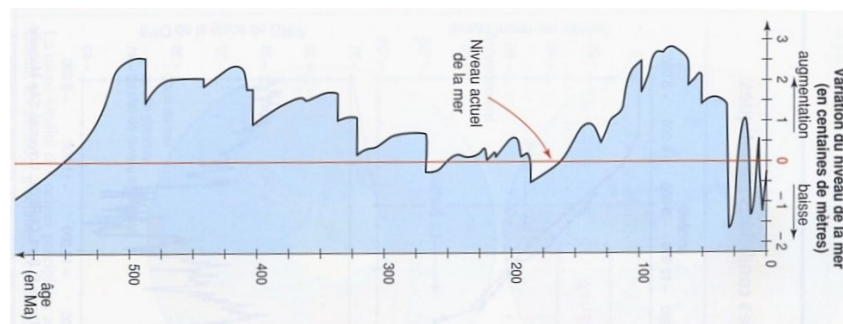


FIG. 1.2 – Evolution temporelle du niveau de la mer depuis 600 millions d’années, d’après Vail et al. (1977).

Lors des périodes de transgression, le taux d'accrétion au niveau de la dorsale océanique est élevé, le volume de la dorsale augmente, par conséquent le volume du bassin océanique diminue, et donc le niveau de la mer s'élève. En période de transgression, l'érosion et l'accumulation de sédiments au fond de l'océan sont importants. Lors des périodes de régression, au contraire le volume du bassin océanique augmente, et donc le niveau de la mer s'abaisse. Depuis 600 millions d'années, il y a eu des cycles sédimentaires de forte amplitude (jusqu'à plusieurs centaines de mètres), de longue durée (des dizaines de millions d'années), avec des variations de niveau marin estimées très lentes (de l'ordre de 0,001 cm/an). Ainsi, le niveau marin a déjà atteint jusqu'à 200m de plus ou de moins que le niveau actuel, avec toutefois une valeur en moyenne plus élevée qu'aujourd'hui.

1.1.2 Cycles glaciaires-interglaciaires du Quaternaire

Sur des échelles de temps comprises entre quelques milliers d'années et plusieurs centaines de milliers d'années, les variations du niveau de la mer sont principalement gouvernées par les variations du volume des glaces continentales. Ces dernières sont liées aux variations de la température de l'atmosphère, en réponse aux variations orbitales périodiques de d'ensoleillement (cycles de Milankovitch, 1938), ainsi qu'à la présence de continents près des pôles.

Au cours du Quaternaire (depuis environ deux millions d'années), on dénombre 17 cycles glaciaires et interglaciaires, associés à des périodes froides — hémisphère nord englacé et niveau de la mer bas — et des périodes chaudes, équivalentes aux conditions actuelles.

L'étude des paléoclimats repose sur l'analyse des carottes glaciaires et sédimentaires par différentes techniques. Les carottes glaciaires sont des archives uniques des variations climatiques passées. Les 3310 premiers mètres de la carotte de Vostok forée en Antarctique ont permis d'explorer 450 000 ans d'archives glaciaires. Plus récemment, le forage européen EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) dans l'Est Antarctique, piloté par l'Institut Paul-Emile Victor, a atteint une glace vieille de 740 000 ans (EPICA community members, 2004).

C'est l'analyse des petites bulles d'air emprisonnées dans la glace qui permet de déterminer la composition de l'atmosphère du passé, notamment la teneur en gaz à effet de serre. Ainsi les équipes de J. Jouzel du LSCE et de D. Raynaud du LGGE ont montré le lien étroit entre les différents paramètres climatiques que sont la température de l'atmosphère, la teneur en gaz carbonique et en méthane de l'atmosphère (Petit et al., 1999; Pépin et al., 2001; Delmotte et al., 2004; Raynaud et al., 2005). En période glaciaire froide, la température est de 8°C inférieure à celle des périodes interglaciaires, la concentration en dioxyde de carbone diminue d'un tiers, et celle de méthane de moitié (Fig. 1.3).

Les enregistrements isotopiques (en particulier le rapport O^{18}/O^{16} de la glace) le long des carottes de glace obtenues par forage des calottes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland ont permis de reconstruire les variations de température de l'atmosphère, et donc les variations passées du climat. En effet, la concentration de l'isotope lourd O^{18} dans la glace dépend principalement de la température ambiante de l'atmosphère de l'époque où la glace s'est formée.

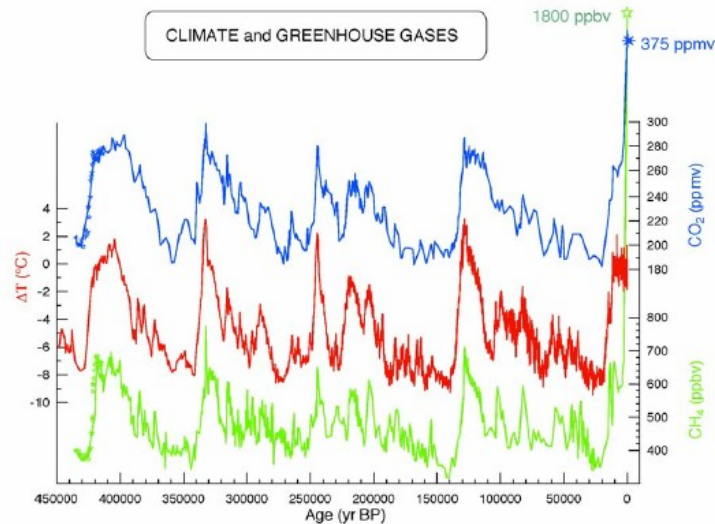


FIG. 1.3 – Evolution au cours des derniers 450 000 ans de la teneur en CO₂ (Petit et al., 1999; Pépin et al., 2001; Raynaud et al., 2005), en CH₄ (Petit et al., 1999; Delmotte et al., 2004; Raynaud et al., 2005), et de la température en Antarctique (Petit et al., 1999), déduits de l’analyse des carottes glaciaires de Vostok et EPICA (EPICA community members, 2004).

Les foraminifères, organismes unicellulaires marins, sont des organismes précieux pour les reconstitutions paléo-océanographiques. Présents en grande quantité dans toutes les mers du globe, et très sensibles aux conditions environnementales, ils fixent l’oxygène dans leur squelette ou « test » de carbonate. L’analyse des tests de foraminifères contenus dans les sédiments permet de déterminer le rapport O^{18}/O^{16} qui renseigne sur la composition isotopique de l’eau de mer, ainsi que sur la température de l’eau dans laquelle les coquilles se sont développées (Emiliani, 1955).

L’analyse du O^{18}/O^{16} des foraminifères benthiques (vivant au fond) reflète en première approximation uniquement les variations de la composition isotopique de l’eau de mer. La température au fond est alors considérée comme constante. En période glaciaire, l’accumulation de glaces très pauvres en O^{18} aux pôles a pour conséquence un enrichissement corrélatif de l’eau de mer en O^{18} . Les variations du O^{18}/O^{16} des foraminifères benthiques informe alors des variations du volume des calottes glaciaires, et permet donc de calculer les variations du niveau de la mer équivalentes. Shackelton (1987, 2000) a montré qu’une variation de 0,01% de O^{18}/O^{16} dans les tests de foraminifères correspond à une variation de 10 m du niveau de la mer.

De même, les récifs coralliens sont très sensibles aux variations de l’environnement, car ils ne survivent qu’à quelques mètres de la surface. Ils sont ainsi de bons indicateurs des variations du niveau de la mer depuis le dernier maximum glaciaire il y a environ 20 000 ans. L’analyse de la composition des squelettes des coraux, en particulier du rapport O^{18}/O^{16} , permet de déterminer la température de l’eau à un moment précis du passé, et avec la datation précise des coraux, d’en déduire les variations du niveau de la mer.

Les variations passées du niveau de la mer ont ainsi été reconstruites à l’aide de ces différentes données paléoclimatiques. Des informations géologiques sur la détection

d'anciennes lignes de rivage sont aussi utilisées (Pirazzoli, 1996).

La Fig. 1.4 présente les variations du niveau de la mer depuis 160 000 ans basée sur l'étude des paléoclimats, et corréle les variations du niveau de la mer à différents indices climatiques.

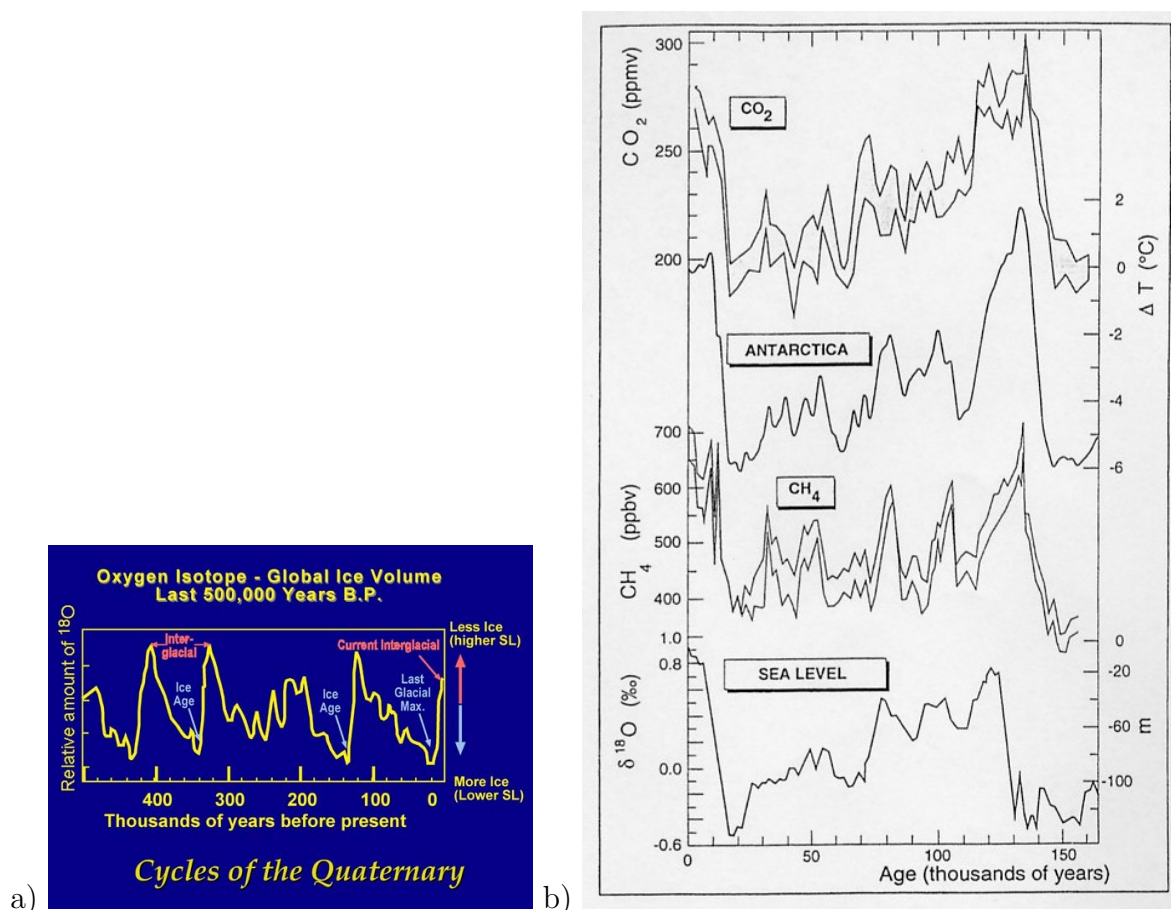


FIG. 1.4 – Variation, au cours des derniers a) 500 000 ans et b) 160 000 ans, de la teneur en oxygène 18 de l'océan, indicateur du niveau de la mer (en bas), ainsi que d'autres indices climatiques : la teneur en méthane, la différence de température au-dessus de l'Antarctique (au milieu), ainsi que la concentration en gaz carbonique (en haut), d'après Raynaud et al. (1993).

Il y a 120 000 ans, lors de la précédente période interglaciaire, la température était certainement légèrement plus élevée qu'aujourd'hui et le niveau de la mer supérieur de 5-6 m. En revanche, au cours du dernier maximum glaciaire il y a 18 000 ans, l'atmosphère était plus froide d'environ 4-5 °C, et le niveau de la mer plus bas d'environ 120 m en raison du transfert d'une grande partie d'eau liquide des océans sous forme de glace continentale. Pendant cette période de glaciation, la formation de calottes de glaces sur les continents est telle que la calotte polaire dans l'hémisphère Nord atteint 3 km d'épaisseur et recouvre une grande partie de l'Europe et l'Amérique du Nord ; de nombreuses terres australes sont

également recouvertes de glaces, et les glaciers sont omniprésents dans les régions élevées du globe. La masse d'eau totale contenue dans les océans atteint alors un minimum.

Pour les dernières dizaines de milliers d'années, en sus des marqueurs géologiques et biologiques, on dispose de données archéologiques d'une valeur inestimable qui permettent de reconstituer les variations du niveau de la mer. A titre d'exemple, on estime par datation au C^{14} que les peintures rupestres découvertes dans la grotte de Cosquer (Marseille) ont été réalisées entre 27 000 et 19 000 ans avant notre ère, c'est-à-dire au cours de la dernière glaciation. Aujourd'hui, cette grotte est enfouie à 37 m sous la surface de la mer (Lambeck and Bard, 2000). D'autres informations archéologiques basées sur la position par rapport au niveau de la mer actuel de casiers à poissons de l'époque romaine permet de calculer le taux de variation du niveau de la mer depuis 2000 ans (Lambeck, 2004).

Les paléo-indicateurs des variations du niveau de la mer durant l'Holocène Supérieur s'accordent sur le fait que l'élévation du niveau moyen connaît un pic entre 15 000 et 7 000 ans avant notre ère (à une vitesse moyenne de 10 mm/an), en réponse à une augmentation rapide de la température et à la désintégration de larges calottes de glace continentales.

Puis, le niveau de la mer continue de s'élever, mais beaucoup plus lentement (Fig. 1.5) : au cours des derniers 1 000 ans et avant le XXème siècle, le taux de variation du niveau de la mer aurait été inférieur à 0,2 mm/an (Lambeck and Bard, 2000 ; Lambeck, 2002). De plus, pendant cette même période, les oscillations à plus court terme (de l'ordre de quelques centaines d'années à 1 000 ans) présenteraient des amplitudes maximales de 0,3 à 0,5 m (Chappell, 1982 ; Wooddroffe and McLean, 1990).

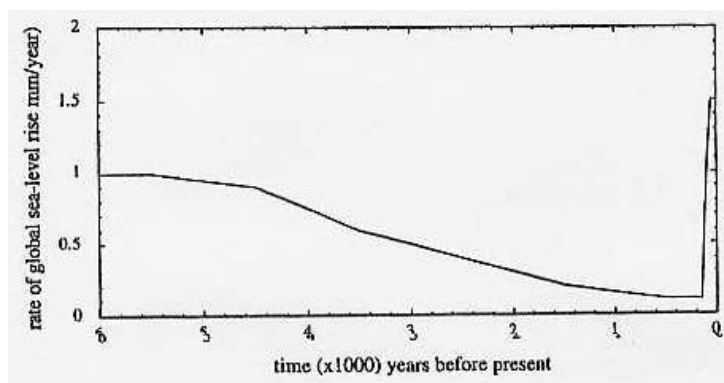


FIG. 1.5 – Evolution temporelle de la vitesse d'élévation du niveau de la mer depuis 6000 ans, d'après Lambeck (2004).

1.1.3 Les variations récentes du niveau de la mer : Le XXème siècle

Alors que le niveau moyen de la mer s'est très peu élevé au cours des 1 000 dernières années (environ 0,1 à 0,2 mm/an), des analyses récentes utilisant les mesures des marégraphes historiques indiquent une hausse du niveau global de la mer largement supérieure,

d'environ 1,5 à 2 mm/an pour le XXème siècle (Douglas, 2001 ; Peltier, 2001 ; Church et al., 2004 ; Holgate and Woodworth, 2004). Cette hausse de 15 à 20 cm en un siècle — supérieure d'un facteur 10 par rapport aux siècles précédents — est l'objet d'un intérêt considérable dans le contexte actuel du réchauffement climatique observé depuis quelques décennies.

Réchauffement climatique et hausse du niveau de la mer

Selon le Troisième Rapport d'évaluation du GIEC — Groupement Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat ; IPCC en anglais —, le réchauffement global de la surface terrestre enregistré depuis le début du XXème siècle atteint 0,4 à 0,8 °C (Houghton et al., 2001). Cette hausse significative de la température de surface est le résultat de l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre (dioxyde de carbone, méthane, etc.) dans l'atmosphère, conséquence de l'utilisation des combustibles fossiles par les activités industrielles humaines. Il est maintenant largement reconnu que l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère depuis le début de l'ère industrielle — +35% de CO₂, +150% de CH₄ — accentue le processus naturel d'effet de serre, entraînant un réchauffement global de la planète d'origine anthropique (IPCC, 2001).

En lien étroit avec le réchauffement global, la hausse du niveau de la mer est aujourd'hui l'une des conséquences les plus préoccupantes pour les sociétés et territoires littoraux. Déjà à l'oeuvre, le changement climatique observé pourrait bien en effet s'accélérer dans le siècle à venir. Les observations marégraphiques indiquent une hausse de 10 à 20 cm du niveau moyen global de la mer au cours du XXème siècle (Church et al., 2001). Les projections à l'horizon 2100 issues des modèles climatiques indiquent une hausse moyenne globale de l'ordre de 40 cm, avec cependant une fourchette d'incertitudes importante, de 10 à 90 cm.

Les principales causes des variations du niveau de la mer sur des échelles de temps de la décennie au siècle

Aux échelles de temps de quelques années à plusieurs décennies, les variations du niveau moyen global de la mer résultent de deux processus majeurs :

- la dilatation thermique de l'océan causée par les variations du contenu thermique de l'océan (les effets de la salinité ont une importance à l'échelle régionale mais ont un effet négligeable à l'échelle globale).
- les apports d'eau douce à l'océan causés par la fonte des calottes polaires et des glaciers de montagne, ainsi que les échanges potentiels avec les réservoirs d'eaux continentales (effets climatiques et anthropiques).

Dans son dernier rapport, l'IPCC (Church et al., 2001) fait le bilan des différentes contributions climatiques à la hausse du niveau de la mer observée par les marégraphes (entre 1 mm/an et 2 mm/an) au cours du XXème siècle. Pour l'essentiel, l'estimation de ces contributions est basée sur des modèles ; On verra plus loin, que depuis 2001, la

situation a radicalement évolué avec l'apparition de nouvelles observations permettant de quantifier — au moins pour les années récentes — les contributions climatiques à la hausse du niveau de la mer.

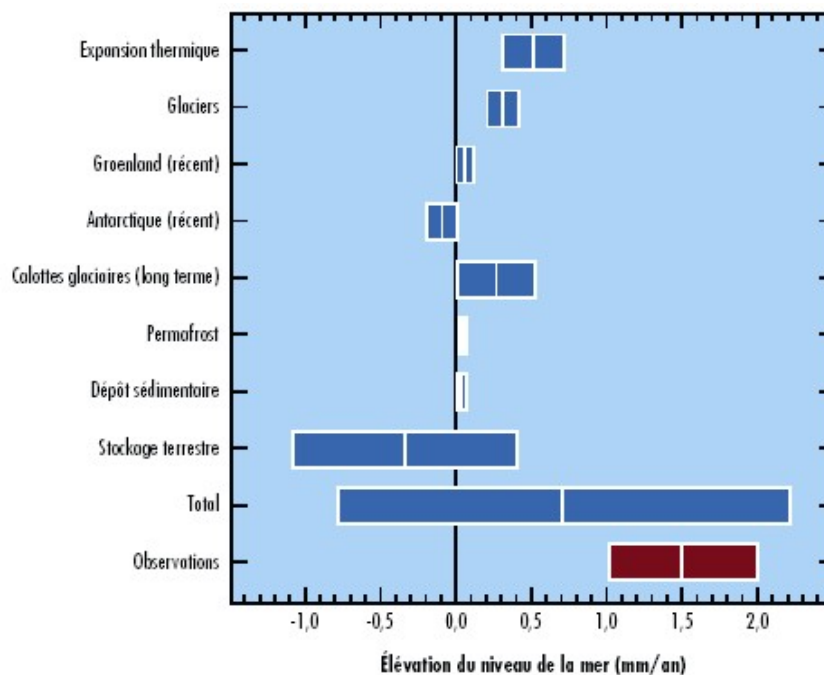


FIG. 1.6 – Diagramme comparant les contributions climatiques à l'élévation du niveau de la mer au XXème siècle et les observations marégraphiques (d'après IPCC, Church et al. (2001)).

Selon Church et al. (2001), la somme des contributions à l'élévation du niveau de la mer du XXème siècle est estimée à 0,7 mm/an, avec néanmoins une marge d'incertitude importante (1,5 mm/an). Parmi les différents facteurs, l'expansion thermique causée par le réchauffement des océans est la contribution dominante (0,3 à 0,7 mm/an). Viennent ensuite la fonte des glaciers de montagne (0,2 à 0,4 mm/an) et les modifications du bilan de masse de l'Antarctique et du Groenland (-0,2 à 0,6 mm/an). La contribution la plus incertaine (-1,5 à 0,7 mm/an) concerne les réservoirs d'eaux continentales résultant des activités anthropiques (construction de barrages, évapotranspiration consécutive à l'intensification de l'irrigation, etc.). Comme on le voit sur la figure 1.6, l'ensemble des contributions climatiques n'explique que la moitié de l'élévation du niveau de la mer mesurée par les marégraphes (1,5 mm/an, selon Church et al., 2001). D'où la question : le GIEC a-t-il sous estimé les facteurs climatiques ou bien les marégraphes ont-ils surestimés l'élévation du niveau de la mer ? C'est ce que W. Munk appelle « The Enigma » (Munk, 2002). Une des motivations de ma thèse est de tenter de résoudre cette « énigme ». Au-delà d'une meilleure compréhension des causes de la hausse actuelle du niveau de la mer, la quantification fiable des contributions climatiques a des conséquences importantes sur les modèles d'évolution climatique développés pour estimer l'évolution future du niveau de la mer.

Depuis la publication de ce dernier rapport de l'IPCC (2001), de nombreuses études ont été poursuivies sur les causes des variations du niveau de la mer afin de tenter de réduire les incertitudes sur les estimations des causes des variations du niveau de la mer. Ainsi dans le prochain rapport de l'IPCC en cours de rédaction (publication prévue en 2007), ces valeurs devraient être revues et corrigées en fonction des nouveaux résultats publiés. Parmi les progrès importants réalisés dans notre connaissance des causes des variations du niveau de la mer, on peut citer :

- De nouvelles estimations de la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires pour les dernières décennies (Meier and Dyurgerov, 2002 ; Arendt et al., 2002 ; Krabill et al., 2005 ; Thomas et al., 2004 ; Rignot et al., 2003, 2004).
- Les premières estimations de la contribution des eaux continentales aux variations du niveau de la mer grâce aux modèles hydrologiques globaux récemment développés (ORCHIDEE par Verant et al. (2004), LaD par Milly and Shmakin (2002)).
- Et surtout, le développement récent de plusieurs analyses globales de données de température et de salinité pour les 50 dernières années (Levitus et al., 2000 ; Ishii et al., 2003 ; Levitus et al., 2005 ; Ishii et al., 2005) et la dernière décennie (Willis et al., 2004 ; ARMOR développé par Guinehut et al., 2004), permettant les premières estimations basées sur des observations (et non pas sur des modèles) de l'expansion thermique des océans.

Les conséquences de l'élévation actuelle du niveau de la mer

Nicholls and Leatherman (1994) regroupent les phénomènes physiques liés à l'élévation du niveau de la mer en zone côtière en cinq catégories : aggravation de la submersion des côtes basses (deltas, récifs coralliens, certaines îles), accélération de l'érosion des plages et des falaises, salinisation accrue des aquifères et des eaux de surface, amplitude des hautes eaux plus grande, enfin effets des catastrophes naturelles telles que tempêtes et inondations récurrentes.

La principale menace liée à l'élévation du niveau de la mer est l'inondation permanente par l'eau de mer des littoraux à faible pente : la submersion de terres littorales est alors très rapidement accompagnée de la disparition dramatique des écosystèmes côtiers.

Downs et al. (1994) décrit l'inondation spectaculaire des marais dans la région de Chesapeake Bay : un tiers de la surface du parc Blackwater Wildlife Refuge près de Cambridge dans le Maryland disparut en l'espace de 40 ans, entre 1938 et 1979.

Un autre exemple marquant et largement étudié concerne le delta du Mississippi : siège d'une subsidence locale forte, cette région deltaïque a expérimenté une hausse apparente du niveau de la mer d'environ 10 mm/an durant le XXème siècle. Day and Templet (1989) ont étudié ce cas d'école qui simule bien une forte hausse du niveau de la mer en cas d'accélération dans les années à venir, et ont montré que la disparition des espaces deltaïques atteint un rythme effréné de 100 km² de terres perdues par an.

On trouve de telles régions vulnérables en de nombreux endroits : les zones deltaïques du Nil et de la Camargue en Méditerranée, le delta du Danube, la Mer Noire, le delta du Gange et du Brahmapoutre (Bangladesh). Ces régions sensibles sont en outre des

zones fertiles et donc souvent très densément peuplées. Nicholls and Leatherman (1994) ont estimé les conséquences socio-économiques des inondations probables de ces régions : outre plusieurs millions de personnes déplacées, ceci dans des pays souvent en voie de développement, les pertes économiques liées à la disparition ou au ralentissement des activités agricoles et maritimes risquent de poser de sérieux problèmes.

Egalement concernées, les îles « plates » comme les archipels des Maldives dans l’Océan Indien ou Tuvalu dans le Pacifique Sud sont menacées d’engloutissement sous les eaux.

On l’a vu, les variations du niveau de la mer sont intimement liées aux changements climatiques, qu’ils soient naturels ou d’origine anthropique. Il est donc extrêmement important de comprendre les mécanismes de cette interaction afin d’être capable de prédire la hausse du niveau de la mer due au réchauffement global, et son impact sur les populations côtières, à défaut de pouvoir enrayer cette hausse. Pour cela, nous avons aujourd’hui accès à des systèmes d’observations précis et complémentaires du niveau de la mer.

1.2 Les moyens d’observation actuels du niveau de la mer

Pour le XXème siècle et la dernière décennie, nous disposons de deux principaux moyens d’observation du niveau de la mer : les marégraphes et les altimètres spatiaux.

Les marégraphes, utilisés depuis environ un siècle, permettent de reconstituer les variations à long terme du niveau de la mer. Fixés à la côte, ils fournissent une mesure du niveau de la mer relative à la croûte terrestre. Pour accéder aux variations du niveau de la mer absolu, il est alors indispensable de corriger ces mesures des mouvements verticaux de la croûte terrestre.

Les satellites altimètres, opérationnels depuis une douzaine d’années, fournissent des observations globales du niveau de la mer. A l’opposé des marégraphes, les altimètres mesurent directement le niveau de la mer absolu, par rapport au centre de masse de la Terre.

Au cours de cette section, nous allons détailler ces deux types d’observation du niveau de la mer.

1.2.1 Les marégraphes historiques : Observation des variations séculaires du niveau de la mer

Les mesures des marégraphes historiques ont été traditionnellement utilisées pour évaluer la hausse du niveau de la mer durant le siècle passé. Les premières mesures du niveau de la mer par les marégraphes remontent au 18ème siècle, fournissant de longues séries temporelles précieuses pour l’estimation des variations séculaires du niveau de la mer : malheureusement, seules une vingtaine de stations utilisables, principalement sur les côtes d’Europe et d’Amérique du nord, ont traversé le XXème siècle.

D’autre part, nous verrons que ces instruments de mesure du niveau de la mer présentent de nombreuses limitations pour l’étude des variations du niveau de la mer à long terme, de par leur distribution spatio-temporelle faible et leur mesure relative à la côte.

Le principe de fonctionnement des marégraphes est présenté en annexe A.

Données marégraphiques pour l'étude du niveau de la mer

C'est l'analyse des plus longues séries temporelles marégraphiques disponibles qui permet d'estimer l'évolution du niveau de la mer au cours du siècle dernier, et surtout la tendance séculaire du niveau de la mer correspondante.

De telles séries temporelles sont accessibles grâce au Service permanent du niveau moyen de la mer (PSMSL : Permanent Service for Mean Sea Level) qui depuis 1933, collecte, publie et analyse les données de niveau de la mer issues du réseau mondial de marégraphes.

Ainsi le PSMSL récupère les moyennes mensuelles et annuelles de niveau de la mer, récentes et historiques, d'environ 2 000 stations marégraphiques réparties dans 200 pays différents : ces données sont envoyées au PSMSL par les organismes nationaux responsables du suivi du niveau de la mer, mais également par les grands programmes internationaux tels que GLOSS (Global Sea Level Observing System), WOCE (World Ocean Circulation Experiment) et TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere).

Malheureusement, sur ces 2 000 stations, moins de 2/3 sont potentiellement utilisables pour étudier l'évolution du niveau de la mer : ce sont les stations de la base de donnée « RLR » (Revised Local Reference). Les enregistrements de cette base de donnée sont en effet les seuls à avoir subi un ensemble de contrôles de la part du PSMSL.

D'une part, ces contrôles visent à assurer la continuité et la stabilité locale de la référence du marégraphe. Grâce aux documentations fournies conjointement aux données, le PSMSL peut reconstituer l'historique précis de la référence du marégraphe : description des repères de marée, relation avec les repères auxiliaires, notes de destruction, de déplacement, de remplacement, etc. Ainsi grâce à ces informations, le PSMSL a pu ramener toutes les données à une référence commune, appelée TGBM (Tide Gauge Bench Mark).

D'autre part, les contrôles concernent la détection et la signalisation des données aberrantes ou incohérentes. Woodworth and Player (2003) fournissent un inventaire précis de ces contrôles appliqués de manière routinière aux données reçues par le PSMSL. On est ainsi assuré de la qualité des données marégraphiques utilisées pour l'étude des variations à long terme du niveau de la mer.

Cependant, parmi les 1 300 stations de la base RLR, moins de 150 séries temporelles sont utilisables pour l'étude de l'évolution séculaire du niveau de la mer : en effet, nous allons voir que les marégraphes souffrent de certaines limitations qui forcent à rejeter un grand nombre d'enregistrements.

Limitations des marégraphes pour l'étude des variations séculaires du niveau de la mer

Longueur des séries temporelles Lorsqu'on s'intéresse à la tendance du niveau de la mer à l'échelle du siècle, il est très important d'avoir une série temporelle du niveau moyen de la mer la plus longue et continue possible, afin de s'affranchir des fluctuations

décennales et inter-décennales qui en quelque sorte polluent le signal recherché. Ainsi, Douglas (2001) estime que les séries marégraphiques de moins de 60 ans sont inutilisables pour l'estimation de la tendance à long terme (100 ans) du niveau de la mer.

Distribution géographique inégale Ainsi, si l'on ne considère que les stations fournissant une série temporelle quasi-continue de plus de 60 ans, la distribution géographique des sites retenus au sein de la base de données RLR du PSMSL est très hétérogène (Fig. 1.7).

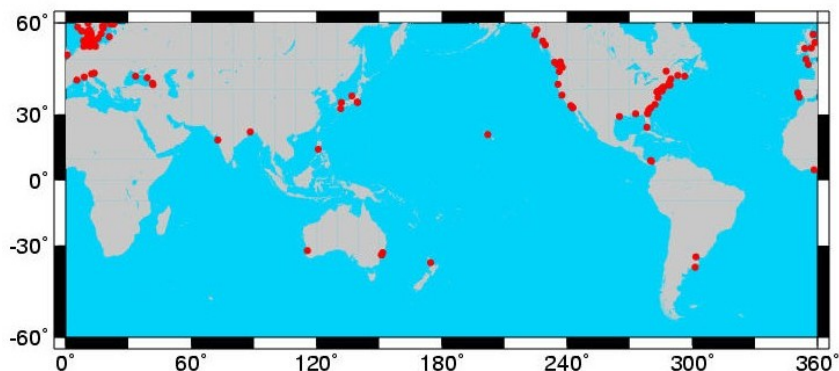


FIG. 1.7 – Localisation des marégraphes de la base RLR du PSMSL ayant au moins 60 ans de données.

D'une part les sites marégraphiques sont situés quasi-exclusivement sur les côtes continentales (très peu d'îles en plein océan représentées), d'autre part ces stations sont installées principalement dans l'hémisphère Nord, sur les côtes d'Europe, d'Amérique du Nord et du Japon. Ainsi, non seulement le plein océan est totalement sous-échantillonné, mais de plus les enregistrements marégraphiques du niveau de la mer dans l'hémisphère Sud sont presque inexistantes.

Outre une couverture spatiale inhomogène et insuffisante, les enregistrements marégraphiques souffrent de nombreux signaux parasites pour l'étude des variations du niveau de la mer.

Mouvements verticaux Parmi les signaux parasites affectant les marégraphes, le plus important mais malheureusement mal connu concerne les mouvements verticaux de la croûte terrestre. Le marégraphe étant fixé au sol, il fournit une mesure du niveau de la mer relative à la côte : il enregistre en effet de tels mouvements verticaux de la côte en sus des variations du niveau de la mer. Ce caractère relatif du marégraphe par rapport à la côte est critique pour l'étude des variations à long terme du niveau de la mer car les mouvements verticaux sont du même ordre de grandeur que le signal recherché (de l'ordre de quelques millimètres par an).

Parmi les principaux phénomènes causant des mouvements verticaux de la croûte terrestre, on peut citer : effet des marées terrestres, effets tectoniques (déformations

co- et post-sismiques), rebond post-glaciaire (voir paragraphe suivant), effets de charge (déformations verticales de la croûte sous l'effet de la charge des masses d'air et d'eau — eaux continentales et océaniques —), effets de subsidence liés au poids des sédiments, au pompage des nappes d'eaux souterraines, du gaz et du pétrole, etc. Dans le tableau 1.1 sont présentées la gamme d'amplitude ainsi que les échelles spatiales et temporelles de ces différents phénomènes (d'après Wöppelman, 1997). Certains phénomènes (marées, effets de charge) agissent essentiellement à court terme et à l'échelle de temps saisonnière.

SIGNAL	AMPLITUDE	ECHELLE SPATIALE	ECHELLE TEMPORELLE
MARÉES TERRESTRES	≤ 30 cm	Locale	Périodicité liée aux mouvements des astres
EFFETS DE CHARGE			
Rebond post-glaciaire	≤ 2 cm/an \leq	Régionale	Glaciations (≈ 10000 ans)
Surcharge océanique	≤ 10 cm	Locale, côtes	Cf. marées
Surcharge atmosphérique	≤ 2 cm	Locale à régionale	Jour à 10 jours
Sédimentation			
Bassins océaniques	$\leq 0,03$ mm/an	Bassin	Milliers d'années
Embouchures fluviales	≤ 5 mm/an	Locale	Séculaire et plus
EFFETS TECTONIQUES			
Jeux de failles, plissement	\leq quelques cm/an	Locale à régionale	Millions d'années
Séismes	\leq plusieurs mètres	Locale à régionale	Effet bref \leq jour
EFFETS DU VOLCANISME			
Gonflement-dégonflement	\leq quelques dm/an	Locale	Décennale à séculaire
Volcano-isostasie	\leq mm/an	Régionale	Long terme (séculaire et plus)
Variations du niveau des nappes d'eau souterraine	\leq quelques cm	Locale	Saisonnière et plus (liée aux précipitations)
EFFETS ANTHROPIQUES			
Extractions de pétrole, etc.	≈ 10 cm/an, voire plus	Locale	Décennal, et plus
Tassement des ouvrages : quai, port, etc.	≤ 5 mm/an	Locale	Plusieurs mois, voire plus

TAB. 1.1 – Mouvements verticaux de l'écorce terrestre qui peuvent affecter la stabilité du support du marégraphe, d'après Wöppelmann (1997).

Ainsi, les échelles spatio-temporelles des mouvements verticaux de l'écorce terrestre affectant la stabilité du socle du marégraphe sont très variées. Dans la plupart des cas, le caractère linéaire sur de longues périodes des déplacements et leur amplitude proche

de celle des variations du niveau de la mer ne permettent pas de séparer les processus terrestres et océaniques sans apport d'information supplémentaire. Or ces différents processus sont à l'heure actuelle rarement modélisés ou de manière insatisfaisante.

Le processus physique le mieux étudié est certainement le « rebond post-glaciaire » : c'est le seul processus géologique à pouvoir être modélisé de manière globale, même si de larges incertitudes demeurent. Depuis la fin de la dernière déglaciation, la Terre solide s'est déformée en réponse aux variations de charge de glace et d'eau en surface, ainsi qu'aux redistributions des masses entre océans et continents. Ce phénomène est appelé ajustement isostatique (Peltier, 1986), ou de manière imagée rebond postglaciaire. Cette réponse visqueuse lente de la croûte terrestre à la fonte des calottes de glaces continentales se poursuit aujourd'hui encore, principalement dans les régions autrefois recouvertes de glaces continentales. Alors que la dernière déglaciation se terminait il y a 6 000 ans, les continents continuent par exemple de se soulever de nos jours en réponse à cette perte de masse.

Ainsi par exemple, les séries marégraphiques situées au-delà de la latitude 50°N présentent une baisse apparente importante (environ 10 mm/an) du niveau de la mer : en réalité cette baisse relative du niveau de la mer est due au fait que le sol sur lequel est fixé le marégraphe se soulève plus vite à cause du rebond post-glaciaire que le niveau de la mer ne monte. Dans les régions équatoriales au contraire, l'effet du rebond post-glaciaire est souvent négligeable (inférieur à 0,5 mm/an).

Les travaux de W.R. Peltier et de K. Lambeck sur la modélisation géophysique du rebond post-glaciaire sont les plus connus, mais d'autres groupes proposent également des modèles (Mitrovica et al., 2001). Les modèles successifs de Peltier (2004) (dernier en date : ICE-5G) sont les plus couramment utilisés pour corriger les mesures marégraphiques. De tels modèles sont relativement fiables, mais des études montrent que les valeurs des vitesses estimées sont encore trop sensibles à quelques paramètres du modèle de terre, comme l'épaisseur de la lithosphère ou encore la viscosité du manteau, et donc trop incertaines.

Une perspective intéressante concerne l'utilisation des techniques spatiales de positionnement pour corriger avec précision les mouvements verticaux terrestres qui affectent le signal marégraphique. La surveillance des repères de marée par des mesures de géodésie spatiale (station GPS et balise DORIS permanentes au voisinage du marégraphe par exemple) devrait permettre de déterminer leur position et leur vitesse avec précision dans un système de référence géocentrique International Terrestrial Reference System (ITRS). Malheureusement, à l'heure actuelle, les précisions atteintes sur les mesures géodésiques sont souvent insuffisantes en regard de la précision requise pour l'estimation des tendances à long terme du niveau de la mer à partir des séries temporelles marégraphiques. À terme, avec de plus longues séries temporelles (quelques décennies), ces mesures géodésiques permettront d'estimer des vitesses verticales avec une précision de 0,3-0,5 mm/an grâce à une surveillance continue (Neilan et al., 1997).

Estimations de la hausse séculaire du niveau de la mer

Les estimations les plus récentes de l'élévation séculaire du niveau moyen de la mer déduites des enregistrements marégraphiques au cours du XXème siècle sont de l'ordre de 1,5 à 2 mm/an. Le tableau 1.2 résume les différentes valeurs obtenues.

AUTEUR	TENDANCE (MM/AN)	PÉRIODE
Church et al. (2001)	1 - 2	20ème siècle
Douglas (2001)	$1,71 \pm 0,5$	20ème siècle
Peltier (2001)	$1,84 \pm 0,35$	20ème siècle
Douglas et Peltier (2002)	1,5 - 2	20ème siècle
Church et al. (2004)	$1,8 \pm 0,3$	1950-2000
Holgate and Woodworth (2004)	$1,7 \pm 0,2$	1948-2002

TAB. 1.2 – Estimations récentes de la hausse du niveau de la mer au cours du XXème siècle, basées sur l’analyse des observations marégraphiques.

Ces différentes estimations sont basées sur l’analyse des données historiques RLR (Revised Local Reference) du Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL, Woodwoth and Player (2003)).

Les estimations de Douglas (2001) et de Peltier (2001) sont basées sur l’utilisation des données d’un même réseau de 27 marégraphes, regroupés en 10 régions. Ces marégraphes ont été sélectionnés pour leur longueur temporelle supérieure à 70 ans, qui permet d’estimer la hausse séculaire du niveau de la mer (Douglas, 2001). La vitesse d’élévation du niveau de la mer au cours du XXème siècle obtenue par ces auteurs est de $1,71 \pm 0,5$ mm/an d’après Douglas (2001), et de $1,84 \pm 0,35$ mm/an après correction de l’effet du rebond post-glaciaire par le modèle ICE-4G VM2 d’après Peltier (2001).

Parmi les estimations les plus récentes, Holgate and Woodworth (2004) ont montré que le niveau moyen côtier de la mer s’était élevé de $1,7 \pm 0,2$ mm/an au cours des 50 dernières années. Leur étude est basée sur l’analyse des données de 177 marégraphes, divisés en 13 régions, et corrigées des mouvements verticaux en utilisant le modèle ICE-4G de Peltier (2001). Les marégraphes sélectionnés contiennent des données pour au moins 38 des 55 années de la période étudiée 1948-2002. Holgate and Woodworth (2004) ont également utilisé les données altimétriques globales de T/P entre 1993 et 2002 pour montrer que sur cette période, le niveau moyen de la mer s’élevait plus rapidement le long des côtes continentales qu’en plein océan. L’analyse de Holgate and Woodworth (2004) suggère donc que la hausse séculaire du niveau de la mer telle qu’enregistrée par les marégraphes pourrait ne pas être représentative en terme de moyenne globale.

L’analyse de Church et al. (2004) est différente des autres car elle combine les données marégraphiques aux données altimétriques de Topex/Poseidon. Cette méthode dite de « reconstruction » consiste à utiliser l’information « géographique » fournie par l’altimétrie spatiale grâce à sa couverture quasi complète du domaine océanique et l’information temporelle fournie par les marégraphes. Les données de T/P sont dans un premier temps utilisées pour estimer les modes de variabilité, appelés EOF (Empirical Orthogonal Functions), du niveau de la mer à l’échelle globale, entre 1993 et 2001. Ensuite, ces fonctions EOF globales sont combinées avec les longues séries temporelles de niveau de

la mer des marégraphes (1950-2000), afin d'estimer l'évolution temporelle de l'amplitude des EOFs globales au cours des 50 dernières années. La méthode de combinaison utilisée par Church et al. (2004) repose sur la technique d'interpolation optimale développée par Kaplan et al. (2000), qui avait précédemment été appliquée avec succès à la reconstruction des températures de surface de l'océan par Rayner et al. (2003).

Ce type de méthode fait l'hypothèse implicite que les structures spatiales (géographiques) vues par l'altimétrie sur 10 ans sont permanentes. On verra en section 2.3 que cette hypothèse n'est pas vraiment vérifiée, et pose quelques questions quant à la validité des données reconstruites.

Après avoir ainsi reconstruit les variations passées du niveau moyen global de la mer, Church et al. (2004) ont estimé le taux d'élévation du niveau de la mer à $1,8 \pm 0,3$ mm/an entre 1950 et 2000. Récemment Church et al. (2005) ont appliqué leur méthode de reconstruction pour produire une courbe des variations du niveau de la mer depuis 1870 (Fig. 1.8). Ils trouvent que le niveau de la mer s'est élevé à la vitesse de 1,44 mm/an entre 1870 et 2000, de 1,64 mm/an entre 1900 et 2000, et de $1,75 \pm 0,12$ mm/an depuis 1950. Ils concluent que depuis 1870 la hausse du niveau de la mer s'est accélérée au rythme de $0,006 \pm 0,003$ mm/an².

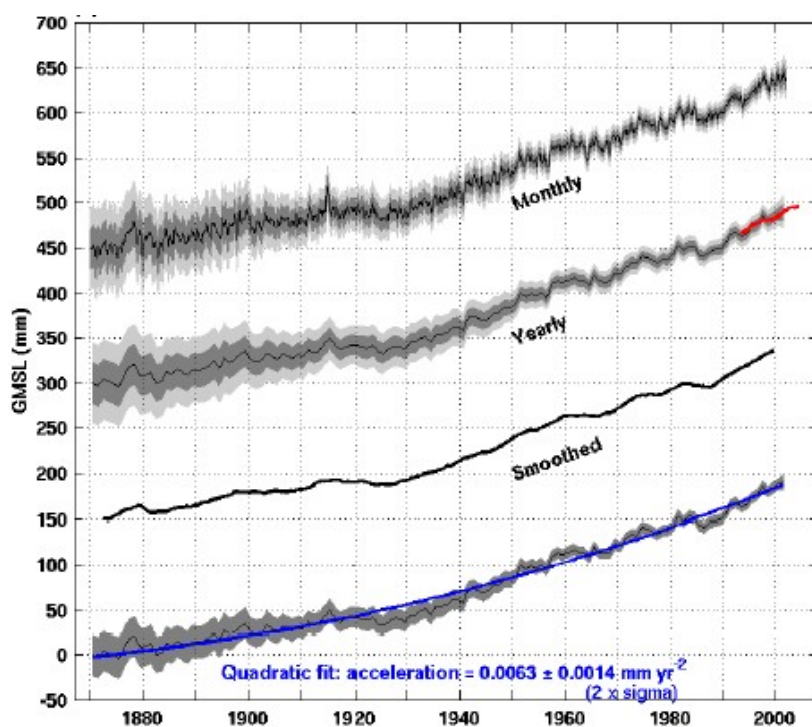


FIG. 1.8 – Evolution du niveau moyen global de la mer entre 1870 et 2000 issu de la reconstruction de Church et al. (2005).

Si ces différentes estimations sont toujours comprises dans la fourchette de 1 à 2 mm/an proposée par l'IPCC, Church et al. (2001), il semble actuellement admis qu'une estimation réaliste de la hausse séculaire du niveau de la mer est plus proche de 2 mm/an que de 1 mm/an.

Les marégraphes historiques présentent un intérêt scientifique évident car ils constituent l'unique témoin des variations du niveau marin du siècle passé. Cependant, estimer la tendance à long terme du niveau moyen de la mer à l'aide des enregistrements marégraphiques n'est pas un problème simple. La connaissance des variations absolues du niveau de la mer à l'aide des données marégraphiques reste encore aujourd'hui un défi. Mais grâce à l'altimétrie spatiale, on a maintenant accès à un moyen d'observation du niveau de la mer complémentaire des mesures marégraphiques.

1.2.2 Les satellites altimètres : Observation synoptique à haute précision du niveau de la mer

Depuis une douzaine d'années, avec les missions altimétriques, principalement Topex-Poseidon et JASON-1, on peut à présent mesurer les variations absolues du niveau de la mer avec une précision de quelques dixièmes de mm/an et une couverture quasi complète du domaine océanique.

On présente en annexe B quelques généralités sur les missions altimétriques, ainsi que le principe de la mesure altimétrique. On discute aussi en annexe B la calibration des systèmes altimétriques (détection de biais et dérives instrumentales) à l'aide des observations marégraphiques pour la détection de biais et dérives instrumentales, qui peuvent totalement polluer le signal à long terme de niveau de la mer.

Dans ce travail, nous utilisons essentiellement les observations du niveau de la mer issues de Topex/Poseidon (T/P) et Jason-1 en raison de leur grande précision. T/P a été lancé en août 1992 sur une orbite inclinée à 66° . Son cycle orbital (ou période de revisite d'un même site) est de 10 jours. L'espacement intertrace est de 350 km à l'équateur. Jason-1, son successeur a été lancé en décembre 2001 sur la même orbite que T/P. En septembre 2002, T/P a été placé sur une nouvelle orbite à mi chemin entre les traces de Jason-1. La précision d'une mesure individuelle de hauteur de surface de la mer par T/P et Jason est actuellement de 2 cm. Moyennée sur l'ensemble des traces au cours d'un cycle orbital, la précision d'une mesure du niveau moyen — de résolution temporelle 10 jours — est estimée à 4 mm par calibration à l'aide des données marégraphiques (Nerem and Mitchum, 2001a,b).

La figure 1.9 présente la courbe du niveau moyen de la mer régulièrement mise à jour au LEGOS d'après les mesures altimétriques de Topex/Poseidon (les 2 orbites) et Jason-1. Cette courbe concerne la période janvier 1993 - janvier 2005). La hausse moyenne pour cette période est de 2.8 mm/an. A cette valeur, il faut retrancher une contribution du rebond-post glaciaire de -0.3 mm/an (voir discussion section 2.4.1), ce qui donne une valeur de 3.1 mm/an. L'incertitude associée à cette valeur est de 0.4 mm/an (Cazenave and Nerem, 2004). D'autres groupes mettent aussi régulièrement à jour la série temporelle altimétrique. A titre de comparaison, on présente sur la figure 1.10 la courbe obtenue par le groupe de l'Université du Colorado (Leuliette et al., 2004). Le taux d'élévation du niveau de la mer sur 1993-2005 est de 2.8 mm/an, et de 3.1 mm/an après correction de l'effet de rebond post-glaciaire.

Un apport majeur de l'altimétrie à la mesure du niveau de la mer est la cartographie des variations régionales des vitesses de variation du niveau de la mer. La figure 1.11 montre

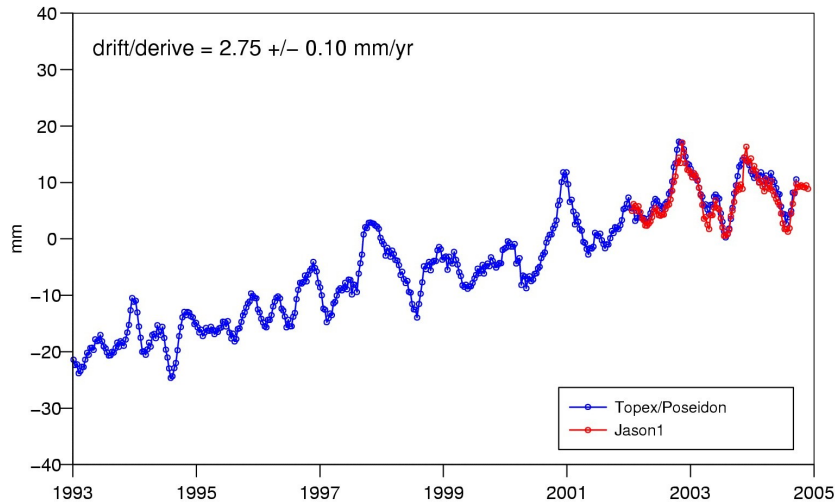


FIG. 1.9 – Variations du niveau moyen global de la mer calculé à partir des données altimétriques de TOPEX et Jason-1 (source LEGOS).

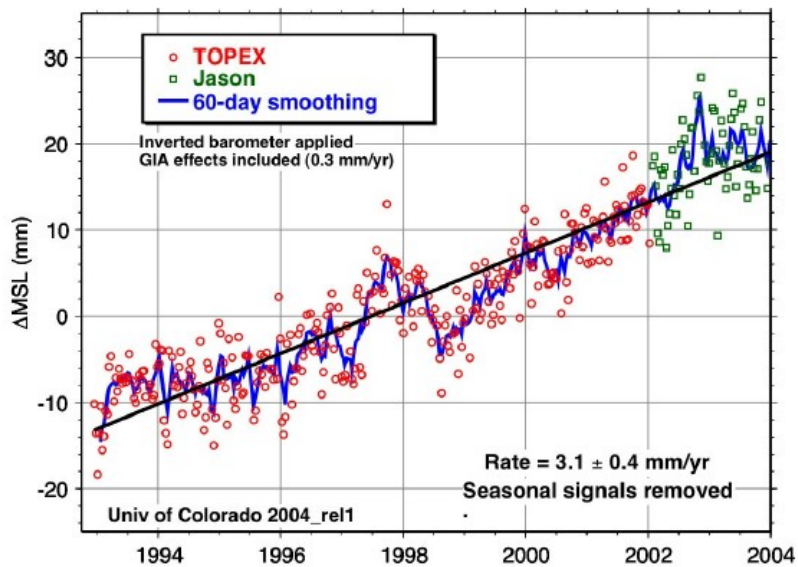


FIG. 1.10 – Variations du niveau moyen global de la mer calculé à partir des données altimétriques de TOPEX et Jason-1 (mise à jour de Leuliette et al. (2004)).

les « dérives » du niveau de la mer calculées sur la période janvier 1993 - décembre 2004. On voit que les variations du niveau de la mer sont loin d'être uniformes. A cause de leur distribution très limitée, les observations marégraphiques n'avaient pas permis de mettre en évidence une telle variabilité régionale et il était souvent admis jusqu'ici que la mer s'élevait uniformément. Avec l'altimétrie, on a maintenant la preuve que ce n'est pas le cas. L'altimétrie montre en effet que dans certaines régions la vitesse d'élévation du niveau de la mer au cours de la dernière décennie a atteint 5 fois la hausse moyenne globale : par exemple dans le Pacifique ouest et l'océan austral. Dans d'autres régions, comme le

Pacifique central et est, le niveau s'est au contraire abaissé.

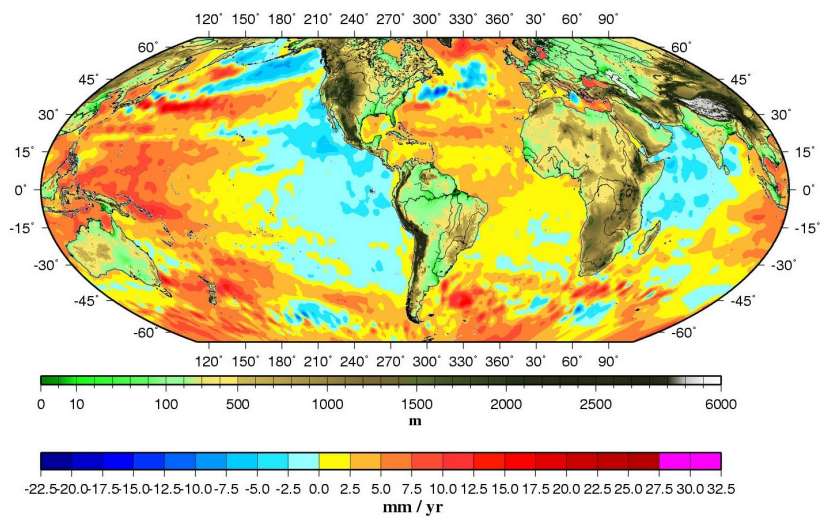


FIG. 1.11 – Taux de variation du niveau de la mer entre 1993 et 2004 d'après les observations T/P (source LEGOS).

On verra plus loin que l'expansion thermique de l'océan est en grande partie responsable des variations régionales observées.

Chapitre 2

L'expansion thermique des océans et ses effets sur les variations actuelles du niveau moyen de la mer

Au cours de cette thèse, nous nous sommes efforcés de mieux identifier et quantifier les causes des variations du niveau de la mer, en utilisant les nouvelles données récemment disponibles. Nous nous sommes tout d'abord focalisés sur l'étude de l'expansion thermique de l'océan et son rôle dans les variations du niveau de la mer, ceci en analysant l'ensemble des bases de données globales de température de l'océan fournies par différents groupes dans le monde.

2.1 Généralités

Les océans ont une capacité calorifique énorme comparée à celle de l'atmosphère : Levitus et al. (2005) montrent qu'une élévation de la température moyenne des océans de $0,1^{\circ}\text{C}$, si elle était entièrement transférée à l'atmosphère, correspondrait à un réchauffement moyen de l'air de 100°C . Ainsi, cette inertie de l'océan due à sa capacité d'absorber des quantités considérables de chaleur implique que l'océan met un certain temps (de l'ordre de la saison en surface, à plusieurs dizaines d'années pour l'océan profond) à atteindre un équilibre thermique lorsqu'il est soumis à des changements globaux de température.

La dilatation (contraction) des eaux océaniques sous l'effet d'un réchauffement (refroidissement) de l'eau de mer est un phénomène complexe. Par exemple, pour un même apport de chaleur, les eaux chaudes de surface (donc moins denses) vont plus se dilater que les eaux froides profondes (donc plus denses); de même, l'expansion thermique des eaux sera plus importante dans les régions tropicales (eaux chaudes) qu'aux hautes latitudes (eaux froides), pour un même changement de température. De manière générale, les eaux denses se dilatent moins que les eaux peu denses. Ainsi, l'absorption de chaleur par l'océan et son transport par la circulation à grande échelle génèrent une variabilité régionale importante du niveau de la mer.

En océanographie, on utilise couramment le terme de « hauteur stérique » pour désigner la composante du niveau de la mer due à la dilatation/contraction de la colonne d'eau

sous l'effet des variations de température et de salinité de l'océan (Pattullo et al., 1955; Tabata et al., 1986; Antonov et al., 2002). La hauteur stérique d'une colonne d'eau est définie par l'équation suivante :

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

Elle correspond à l'élévation d'une colonne d'eau de densité $\rho(z)$ par rapport à la hauteur qu'aurait une colonne d'eau standard de densité de référence ρ_{ref} pour $T=0$ °C, et $S=35$ PSU. La hauteur stérique a la dimension d'une hauteur (en mètres), et typiquement elle est de l'ordre de quelques dizaines de centimètres.

La densité de l'eau de mer dépend de la température, de la salinité et de la pression (donc de la profondeur). L'équation d'état de l'eau de mer $\rho = \rho(T, S, p)$ définie par Gill (1982) permet de calculer la densité de l'eau de mer avec une précision de 3.10^{-5} (Unesco; Millero and Poisson, 1981).

Le calcul de la hauteur stérique d'une colonne d'eau nécessite le choix d'une profondeur de référence z_{ref} . On fait l'hypothèse qu'à la profondeur z_{ref} (typiquement 700m, car au-delà on ne dispose que de peu de données hydrographiques), l'océan est au repos : on suppose donc qu'à cette profondeur la pression est constante. Ainsi, le poids de la colonne d'eau au-dessus de la surface de référence z_{ref} étant le même partout, le niveau stérique de la mer est plus bas dans les régions où les eaux sont denses que dans celles de faible densité.

Concrètement, pour calculer les champs globaux de hauteurs stériques de l'océan et étudier leur évolution temporelle, on utilise des séries temporelles de champs globaux 3D de température $T(x, y, z)$ et de salinité $S(x, y, z)$, issus de modèles ou de données hydrographiques in situ.

Dans le chapitre suivant, nous verrons que de telles bases de données globales de température de l'océan ont été calculées à partir des profils hydrographiques in-situ par plusieurs groupes dans le monde (Levitus et al., 2005; Ishii et al., 2005; Willis et al., 2003; ARMOR d'après Guinehut et al., 2004), et sont disponibles sous forme de grilles mensuelles ou annuelles pour les 50 dernières années ou la dernière décennie.

Ainsi au cours de cette thèse, nous étudions principalement les variations du niveau thermostérique de l'océan, c'est-à-dire les variations du niveau stérique dues uniquement aux changements de température de l'océan (dans le calcul de la densité, on considère alors que la salinité ne varie pas dans le temps, on lui assigne donc sa valeur climatologique). Dans ce manuscrit, on parlera indifféremment de niveau thermostérique ou bien d'expansion thermique des océans, il s'agit de la même grandeur.

D'autre part, comme nous étudions les variations temporelles du niveau de la mer, nous nous intéresserons à l'évolution temporelle des anomalies de niveau thermostérique par rapport à la moyenne climatologique des hauteurs thermostériques.

2.2 L'expansion thermique des eaux marines

Alors que les observations spatiales permettent de mesurer les variations du niveau de la mer en surface, elles ne renseignent pas sur la structure verticale de l'océan. Ainsi,

les mesures hydrographiques demeurent les seuls outils permettant de sonder les océans en profondeur, et ainsi de déterminer la composante stérique des changements du niveau de la mer observés. La collecte et la mise en forme globale des données historiques de température et de salinité de l'océan par des groupes américain et japonais, ont permis depuis peu d'estimer la contribution de l'expansion thermique à la hausse du niveau des océans au cours du demi-siècle passé.

2.2.1 Les bases de données globales de température de l'océan

Les mesures hydrographiques in situ

Historique Les mesures et observations de l'océan in situ ne datent pas d'aujourd'hui. L'expédition britannique du navire Challenger de 1872 à 1876, avec ses quelques 400 stations de mesures réparties dans les océans Atlantique, Pacifique et Indien fut la première à réaliser de véritables observations de l'océan. Ce fut un succès et le début de la science océanographique. D'autres expéditions ont suivi mais les moyens dont on disposait rendait les campagnes de mesures et d'exploitation très longues. Il a fallu attendre le milieu du XXème siècle et ses formidables progrès technologiques pour accéder à une connaissance dynamique des océans.

Des observations hydrographiques in situ de température et salinité de l'océan ont été effectuées régulièrement depuis les années 1950, d'abord le long des routes des navires marchands puis grâce aux missions des navires océanographiques le long de sections hydrographiques, par le moyen de sondes (CTD, MBT et XBT). Ces mesures ont été complétées par des mesures issues de mouillages, ainsi que de bouées dérivantes. Plus récemment, le déploiement de flotteurs profilants de sub-surface (type PALACE, MARVOR ou PROVOR) dans le cadre du projet international ARGO (Global Array of profiling floats) a permis d'accéder de manière automatique et quasi-globale à la structure verticale de l'océan.

En effet, dans le contexte du programme international ARGO, un réseau global de 3 000 flotteurs profilants mesurant température et salinité de l'océan est en cours de déploiement (fin prévue en 2006). Ce réseau ARGO, équipé de balises Argos, transmet les données des flotteurs par satellite à un centre de réception en temps réel via le GTS (Global Telecommunications System).

Une description des différents instruments de mesures in situ est effectuée en annexe C.

Distribution spatio-temporelle C'est dans les années 1990, avec le lancement du programme de coopération internationale WOCE (World Ocean Circulation Experiment) et des projets d'observation globale de l'océan comme CLIVAR (Climate Variability and Predictability Experiment), TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) ou encore ARGO (Global Array of profiling floats), qu'une véritable synthèse globale des observations océaniques se met en place : développement et collecte globale de mesures in-situ à long terme, homogénéisation du traitement des données et création de centres de données hydrographiques (CORIOLIS-IFREMER, NOAA).

C'est ainsi que les données historiques de température et salinité de subsurface ont été compilées dans des bases globales, successivement la World Ocean Database 1994 (WOD94, Levitus and Boyer, 1994), la WOD98 (Levitus et al., 1998) et sa version récente la WOD01 (Conkright et al., 2002) à la NOAA/NODC. Le développement et la distribution de ces bases de données globales permettent d'avoir facilement accès, de manière électronique et sans restriction, à l'ensemble le plus complet de profils hydrographiques historiques accompagnés d'informations sur la source, le type d'instrument utilisé et la qualité des mesures.

Cependant, ces données souffrent d'un sous-échantillonnage spatial et temporel important. Globalement et quelle que soit la période considérée, on dispose de nombreuses observations hydrographiques le long des côtes des pays riches, dans l'hémisphère Nord : côtes Est et Ouest des États-Unis, côtes européennes et japonaises. Par contre, les régions les moins bien couvertes sont les océans de l'hémisphère Sud, en particulier les lointains océans austraux au sud de 30°S. (Fig. 2.1)

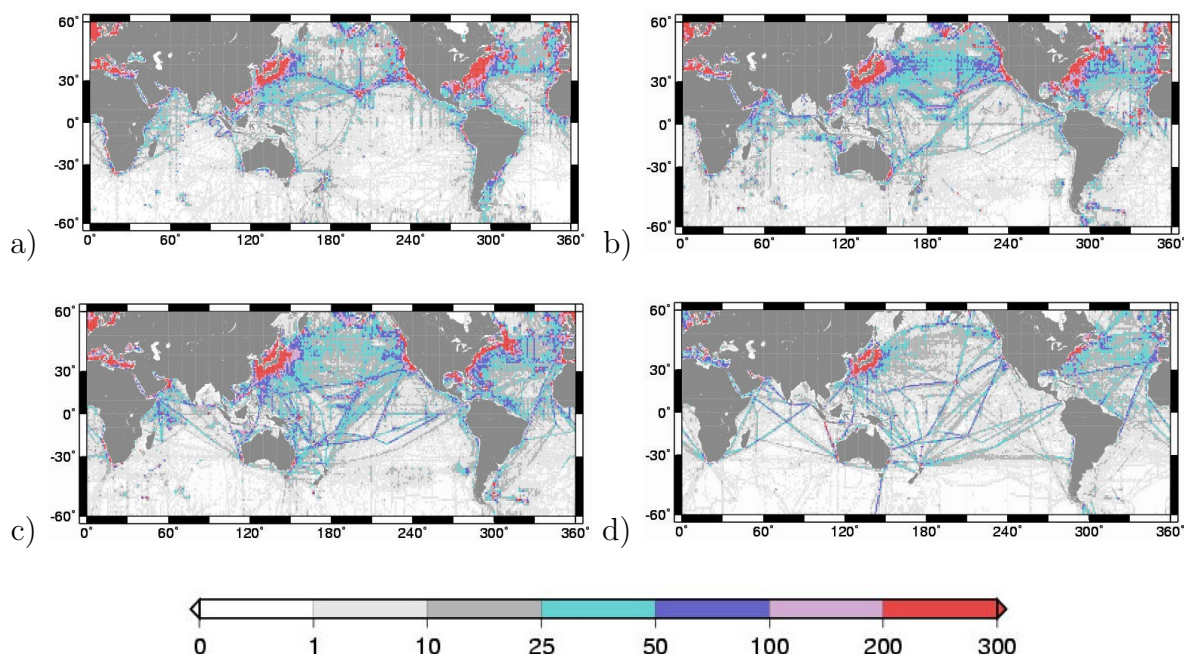


FIG. 2.1 – Distribution géographique du nombre de profils de température pour les décennies a) 1963-1973 , b) 1973-1983, c) 1983-1993, et d) 1993-2003, d'après la World Ocean Database 2001.

Entre les premières observations des années 1950, et les observations systématiques des années 1980-1990, le nombre de profils de température global a été multiplié par 2,5 (Fig. 2.2). Parallèlement, le nombre d'observations en plein océan a largement augmenté, ce principalement dans les océans Atlantique et Pacifique au nord de 30°S. De même, la profondeur maximale des profils hydrographiques s'est accrue, grâce au développement d'instruments de mesures plus performants (sonde XBT et CTD) à partir de la fin des années 1960. Ainsi le nombre total de mesures in situ de température est assez élevé (en moyenne 110 000 profils par an) et relativement constant entre 1965 et 1990. Puis le

nombre de profils de température diminue rapidement dans les années 1990-2000, car l'ensemble des observations effectuées durant cette période récente n'est pas encore disponible au moment du développement de la base de données.

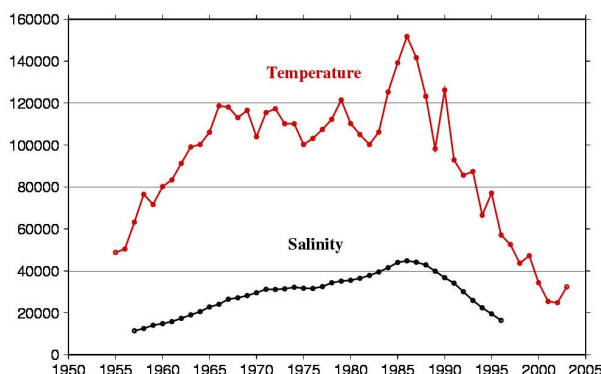


FIG. 2.2 – Evolution temporelle du nombre total de profils de température (en rouge) et de salinité (en noir), d'après la World Ocean Database 2001.

En ce qui concerne la salinité, la situation est encore pire : le nombre total de profils de salinité est très faible (environ 4 fois moins d'observations que pour la température) et la couverture spatiale encore plus mauvaise que pour la température (Fig. 2.3).

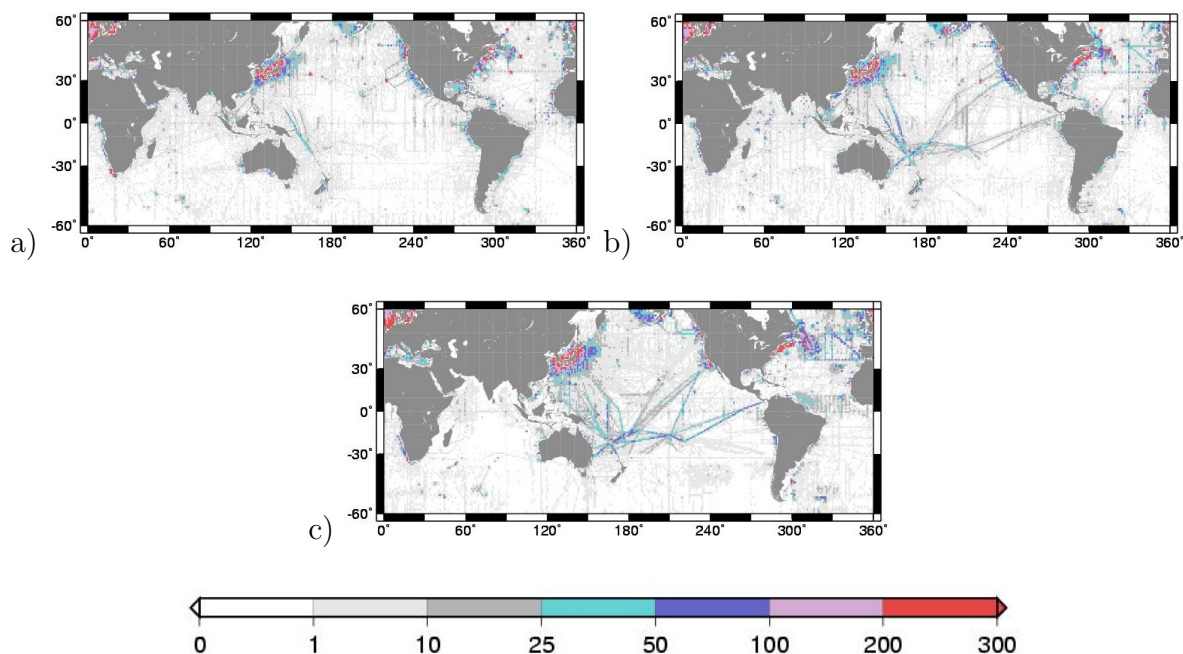


FIG. 2.3 – Distribution géographique du nombre de profils de salinité pour les décennies a) 1963-1973 , b) 1973-1983, et c) 1983-1993, d'après la World Ocean Database 2001.

Cette situation devrait changer dans les prochaines années, grâce au déploiement des 3 000 flotteurs profilants du projet ARGO dans tous les océans du globe. Mais pour

l'instant, il est important de garder à l'esprit cette mauvaise distribution spatiale des profils historiques de température et de salinité, et par conséquent de rester prudent quant à l'interprétation de résultats interpolés à partir de ces mesures in situ brutes.

Les bases de données globales grillées

Ainsi, les mesures de température in situ de l'océan présentent une couverture spatio-temporelle très hétérogène. De plus le suivi des variations temporelles des profils de température de l'océan est rendu très difficile en global, car la position des mesures varie d'une fois à l'autre. Enfin, les profils de température sont échantillonnés sur des niveaux verticaux variables, ils présentent souvent des « trous » de mesure sur la verticale, et fournissent des mesures jusqu'à une profondeur maximale variable.

Pour cet ensemble de raisons, l'utilisation des observations de température in situ brutes n'est pas adapté à l'étude des variations globales de l'expansion thermique des océans. Pour un traitement plus aisé de ces observations, il faut auparavant interpoler les données sur des niveaux verticaux standard, ainsi que sur une grille géographique régulière, enfin à des intervalles de temps réguliers.

Historique Pour la première fois en 2000, Levitus et al. (2000) de la NODC/NOAA aux Etats-Unis, ont entrepris une telle analyse des données historiques de température : à partir des observations hydrographiques compilées dans la base de données WOD98 (environ 5 millions d'observations in situ de température), ils ont construit, par une technique d'analyse objective des mesures brutes, des champs globaux de température de l'océan jusqu'à la profondeur de 3 000 m, sur la période 1945-1998, sous forme de grilles régulières $1^\circ \times 1^\circ$. Cette première base de données historiques de température de l'océan global leur a permis de montrer que le contenu de chaleur de l'océan global s'est élevé de 2.10^{23} joules entre les années 1950 et les années 1990, ce qui correspond à une hausse de la température moyenne de l'océan de $0,06^\circ\text{C}$. Levitus et al. (2001) ont attribué ce réchauffement de l'océan global à l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère due aux activités humaines.

Cette base de donnée globale de température de l'océan publiée par Levitus et al. (2000), la seule disponible alors et ceci jusqu'en 2003, a alors été utilisée dans de nombreuses études. En particulier, Cabanes et al. (2001) ont estimé l'expansion thermique des océans entre 1993 et 1998 à partir des données de Levitus et al. (2000), et ont conclu que la hausse du niveau de la mer observée par T/P sur cette même période était entièrement expliquée par l'expansion thermique des océans. Nous verrons par la suite que ce résultat était en réalité erroné, du fait d'une erreur importante récemment découverte par Levitus dans cette première base de données globale.

Plus récemment, en 2003, Ishii et al. (2003) du JAMSTEC au Japon ont publié une nouvelle base de données historiques de température de l'océan global, jusqu'à 500 m de profondeur et pour la période 1950-1998, basée sur des données et une méthode d'analyse différentes de celles employées par Levitus et al. (2000).

Nous avons alors estimé conjointement l'expansion thermique des 500 premiers mètres de l'océan entre 1950 et 1998, à partir des deux bases de données globales de température de l'océan de Levitus et al. (2000) et Ishii et al. (2003) (Fig. 2.4).

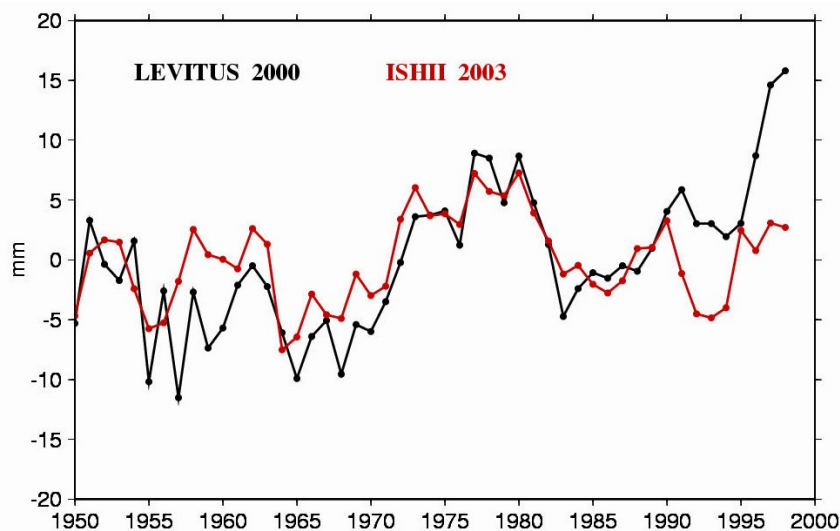


FIG. 2.4 – Courbes de l’expansion thermique moyenne globale des 500 premiers mètres de l’océan entre 1950 et 1998, d’après les données de Levitus et al. (2000) en noir, et de Ishii et al. (2003) en rouge.

Les larges différences observées entre l’évolution de l’expansion thermique issue des données de Levitus et al. (2000) et celle issue des données de Ishii et al. (2003), en particulier au cours des années 1990, nous ont permis de mettre en évidence une erreur de traitement des observations dans chacune des deux analyses, de Ishii et al. (2003) et de Levitus et al. (2000). Dans l’article Lombard et al. (2005a) (voir section 2.3.1), nous expliquons qu’un certain nombre de mesures XBT (seules les années 1990 sont concernées) utilisées par les deux auteurs, n’ont pas été corrigées de manière correcte par Ishii et al. (2003) — qui n’a pas du tout appliqué la correction¹ de profondeur nécessaire —, ni par Levitus et al. (2000) — qui a appliqué cette correction deux fois. Les conséquences de ces erreurs étaient respectivement une sous-estimation de l’expansion thermique (cas de Ishii et al., 2003) et une surestimation (cas de Levitus et al., 2000) de l’expansion thermique de l’océan global au cours des années 1990. C’est pourquoi, en utilisant les données de Levitus et al. (2000), Cabanes et al. (2001) trouvait que l’expansion thermique de l’océan était assez importante pour expliquer la totalité de la hausse du niveau moyen de la mer observée par Topex/Poseidon entre 1993 et 1998. En réalité, nous savons maintenant que l’expansion thermique ne contribue que pour environ 40 à 60% de la hausse du niveau de la mer au cours de la dernière décennie 1993-2003 (voir chapitre 2.4.2).

Suite à la découverte de ces erreurs, les deux groupes ont très récemment réactualisé leurs bases de données globales de température de l’océan. Levitus et al. (2005) et Ishii et al. (2005) ont disposé de données d’observations de température plus nombreuses que lors leurs précédentes analyses, en particulier pour les années récentes, ce qui leur a permis d’étendre leurs bases de données jusqu’en 2003, alors que celles-ci s’arrêtaient auparavant en 1998. De plus, les erreurs de correction de profondeur des mesures XBT notées précédemment ont bien sur été réparées. Les variations de l’expansion thermique

¹l’équation de la correction de profondeur nécessaire aux données XBT est fournie par Hanawa et al. (1995).

de l'océan calculée à partir des grilles de température de l'océan de Levitus et al. (2005) et de Ishii et al. (2005) sont désormais semblables (Fig. 2.5).

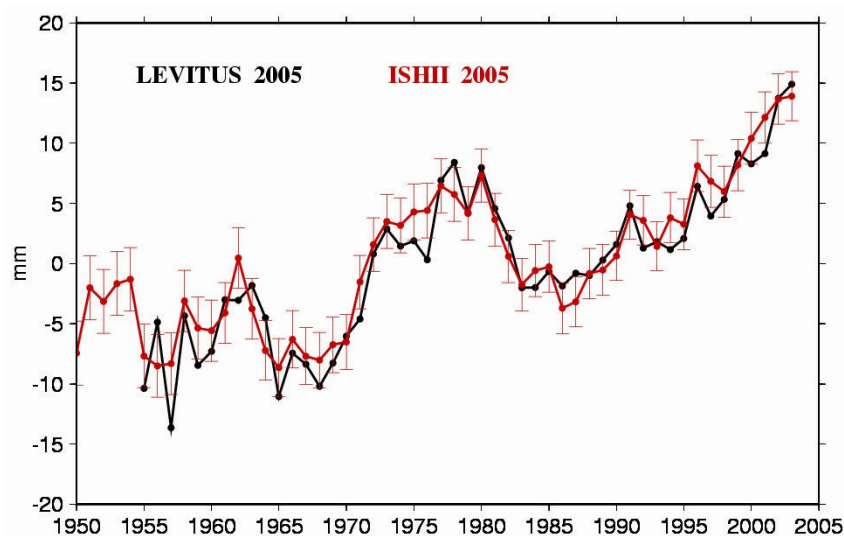


FIG. 2.5 – Courbes de l'expansion thermique moyenne globale des 700 premiers mètres de l'océan entre 1950 et 2003, d'après les données de Levitus et al. (2005) en noir, et de Ishii et al. (2005) en rouge.

Description des données La base de données de Levitus et al. (2005) consiste en une série de champs grillés d'anomalies de température (résolution spatiale : 1°) jusqu'à une profondeur de 700m (sur 16 niveaux verticaux standards), sous forme de moyennes annuelles (résolution temporelle : 1 an) pour la période 1955-2003. Il fournit également des grilles d'anomalies de température ($1^\circ \times 1^\circ$) jusqu'à 3000m (sur 28 niveaux verticaux standards) sous forme de moyennes sur 5 ans pour la période 1955-59 / 1994-98. Ces anomalies de température sont rapportées à la moyenne temporelle des grilles de température de l'océan sur la plus longue période disponible, appelée climatologie. D'autre part, les niveaux verticaux standards ont été choisis par Levitus (1982) de manière à représenter le mieux possible la structure verticale de l'océan : proches les uns des autres en surface (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300m), plus éloignés les uns des autres dans les couches profondes de l'océan (400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750, 2000, 2500, 3000m).

La méthode employée par Levitus et al. (2000, 2005) pour construire ces grilles régulières à partir des mesures in situ discrètes est appelée « analyse objective ». Couramment utilisée en océanographie (Bretherton et al., 1976 ; Roemmich, 1983), cette méthode est basée sur une interpolation optimale linéaire par moindres carrés des mesures in situ : en utilisant les statistiques du champ de température, on construit par analyse objective une grille complète des températures à partir d'un nombre fini d'observations in situ de température.

La base de données de Ishii et al. (2005) consiste en une série de champs grillés de températures (résolution spatiale : 1°) jusqu'à une profondeur de 700m (sur 16 niveaux

verticaux standards de Levitus), sous forme de moyennes mensuelles (résolution temporelle : 1 mois) pour la période 1945-2003.

Comme pour Levitus et al. (2000, 2005), les grilles de Ishii et al. (2003, 2005) sont issues d'une analyse objective à partir de données in situ. Cependant, les méthodologies mises en place par chacun des deux groupes, et les observations de température brutes utilisées sont différentes : ces divergences sont détaillées dans l'article Lombard et al. (2005a) inséré dans le paragraphe 2.3.1.

Les grilles de température de Levitus et al. (2000) étaient issues de l'analyse des données hydrographiques brutes de la base WOD98, tandis que Ishii et al. (2003) utilisait la version précédente WOD94 pour les années 1950 à 1990, puis les données fournies par le GTS pour les années 1990 (introduisant ainsi une discontinuité), ainsi que les données de TOGA-TAO dans le Pacifique tropical, et des données de température de surface de l'océan GISST.

Pour leurs nouvelles analyses, Levitus et al. (2005) et Ishii et al. (2005) ont tous deux utilisé les données d'observation brutes les plus à jour, c'est-à-dire celles de la base la plus complète et récente WOD01 (Boyer et al., 2001). Levitus et al. (2005) ont également inclus dans leur analyse environ 310 000 profils in situ supplémentaires par rapport à WOD01. De leur côté, Ishii et al. (2005) ont utilisé en sus les données de température de surface récemment mises à jour COBE SST (Centennial insitu Observation Based Estimates of variability of SST and marine meteorological variables, Ishii et al., 2005).

Dans ces analyses objectives basées sur une approche statistique, la quantité et la qualité des observations brutes utilisées sont des paramètres déterminants. Ainsi, la distribution spatio-temporelle des profils de température décrite dans le paragraphe précédent aura une forte incidence sur la confiance qu'on peut accorder aux données grillées issues des analyses objectives de Levitus et al. (2000, 2005) et Ishii et al. (2003, 2005).

Variations du contenu thermique de l'océan depuis 1950 Ces données globales de température de l'océan ont été utilisées pour estimer l'évolution du contenu thermique de l'océan (Levitus et al., 2005). Le contenu thermique H est lié à la température de la colonne d'eau par la relation suivante :

$$H = \int C_p \rho T dz$$

La figure 2.6 montre l'évolution du contenu thermique de l'océan mondial (moyenne de H sur l'ensemble du domaine océanique) depuis 1950, d'après les données de Levitus et al. (2005). On note une tendance positive à laquelle se superposent des fluctuations interdécennales.

Depuis 1955, l'augmentation du contenu thermique de l'océan mondial est 20 fois supérieure à celle du contenu thermique de l'atmosphère.

Environ 85% du réchauffement total de la planète (océans, atmosphère, continents, cryosphère) depuis 50 ans est localisé dans l'océan (Fig. 2.7). Cette chaleur est principalement stockée dans les couches supérieures de l'océan où 50% du réchauffement concerne les 300 premiers mètres. C'est en particulier le cas des océans Pacifique et Indien. Dans l'océan Atlantique, à cause des phénomènes de convection profonde, la couche concernée par le réchauffement s'étend jusqu'à environ 1000 m de profondeur.

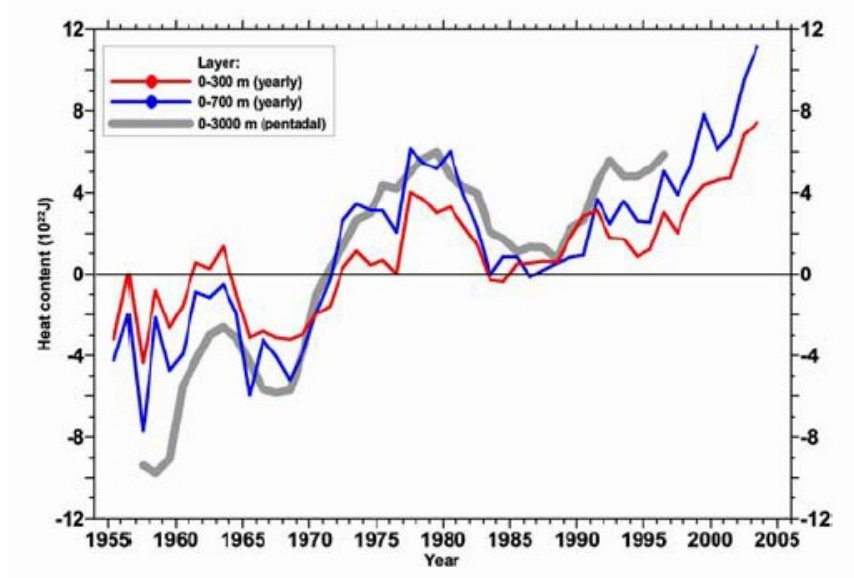


FIG. 2.6 – Evolution du contenu thermique moyen global des couches 0-300m (en rouge), 0-700m (en bleu), et 0-3000m (en gris) de l’océan, entre 1955 et 2003, d’après Levitus et al. (2005).

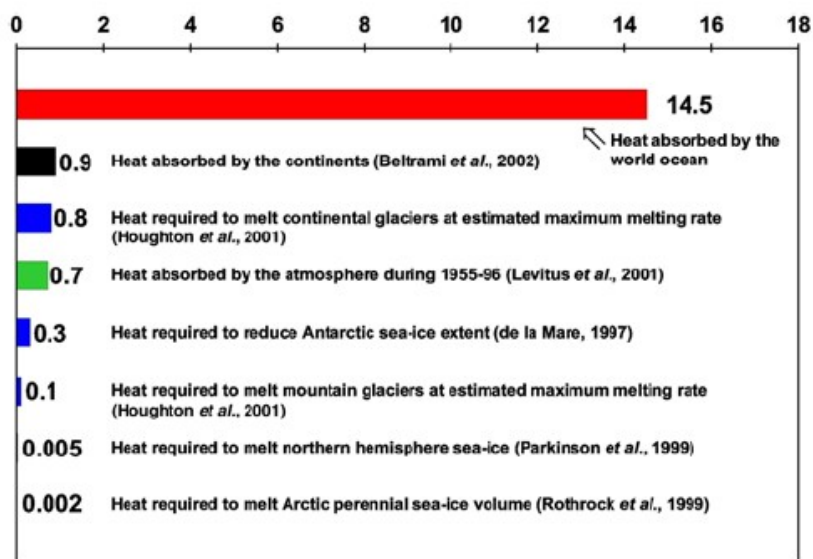


FIG. 2.7 – Estimations du bilan de chaleur des différentes composantes de la Terre (en 10²²J) pour la période 1955-1998, d’après Levitus et al. (2005).

Plusieurs modèles climatiques globaux ont cherché récemment à reproduire le réchauffement de l’océan observé depuis 1950.

En ce qui concerne la tendance, les modèles reproduisent assez bien les observations (Barnett et al., 2001, 2005; Gregory et al., 2004; Achutarao et al., 2005). Barnett et al. (2005) démontrent en particulier que la variabilité climatique naturelle (variabilité interne au système, forçage solaire et volcanique) est incapable d’expliquer l’augmentation

du contenu thermique moyen de l’océan des 50 dernières années. En revanche, l’inclusion dans les modèles du forçage anthropique reproduit de façon très satisfaisante les tendances observées dans les différents océans.

En ce qui concerne les oscillations interdécennales de la courbe du contenu thermique, les modèles ne les reproduisent pas. Plusieurs études récentes (Gregory et al., 2004; Achutarao et al., 2005) suggèrent que ces fluctuations ne sont pas réelles mais résultent d’artéfacts dus au sous-échantillonnage des données de température (en profondeur et dans le temps) — voir discussion section 3.3.1.

Calcul de l’expansion thermique globale

Grâce aux bases de données globales de température de l’océan publiées par Levitus et al. (2000, 2005) et Ishii et al. (2003, 2005), nous avons estimé l’expansion thermique globale des océans pour les 50 dernières années et ses variations spatio-temporelles.

Cependant, nous avons vu que le manque crucial de mesures de température dans les océans austraux au sud de la latitude 30°Sud, est susceptible d’entraîner des erreurs dans les champs de température grillés issus de ces données in situ, et par conséquent de biaiser nos estimations de l’expansion thermique dans cette région. Ainsi il sera important de garder cette limitation à l’esprit lors de l’interprétation des résultats issus des champs grillés de Levitus et al. (2005) et Ishii et al. (2005).

Ainsi nous avons utilisé les bases de données de température les plus récentes de Levitus et al. (2005) et Ishii et al. (2005) pour calculer l’expansion thermique des océans et suivre ses variations durant les 50 dernières années. Les courbes d’évolution de l’expansion thermique moyenne globale issues des données de température pour la couche 0-700 m des deux auteurs présentent un très bon accord (Fig. 2.5), tant en terme de tendance, qu’au niveau des fluctuations décennales. L’expansion thermique moyenne globale des océans (pour la couche 0-700 m) entre 1955 et 2003 est de $0,34 \pm 0,04$ mm/an d’après les données de Ishii et al. (2005), et de $0,36 \pm 0,04$ mm/an d’après les données de Levitus et al. (2005), en lien avec le réchauffement global des océans.

DONNÉES	EXPANSION THERMIQUE 1955-2003 (MM/AN)	PROFONDEUR
Levitus et al. (2005)	$0,36 \pm 0,04$	0-700m
Ishii et al. (2005)	$0,34 \pm 0,04$	0-700m

TAB. 2.1 – Estimations de l’expansion thermique des océans entre 1955 et 2003, d’après les données de température de l’océan de Levitus et al. (2005) et de Ishii et al. (2005).

Toutefois, cette expansion thermique des océans n’est pas uniforme. Les cartes de la figure 2.8 représentent la distribution géographique des tendances de l’expansion thermique entre 1955 et 2003, selon chacune des deux bases de données de température de l’océan. Les structures spatiales à grande échelle de l’expansion thermique des océans sont bien

marquées et cohérentes entre les deux bases de données : si globalement la tendance de l'expansion thermique est positive, dans certaines régions (moyennes latitudes de l'Atlantique Nord, Est du bassin pacifique) elle augmente fortement, tandis que dans d'autres (gyre subpolaire de l'Atlantique Nord, Ouest du bassin pacifique) elle diminue suite à une baisse de température régionale de l'océan. Nous verrons dans la section 2.3 que ces structures spatiales ne sont pas stationnaires dans le temps, et sont fortement corrélées à la variabilité naturelle du système climatique.

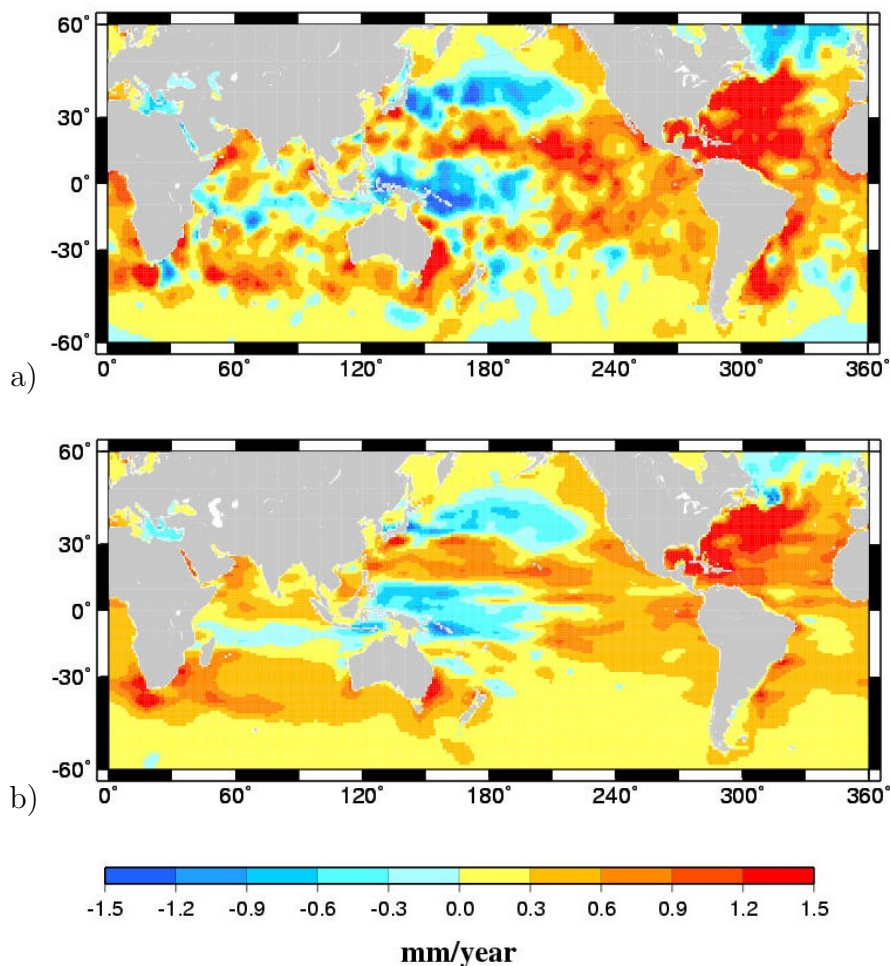


FIG. 2.8 – Distribution géographique des tendances de l'expansion thermique des 700 premiers mètres de l'océan entre 1955 et 2003, d'après les données de a) Levitus et al. (2005), et de b) Ishii et al. (2005).

Ainsi, l'expansion thermique des océans étant une source de variation du niveau de la mer, sa forte variabilité régionale affecte d'autant la structure des taux de variations du niveau de la mer. Tout le problème est de savoir quantifier les parts relatives de l'expansion thermique et des apports de masse d'eau douce, dans les variations à long terme du niveau total de la mer.

2.2.2 L'expansion thermique en question : Article publié dans *Global and Planetary Change* « Elévation du niveau thermostérique de la mer durant les 50 dernières années ; comparaison avec les marégraphes et implication sur la contribution de masse d'eau. »

Contexte

En utilisant les données globales de température de l'océan de Levitus et al. (2000), qui étaient les seules disponibles à l'époque, Cabanes et al. (2001) ont montré que l'expansion thermique des océans était responsable de la totalité de la hausse du niveau de la mer tel qu'observé par altimétrie pour les années 1993-98. Cabanes et al. (2001) ont alors suggéré que la hausse séculaire du niveau de la mer déduite des enregistrements marégraphiques, devait être surestimée, en raison de la couverture géographique limitée et inhomogène des marégraphes historiques, ainsi que de la forte variabilité géographique des tendances de l'expansion thermique des océans. Ce résultat fut à l'origine d'une véritable controverse au sein de la communauté scientifique intéressée au niveau de la mer. Si ce résultat avait été correct, il aurait permis de résoudre « l'énigme » (Munk, 2003) soulevée par le 3ème rapport de l'IPCC (Church et al., 2001), c'est-à-dire le facteur 2 entre la hausse du niveau de la mer enregistrée par les marégraphes historiques (1,5 mm/an) et la somme des contributions climatiques et anthropiques calculées à partir des modèles (0,7 mm/an).

Cependant, des études récentes utilisant d'autres données de température de l'océan que celles de Levitus et al. (2000) montrent que l'expansion thermique n'explique en fait qu'une partie (environ 25%) de la hausse du niveau moyen de la mer des 50 dernières années. Au cours de ce chapitre, nous expliquons qu'en réalité, les conclusions de Cabanes et al. (2001) étaient fausses en raison de valeurs de températures anormalement élevées dans la région du Gulf Stream au sein de la base de données de Levitus et al. (2000), causant des valeurs de l'expansion thermique surestimées au voisinage des marégraphes situés le long de la côte Est des Etats-Unis, au Nord de 37°N.

L'étude de Cabanes et al. (2001) Tout d'abord, Cabanes et al. (2001) ont montré que l'expansion thermique des océans entre 1993 et 1998 estimée à partir des données de Levitus et al. (2000) expliquait la totalité des 2,7 mm/an de hausse du niveau de la mer mesurée par Topex/Poseidon au cours de la même période. Ce résultat les a conduit à l'hypothèse que l'expansion thermique était également la contribution principale à la hausse long terme du niveau de la mer des 50 dernières années. Ils ont alors calculé l'expansion thermique de l'océan (toujours avec les données de Levitus et al., 2000) entre 1955 et 1994, interpolée aux 25 sites marégraphiques historiques, sites qui avaient été utilisés auparavant par Douglas (2001) et Peltier (2001) pour estimer la hausse du niveau de la mer au cours du siècle passé. Ils ont trouvé que l'expansion thermique moyennée en ces 25 sites marégraphiques atteignait $1,3 \pm 0,1$ mm/an entre 1955 et 1994, soit une valeur plus de 2 fois supérieure à l'expansion thermique moyenne globale des océans (de $0,5 \pm 0,05$ mm/an, Antonov et al., 2002). Ils ont conclu de ce résultat que la hausse du niveau de la mer estimée à partir des mesures de ces 25 marégraphes pour le XXème siècle devait être surestimée d'un facteur 2, en raison de la forte variabilité géographique de l'expansion thermique. En effet, la distribution géographique de ces 25 marégraphes

semble incapable de capturer cette variabilité régionale (Fig. 2.9), ces marégraphes étant majoritairement situés dans des zones de fort réchauffement de l’océan (selon les données de Levitus et al. (2000)), en particulier les 10 stations situées le long de la côte Est des Etats-Unis.

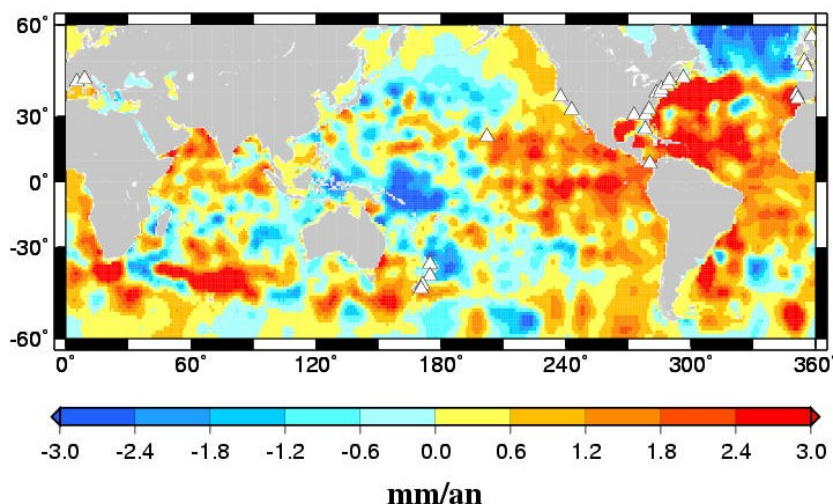


FIG. 2.9 – Distribution géographique de l’expansion thermique des 3 000 premiers mètres de l’océan entre 1955 et 1994, d’après les données de Levitus et al. (2000). Les triangles blancs correspondent aux sites marégraphiques utilisés dans l’étude de Cabanes et al. (2001).

Cabanes et al. (2001) ont suggéré que ces marégraphes ne peuvent donc fournir une estimation correcte de la hausse du niveau moyen global de la mer pour le siècle passé. De plus, ils ont vérifié que, en moyenne aux 25 sites marégraphiques, l’expansion thermique est bien la contribution principale ($1,3 \pm 0,1$ mm/an) à la hausse moyenne du niveau de la mer ($1,6 \pm 0,15$ mm/an) déduite des enregistrements marégraphiques du PSMSL (Woodworth and Player, 2003).

La réponse de Miller et Douglas (2004) Dans un article récent, Miller et Douglas (2004) ont analysé des données hydrographiques brutes de température et salinité disponibles pour les décennies passées, et estimé la contribution stérique au taux de variation du niveau de la mer en quelques sites marégraphiques, situés dans le Pacifique Nord et l’Atlantique Nord. Pour les 3 régions étudiées (Atlantique Nord-Est, Pacifique Nord-Est, et Hawaii), ils obtiennent des tendances du niveau stérique de la mer de l’ordre de 0,5 mm/an entre 1920 et 2000, largement inférieures aux valeurs de hausse du niveau de la mer issues des mesures marégraphiques, comprises entre 1,5 et 2 mm/an. Selon eux, les changement de volume de l’océan dus aux variations de température et salinité ne sont donc responsables que d’une petite partie de la hausse séculaire du niveau de la mer, la contribution dominante étant due aux apports de masse d’eau douce à l’océan.

Ils montrèrent alors que les données de température de l’océan interpolées par analyse objective des profils hydrographiques in situ par Levitus et al. (2000) sont erronées dans la région du Gulf Stream, au large de la côte Nord -Est des Etats-Unis (Fig. 2.10).

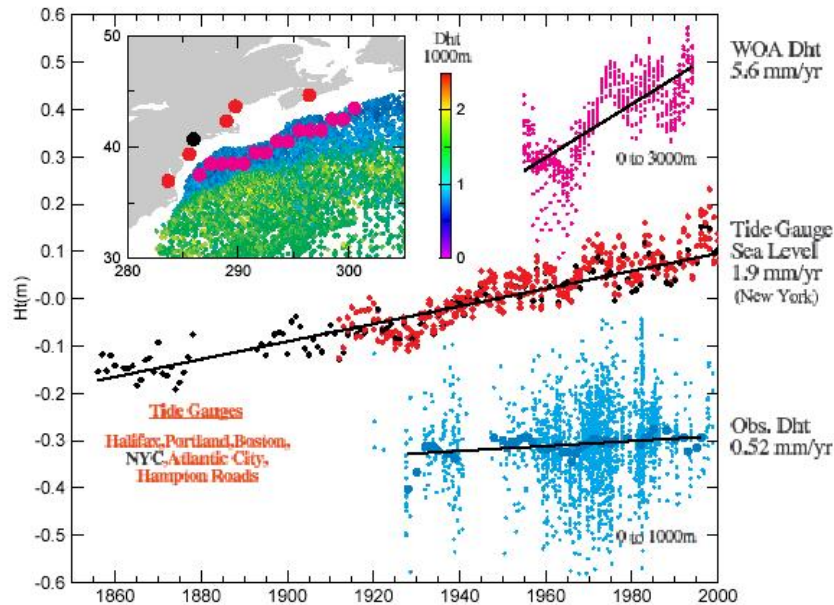


FIG. 2.10 – Tendances à long terme du niveau de la mer dans la région du Gulf Stream, à partir de mesures de marégraphes (points rouges et noirs), de données hydrographiques in situ (bleu), et des données hydrographiques interpolées par Levitus et al. (2000) (rose).

En effet, l'augmentation soudaine (de 20 cm) du niveau stérique entre 1965 et 1975 observée avec les données de Levitus et al. (2000), est absente dans l'analyse de Miller et Douglas (2004) basée sur des données in situ non interpolées. L'augmentation du niveau de la mer (de 10 cm) enregistrée par les marégraphes situés en périphérie de cette région entre 1965 et 1975 n'atteint pas une telle amplitude non plus. Selon Miller et Douglas (2004), cette erreur est donc à l'origine d'une forte surestimation de l'expansion thermique dans cette région. Etant donnée la proportion des marégraphes situés dans cette région (6 marégraphes sur 25) dans l'analyse de Cabanes et al. (2001), Miller et Douglas (2004) en déduisent que la conclusion proposée par Cabanes et al. (2001) est fautive. Ainsi, selon eux, ce n'est pas le mauvais échantillonnage spatial des marégraphes historiques qui est responsable de la différence entre la hausse du niveau de la mer observée par les marégraphes (1,8 mm/an) et l'expansion thermique globale (0,5 mm/an) pour le XX^{ème} siècle. Miller et Douglas (2004) suggèrent que la contribution principale à la hausse séculaire du niveau de la mer est due à la fonte des glaciers et des calottes polaires, et non pas à l'expansion thermique des océans comme l'avait proposé Cabanes et al. (2001) en se basant sur les données erronées de Levitus et al. (2000).

Résumé de l'article Lombard et al. (2005b)

L'objectif de notre étude a donc été de recalculer la contribution thermostérique à la hausse à long terme du niveau de la mer enregistrée par les marégraphes historiques, en utilisant les autres bases de données globales de température de l'océan récemment publiées au moment de l'étude (Ishii et al., 2003; Levitus et al., 2005), et en appliquant la même méthode de comparaison des données marégraphiques et thermostériques que dans Cabanes et al. (2001). Une autre motivation de ce travail était bien sûr aussi de confirmer

ou infirmer les conclusions proposées par Miller et Douglas (2004), qui sont basées sur l'analyse de seulement 7 marégraphes et moyennent les données stériques sur des régions très larges (plusieurs milliers de km), ne tenant ainsi pas compte de la forte variabilité spatiale des tendances thermostériques.

Dans l'étude publiée par Lombard et al. (2005b), nous comparons les tendances du niveau de la mer en 27 sites marégraphiques sélectionnés pour leurs enregistrements de qualité (13 sites communs à l'étude de Cabanes et al., 2001), avec les tendances du niveau thermostérique interpolé au voisinage de ces mêmes sites, en utilisant trois différentes bases de données historiques de température de l'océan (Ishii et al., 2003; Levitus et al., 2000; Levitus et al., 2005), et sur la période commune 1955-1998. Nous utilisons la même méthode d'interpolation des hauteurs stériques aux sites marégraphiques que celle développée par Cabanes et al. (2001), c'est-à-dire que nous interpolons les hauteurs thermostériques aux sites marégraphiques en considérant un rayon d'influence compris entre 100km et 450km en fonction de la bathymétrie au voisinage du marégraphe.

En utilisant les données de Ishii et al. (2003), nous trouvons que l'expansion thermique moyenne au voisinage des 27 marégraphes entre 1955 et 1998 ne contribue que pour $0,32 \pm 0,16$ mm/an, alors que la hausse du niveau de la mer observée en moyenne par les 27 marégraphes au cours de la même période est de $1,84 \pm 0,4$ mm/an. Ce résultat est en désaccord avec l'étude de Cabanes et al. (2001) qui trouvait, en utilisant les données de Levitus et al. (2000), que l'expansion thermique au voisinage des marégraphes atteint en moyenne $1,3 \pm 0,10$ mm/an, soit presque la totalité des $1,6 \pm 0,15$ mm/an de hausse du niveau de la mer enregistrée par son réseau de 25 marégraphes.

Nous avons donc comparé nos estimations de l'expansion thermique issues des données de Ishii et al. (2003), avec les valeurs individuelles de l'expansion thermique au voisinage des 27 marégraphes obtenues en utilisant les bases de données de Levitus et al. (2000) et Levitus et al. (2005). Il s'avère que les tendances thermostériques obtenues à partir des données de Levitus (Levitus et al., 2000 et Levitus et al., 2005) présentent des valeurs anormalement élevées au voisinage des 9 sites marégraphiques situés sur la côte nord-est des Etats-Unis, au nord de 37°N — ce qui n'est pas le cas lorsqu'on utilise les données de Ishii et al. (2003). En effet, les valeurs de l'expansion thermique issue des données de Levitus et al. (2000, 2005) dans cette région, sont supérieures aux valeurs de hausse du niveau de la mer fournies par les marégraphes correspondants. Si l'on exclue cette région problématique de l'analyse, on observe que :

- 1) les tendances thermostériques aux sites marégraphiques présentent un bon accord quelle que soit la base de données utilisée (Ishii et al., 2003; Levitus et al., 2000; et Levitus et al., 2005);

- 2) les tendances thermostériques n'expliquent qu'une petite partie (0.4 mm/an) de la tendance moyenne du niveau de la mer observée par les marégraphes (1.8 mm/an), malgré la corrélation importante qui existe entre les deux types de données.

Ce résultat est en accord avec celui de Miller et Douglas (2004), et remet également en cause les conclusions de Cabanes et al. (2001) du fait de l'utilisation des données erronées de Levitus et al. (2000) dans la région critique de la côte nord-est des Etats-Unis..

Ainsi, après correction de l'effet thermique, les tendances résiduelles (tendances observées par les marégraphes « moins » les tendances thermostériques) présentent une valeur moyenne de 1.4 ± 0.5 mm/an. Ce résultat confirme les conclusions de Miller et

Douglas (2004) qui suggèrent que la contribution des apports de masse d'eau à la hausse séculaire du niveau de la mer est importante, notamment via la fonte des glaciers et des calottes polaires.



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Global and Planetary Change 48 (2005) 303–312

GLOBAL AND PLANETARY
CHANGE

www.elsevier.com/locate/gloplacha

Thermosteric sea level rise for the past 50 years; comparison with tide gauges and inference on water mass contribution

Alix Lombard^{a,*}, Anny Cazenave^a, Kien DoMinh^a, Cecile Cabanes^b, R. Steven Nerem^c

^aLEGOS-CNES, 18 Av. E. Belin, Toulouse, France

^bJPL, Pasadena, USA

^cCCAR, University of Colorado, Boulder, USA

Received 22 October 2004; received in revised form 23 February 2005; accepted 25 February 2005

Abstract

In this paper we compare sea level trends observed at a few selected tide gauges of good quality records with thermosteric (i.e., due to ocean temperature change) sea level trends over 1950–1998 using different gridded ocean temperature data sets from Levitus et al. (2000) [Levitus, S., Stephens, C., Antonov, J.I., Boyer, T.P., 2000. Yearly and Year-Season Upper Ocean Temperature Anomaly Fields, 1948–1998. U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C. pp. 23.], Ishii et al. (2003) [Ishii, M., Kimoto, M., Kachi, M., 2003. Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates, Mon. Weather Rev., 131, 51–73.] and Levitus et al. (2005) [Levitus S., Antonov, J.I., Boyer, T.P., 2005. Warming of the world ocean, 1955–2003. Geophys. Res. Lett. 32, L02604. doi:10.1029/2004GL021592.]. When using the Levitus data, we observe very high thermosteric rates at sites located along the northeast coast of the US, north of 37°N. Such high rates are not observed with the Ishii data. Elsewhere, thermosteric rates agree reasonably well whatever the data set. Excluding the northeast US coastline sites north of 37°N, we compare tide gauge-based sea level trends with thermosteric trends and note that, in spite of a significant correlation, the latter are too small to explain the observed trends. After correcting for thermosteric sea level trends, residual (observed minus thermosteric) trends have an average value of 1.4 ± 0.5 mm/year, which should have an eustatic (i.e., due to ocean mass change) origin. This result supports the recent investigation by Miller and Douglas (2004) [Miller, L., Douglas, B.C., 2004. Mass and volume contributions to 20th century global sea level rise. Nature 428, 406–408.] which suggests that a dominant eustatic contribution is needed to explain the rate of sea level rise of the last decades observed by tide gauges, and shows that Cabanes et al. (2001) [Cabanes, C., Cazenave, A., Le Provost, C., 2001. Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations. Science 294, 840–842.] arrived at an incorrect conclusion due to peculiarities in the gridded Levitus et al. (2000) [Levitus, S., Stephens, C., Antonov, J.I., and Boyer, T.P., 2000. Yearly and Year-Season Upper Ocean Temperature Anomaly Fields, 1948–1998. U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C. pp. 23.] data set.

© 2005 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: sea level rise; global change; ocean warming; eustatic sea level

* Corresponding author. Fax: +33 561253205.

E-mail address: lombard@notos.cst.cnes.fr (A. Lombard).

1. Introduction

Present-day sea level change has been an extremely active research area in recent years owing to the availability of several new observations both on sea level variations and their causes. For example, analysis of 10 years of Topex/Poseidon (T/P) altimetry has indicated that global mean sea level has been rising by ~ 3 mm/year between 1993 and 2004 (e.g., Cazenave and Nerem, 2004; Leuliette et al., 2004), a value significantly larger than during the previous decades (of order 1.8 ± 0.3 mm/year, see for example Church et al., 2004). T/P has also revealed that the rate of sea level change is highly non-uniform geographically, with both positive and negative rates at regional scales which may be up to 10 times the global mean (Cazenave and Nerem, 2004). Using global gridded yearly-mean temperature data from Levitus et al. (2000), Cabanes et al. (2001) showed that over 1993–1998, regional variability of sea level trends measured by T/P was mostly caused by ocean thermal expansion. In terms of the global mean, Cabanes et al. also found good agreement between T/P sea level and steric sea level trends (~ 3 mm/year). However new estimates of glaciers and ice sheet melting for the 1990s suggest an additional contribution to recent sea level change reaching about 1 mm/year (see Cazenave and Nerem, 2004 for a review).

On longer time scales (last 50 years), an important debate has taken place in the past few years on the relative contributions of eustatic (water mass) versus steric (effect of temperature and salinity) effects to sea level change. Using ocean temperature data from Levitus et al. (2000), Cabanes et al. (2001) computed the thermosteric sea level trends over 1950–1998 and showed that over this time period, these trends also showed high regional variability as for the 1993–1998 time span, even though the pattern of the 1950–1998 thermosteric sea level trends was quite different than over the shorter period (see also Lombard et al., *in press*). Cabanes et al. thus suggested that the heterogeneous and limited coverage of historical tide gauges hardly captured the regional variability, and hence could not provide a meaningful estimate of the average global sea level rise for the past century. In addition, noting that most historical tide gauges were located in regions where substantial ocean warming occurred (according to the Levitus ocean temperature

data), they proposed that estimates of 20th century sea level rise from tide gauge records may have been overestimated by a factor of 2.

In the Third Assessment Report of the IPCC, Church et al. (2001) re-evaluated the effect of climate processes on the 20th century sea level rise (ocean warming, melting of mountain glaciers and ice caps, etc.). The sum of these climate-related contributions ranges from -0.8 to 2.2 mm/year, with a median value of 0.7 mm/year. Values for the 20th century sea level rise based on tide gauge records are in the range 1 – 2 mm/year. The IPCC report adopts as best estimate a value of 1.5 ± 0.5 mm/year and notes that the sum of climate-related components is low compared with the observational estimates. In effect, the observed value is more than twice as large as the revised estimate of the total climate contributions, although there is complete overlap between their respective uncertainties. As discussed by Munk (2002), either the climate-related processes causing sea level rise are underestimated or sea level rise observed with tide gauges is overestimated. The study of Cabanes et al. (2001) arrived at the second conclusion. This conclusion has been the object of considerable debate (Munk, 2003; Church et al., 2004; Miller and Douglas, 2004). In a recent paper, Miller and Douglas (2004) analysed raw hydrographic data for the past decades and demonstrated that geographic sampling by historical tide gauges is not responsible for the difference between tide gauge-based 20th century sea level rise and global average steric sea level rise over the 20th century. They showed that the interpolated ocean temperature data from the Levitus et al. data set were in error in the Gulf Stream region (offshore of the northeast coast of the US), leading to an overestimated steric sea level rise in this region. Miller and Douglas concluded that since the Cabanes et al. (2001) comparison was dominated by tide gauges sites in this region, their result was in error. They concluded that the steric contribution accounts for only a small fraction to the 20th century sea level rise and that the dominant factor has a water mass origin.

The objective of the present study is to revisit the steric contribution to the historic sea level variations using other recently published gridded ocean temperature data sets (Ishii et al., 2003; Levitus et al., 2005), and applying the same approach as in Cabanes et al. (2001). For a number of reasons, gridded temperature

data are easier to handle than raw hydrographic data. The Levitus et al. (2000) data set has already been used by a number of sea level investigations (e.g., Plag and Juttner, 2001). The Ishii et al. (2003) and Levitus et al. (2005) data sets will be widely used in the future. Another motivation for our study is to confirm Miller and Douglas' result, which was based on the analysis of only 7 tide gauges and used considerable spatial averaging of the steric sea level data.

2. Data sets

The different data sets used in this study are : (1) tide gauge records from the PSMSL over 1920–2000 and (2) global gridded ocean temperature data from

Ishii et al. (2003) for 1955–1998, (3) global gridded ocean data from Levitus et al. (2000) for 1955–1998, and (4) global gridded ocean data from Levitus et al. (2005) for 1955–2003.

Tide gauge data are from the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) (Woodworth and Player, 2003). We used RLR yearly data. We selected tide gauge records having no large data gap during the last 50 years (see Table 1). Relative sea level data were corrected for vertical land motion due to glacial isostatic adjustment (GIA) using the ICE-4G model of Peltier (2001). No inverted barometer correction was applied.

The Ishii et al. (2003) data set consists of monthly $1^\circ \times 1^\circ$ gridded temperature fields given as monthly means down to 500 m from 1950 to 1998. The Levitus et al. (2000) data set consists of $1^\circ \times 1^\circ$

Table 1

Observed and thermosteric sea level trends with associated one standard deviation uncertainties at selected tide gauge sites (in mm/year)

Station	Coord.	Tide gauge 1920–2000	Tide gauge 1955–1998	Ishii 500m 1955–1998	Levitus 500m 1955–1998	Levitus 3000a 1955–1994	Levitus 3000b 1957–1996
North Schields	(55N, 359E)	2.25 ± 0.16	0.18 ± 0.35	0.13 ± 0.04	0.10 ± 0.06	0.05 ± 0.04	0.04 ± 0.04
Newlyn	(50N, 355E)	1.34 ± 0.12	1.05 ± 0.30	0.06 ± 0.03	0.16 ± 0.09	0.06 ± 0.06	0.11 ± 0.04
Brest	(48N, 355E)	1.07 ± 0.15	1.06 ± 0.35	0.14 ± 0.06	0.22 ± 0.10	0.04 ± 0.10	−0.05 ± 0.08
La Coruna	(43N, 352E)	1.63 ± 0.32	2.17 ± 0.46	0.30 ± 0.13	0.41 ± 0.16	0.24 ± 0.26	0.37 ± 0.25
Freemantle	(32S, 115E)	1.69 ± 0.14	0.88 ± 0.35	−0.02 ± 0.21	0.19 ± 0.44	0.30 ± 0.57	0.02 ± 0.44
Sydney	(33S, 154E)	1.94 ± 0.23	0.65 ± 0.55	0.22 ± 0.23	1.71 ± 0.53	2.78 ± 0.42	2.43 ± 0.57
Auckland	(36S, 174E)	1.71 ± 0.17	0.40 ± 0.37	−0.20 ± 0.20	−0.12 ± 0.32	−0.25 ± 0.26	−0.04 ± 0.24
Lyttelton	(44S, 171E)	2.74 ± 0.19	2.14 ± 0.41	0.32 ± 0.08	−0.09 ± 0.22	0.64 ± 0.20	0.14 ± 0.29
Honolulu	(21N, 202E)	1.84 ± 0.16	2.09 ± 0.43	0.32 ± 0.35	0.93 ± 0.38	1.43 ± 0.25	0.88 ± 0.24
Seattle	(48N, 238E)	2.48 ± 0.15	2.39 ± 0.41	0.41 ± 0.10	0.68 ± 0.13	0.68 ± 0.09	0.58 ± 0.08
San Francisco	(38N, 238E)	2.00 ± 0.18	2.25 ± 0.51	0.55 ± 0.13	0.65 ± 0.17	0.47 ± 0.12	0.35 ± 0.09
San Diego	(33N, 243E)	2.26 ± 0.15	2.61 ± 0.42	0.81 ± 0.17	0.91 ± 0.21	0.77 ± 0.11	0.50 ± 0.09
Pensacola	(30N, 273E)	1.82 ± 0.18	1.62 ± 0.40	−0.06 ± 0.22	0.11 ± 0.50	0.92 ± 0.25	0.48 ± 0.26
Key West	(25N, 278E)	2.04 ± 0.12	2.09 ± 0.29	0.55 ± 0.20	0.82 ± 0.51	0.08 ± 0.30	0.57 ± 0.30
Mayport	(30N, 278E)	1.88 ± 0.20	1.74 ± 0.40	0.33 ± 0.12	1.32 ± 0.29	0.79 ± 0.24	0.96 ± 0.26
Fernandina	(31N, 279E)	1.86 ± 0.22	2.00 ± 0.46	0.33 ± 0.12	1.32 ± 0.29	0.79 ± 0.24	0.96 ± 0.26
Fort Pulaski	(31N, 279E)	2.60 ± 0.22	2.93 ± 0.36	0.13 ± 0.06	0.82 ± 0.16	0.48 ± 0.12	0.58 ± 0.13
Charleston	(33N, 280E)	2.73 ± 0.17	2.45 ± 0.39	0.22 ± 0.12	1.50 ± 0.35	0.92 ± 0.24	0.94 ± 0.26
<i>Hampton roads</i>	(37N, 284E)	2.91 ± 0.20	2.97 ± 0.47	0.22 ± 0.16	1.96 ± 0.55	4.03 ± 0.50	3.36 ± 0.48
<i>Solomon's Island</i>	(38N, 284E)	2.19 ± 0.20	2.22 ± 0.39	0.35 ± 0.23	1.91 ± 0.59	4.03 ± 0.58	4.67 ± 0.54
<i>Annapolis</i>	(39N, 284E)	2.52 ± 0.17	2.20 ± 0.36	0.36 ± 0.20	1.56 ± 0.49	3.59 ± 0.47	3.68 ± 0.44
<i>Philadelphia</i>	(40N, 285E)	1.85 ± 0.20	2.18 ± 0.57	0.37 ± 0.25	1.42 ± 0.55	3.95 ± 0.54	4.22 ± 0.49
<i>New York</i>	(41N, 286E)	2.19 ± 0.14	1.88 ± 0.41	0.39 ± 0.22	1.00 ± 0.43	2.80 ± 0.41	3.06 ± 0.38
<i>Newport</i>	(42N, 289E)	1.65 ± 0.15	1.48 ± 0.34	0.45 ± 0.21	0.99 ± 0.40	2.59 ± 0.39	2.77 ± 0.37
<i>Boston</i>	(42N, 289E)	2.15 ± 0.14	1.35 ± 0.33	0.53 ± 0.16	0.65 ± 0.27	1.43 ± 0.27	1.51 ± 0.25
<i>Saint John</i>	(45N, 294E)	2.62 ± 0.23	1.95 ± 0.49	0.71 ± 0.14	1.02 ± 0.30	1.81 ± 0.27	1.64 ± 0.26
<i>Halifax</i>	(45N, 296E)	2.35 ± 0.11	1.77 ± 0.25	0.80 ± 0.17	1.27 ± 0.35	2.23 ± 0.29	2.07 ± 0.28
Mean		2.09 ± 0.18	1.84 ± 0.40	0.32 ± 0.16	0.87 ± 0.33	1.39 ± 0.28	1.37 ± 0.27
Mean (17 stations)		2.00 ± 0.17	1.83 ± 0.39	0.25 ± 0.14	0.58 ± 0.26	0.46 ± 0.20	0.43 ± 0.20

Station names in italics correspond to the sites located along the northeast US coast, north of 37°N.

gridded temperature anomalies given as yearly means for the upper 500 m from 1945 to 1998 and 5-year means down to 3000 m for 1947–1994. Compared to this earlier data set, the Levitus et al. (2005) data include additional raw temperature profiles and cover an extended period (up to 2003 for the yearly data provided down to 700 m). The 5-year mean gridded temperature data of Levitus et al. (2005) cover the period 1957–1996. All three data sets are derived from objective analysis of raw temperature profiles but the two groups (from the US and Japan) use different computational schemes. It should also be noticed that after 1990, Ishii et al. (2003) use different data than Levitus et al. (2000). A detailed description of the Ishii data set can be found in Ishii et al. (2003) and Lombard et al. (in press). In the following, Ishii500 and Levitus500 denote yearly temperature data down to 500 m, from Ishii et al. (2003) and Levitus et al. (2000), while Levitus3000a and Levitus3000b denote 5-year mean temperature data down to 3000 m, for 1955–1994 from Levitus et al. (2000), and for 1957–1996 from Levitus et al. (2005).

In the next section, we present comparisons between tide gauge records and gridded steric sea level interpolated in the vicinity of the tide gauge sites. For this purpose, we applied the same methodology as in Cabanes et al. (2001) and interpolated the gridded sea level time series using data inside a variable radius around the tide gauge, ranging between 100 km and 450 km. Tests have shown that this radius range is a good compromise between too few data and too much spatial smoothing. We also use the same time span as Cabanes et al. (2001), i.e., 1955–1998 (but note that the Levitus3000a and the Levitus3000b data sets concern, respectively, the periods 1955–1994 and 1957–1996).

3. Tide gauge records and thermosteric sea level comparisons

At each of the 27 tide gauges, we constructed two thermosteric sea level time series using the Ishii500 and Levitus500 data. Fig. 1 shows observed sea level for the 27 tide gauge sites and thermosteric sea level from the two ocean temperature data sets. With the exception of the 9 sites located along the north east coast of the US, north of 37°N (Hampton Roads,

Solomon's Island, Annapolis, Philadelphia, New York, Newport, Boston, Saint John and Halifax), at most other sites there is good consistency between the Levitus and Ishii thermosteric sea level curves. In contrast, at the northeast U.S. coastline sites north of 37°N, the Levitus-based sea level curves exhibit high decadal variability and a step-like increase around 1970 that are not reproduced in the Ishii-based curves. We will come back to this question below.

In Table 1 we give observed and thermosteric trends computed by fitting a regression line to the data. Different cases are presented. For the tide gauges, trends are computed over two periods: 1920–2000 and 1955–1998. The thermosteric trends are given for 1955–1998 to be consistent with the previous Cabanes et al. (2001) work and 1955–1994 since the Levitus3000a 5-year means only cover the latter time span (note that for Levitus3000b data, the time span is 1957–1996). Table 1 also gives the mean trends (arithmetic mean) for the 27 stations and for only 17 stations (excluding the 9 stations of the northeast US coast and Sydney; see discussion below).

Looking at observed trends, we note that they all range between 1.3 and 2.9 mm/year for the longest time span (1920–2000) with a mean value of 2.09 ± 0.18 mm/year. The mean trend for the shorter period (1955–1998) amounts to 1.84 ± 0.40 mm/year. These values correspond to those classically reported by numerous investigators (e.g., Douglas, 2001; Peltier, 2001; Miller and Douglas, 2004; Church et al., 2004; Holgate and Woodworth, 2004).

We now compare thermosteric trends computed with the two data sets. The first comparison concerns trends derived from yearly temperature data down to 500 m for 1955–1998. For the European stations, the southern hemisphere (except Sydney) and Pacific stations, there is general agreement (within their respective uncertainties) between the Ishii500-based and Levitus500-based trends. The situation is different for those stations located in the western Atlantic where the Levitus500-based trends are systematically higher than the Ishii-based trends. This is still more evident when considering Levitus3000a/3000b-based trends for 1955–1994/1957–1996. North of 37°N, stations of the northeast U.S. coast show higher than average trends, some values reaching 3–4.5 mm/year, i.e., up to 10 to 20 times the Ishii500 trends. In

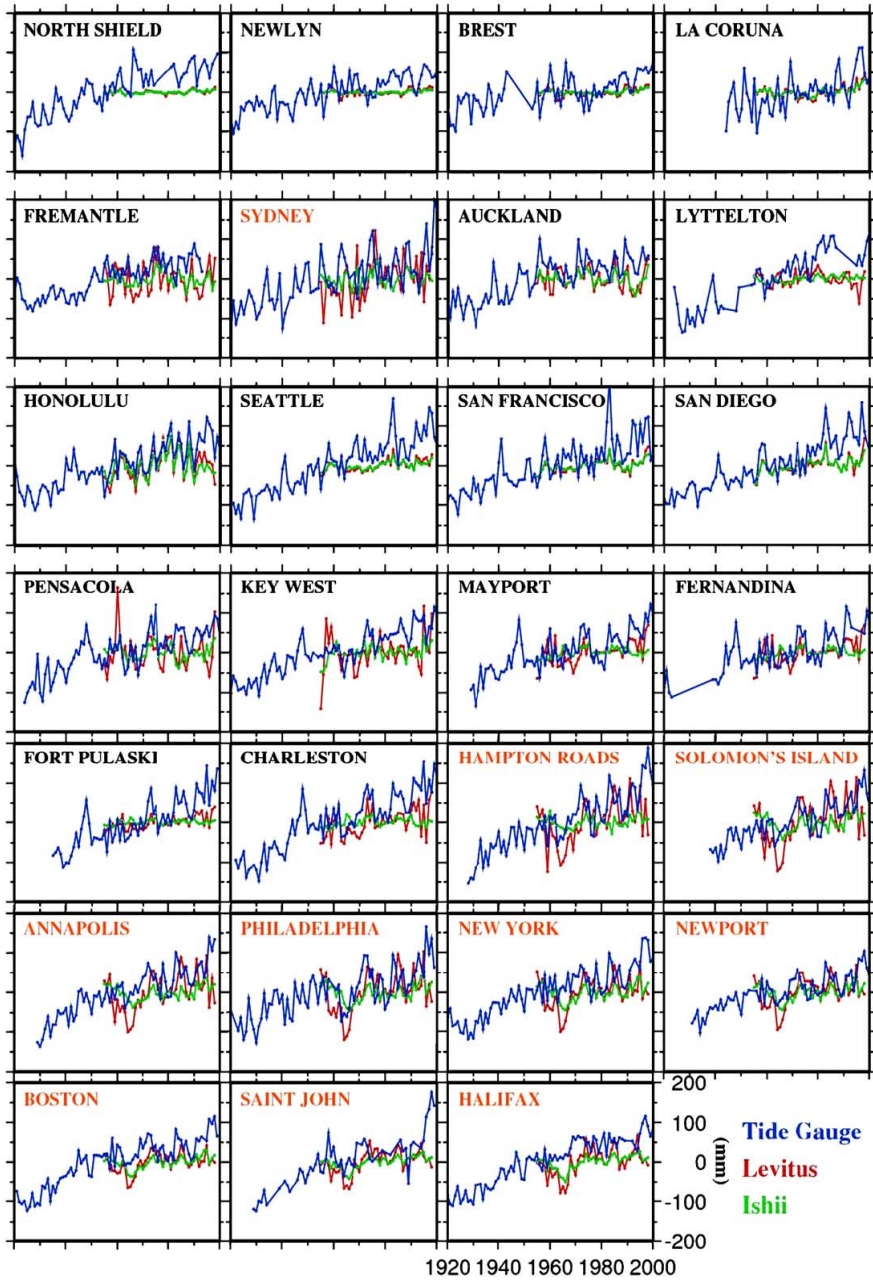


Fig. 1. Observed (blue) and thermocline sea level curve (red : Levitus500; green: Ishii500).

Fig. 2a–d we present a series of linear regression plots between tide gauge trends and thermosteric trends for the 27 sites. Looking at the Levitus3000a/3000b plots (Fig. 2c–d), we note considerable dispersion with absolutely no correlation with the observed trends. The Levitus500 plot (Fig. 2b) shows less dispersion with a correlation of 0.45 between observed and thermosteric trends. On the other hand, the Ishii500 plot (Fig. 2a) provides less scattered results (correlation of 0.45), with a smaller slope of the best fitting regression line. We have identified the sites causing the high dispersion seen in Fig. 2c–d (Levitus3000a/3000b). These correspond to 9 stations along the northeast U.S. coast, north of 37°N. Fig. 3 shows a

map of the differences in thermosteric sea level trends between Levitus 3000a and Levitus 500 (white triangles indicate the location of the tide gauge sites). On this map, we can clearly see very high trend differences in the Gulf Stream region with amplitudes in the range of 3–5 mm/year. Other high rate differences, of amplitudes 1–3 mm/year, are also observed along the Antarctic Circumpolar Current in the southern hemisphere. The Gulf Stream anomaly was previously reported by Miller and Douglas (2004). These authors noticed that while raw hydrographic data show a narrow (~100 km) band of high temperatures confined to the Gulf Stream, the gridded Levitus et al. (2000) data set exhibits a much wider,

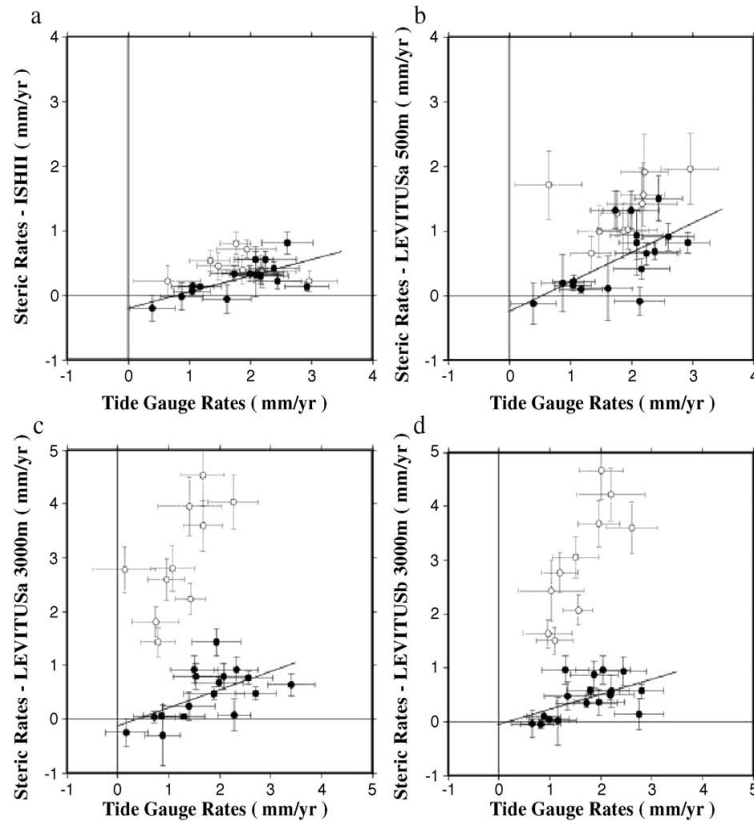


Fig. 2. (a) Regression plot between thermosteric rates (from Ishii500) and tide gauges rates (black solid dots refer to the 17 sites; open circles refer to the 10 deleted sites) computed over the same period (1955–1998). The solid line represents the best fitting linear trend between steric rates and tide gauge rates, for the 17 sites case. (b) Same as (a) but for Levitus500 (period: 1955–1998). (c) Same as (a) but for Levitus3000a (period: 1955–1994). (d) Same as (a) but for Levitus3000b (period: 1957–1996).

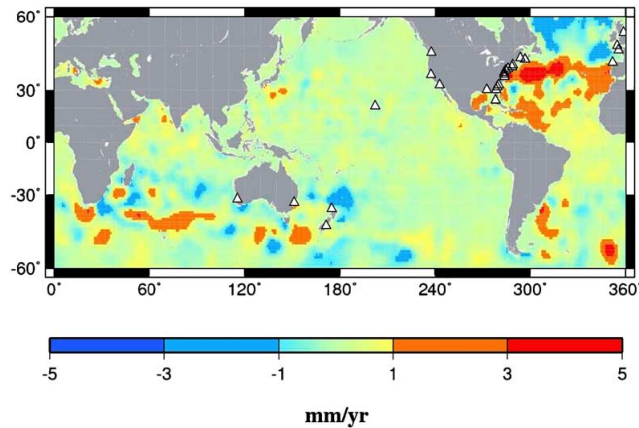
Trends LEVITUS 3000m minus 500m (Lis5A) - 1955-94

Fig. 3. Map of thermosteric sea level trend differences between Levitus3000a and Levitus500 for 1955–1994.

unrealistic temperature anomaly. The difference map constructed with the Levitu3000b data (not shown) shows reduced residual anomalies in the southern ocean, but still strong signal in the Gulf Stream region. As suggested by Figs. 2c–d and 3, the Gulf Stream anomaly originates in deep layers, below 700 m. Furthermore, looking at individual thermosteric sea level curves, we note that the higher than average trends may be caused by the large step seen in the Levitus-based thermosteric sea level between 1965 and 1975, associated with northward shift in the mean position of the Gulf Stream as noted by Miller and Douglas (2004).

Ignoring the 9 stations in the northwest Atlantic, plus Sydney whose thermosteric trend is anomalously higher than the observed tide gauge rate (see Table 1), we have kept 17 sites. In Fig. 2a–d are shown the best regression lines between the observed and thermosteric trends, for the 17 stations. When considering the 17 sites only, we now note a much better correlation between the observed and thermosteric trends, 0.70, 0.62, 0.59 and 0.53 for the four cases respectively. The mean trends (averaged at the 17 stations) are presented in Table 1. The mean rate of sea level rise at the 17 tide gauges amounts to 2.0 ± 0.17 mm/year (1920–2000) and 1.83 ± 0.4 mm/year (1955–1998), while the thermosteric contributions amount to 0.25 ± 0.14 mm/year, 0.58 ± 0.26 mm/year, 0.46 ± 0.20 mm/

year and 0.43 ± 0.20 mm/year, respectively, for the four data sets (Ishii500, Levitus500, Levitus3000a and Levitus3000b). Although the uncertainties are rather large, it is worth mentioning that the mean thermosteric trend based on Ishii500 is only half that based on Levitus500.

Fig. 4a shows mean trends (averaged at the 27 and 17 stations) for the different cases discussed above (i.e., observed by tide gauges and thermosteric trends for Ishii500, Levitus500, Levitus3000a and Levitus3000b). On this plot, the error bars represent the dispersion of the trend values rather than the formal error. Looking at Fig. 4a leads to a clear conclusion: if we exclude the problematic region of the northeast US coast which mostly affects the Levitus3000a/b cases (and to a lesser extent the Levitus500 case), the thermosteric contribution is too small by a factor of about 3 to account for the rate of total sea level rise observed at the tide gauges sites over the past 50 years. Fig. 4b shows the differences (for both the 27 and 17 stations) between observed (by tide gauges) and thermosteric trends, computed over the same time periods. We now obtain very good agreement among residual trends of the 17 stations whatever the temperature data set. This residual trend is in the range 1.3–1.5 mm/year.

The 17 sites are located in 4 regions (Europe, eastern Pacific, western Atlantic and southern hemi-

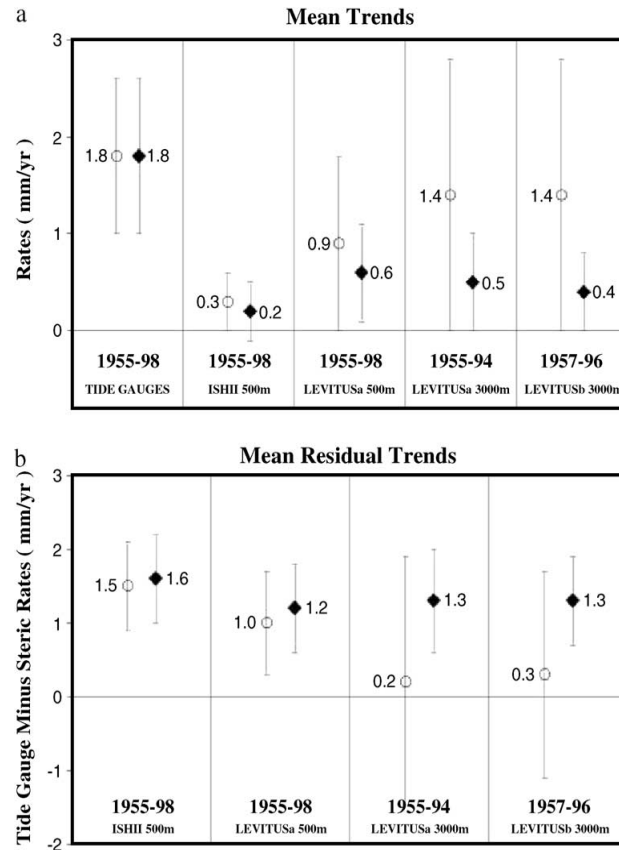


Fig. 4. (a) Observed (tide gauges-based) and thermosteric trends (based on Ishii500, Levitus500, Levitus3000a and Levitus3000b) at the 27 sites (open circles) and the 17 sites (black diamonds). Note that error bars represent the dispersion about the mean (instead of the formal uncertainty). (b) Mean residual trends averaged from the 27 sites (open circles) and the 17 sites (black diamonds), based on the differences between observed and thermosteric trends (for 4 cases : Ishii500, Levitus500, Levitus3000a and Levitus3000b). Note that error bars represent the dispersion about the mean (instead of the formal uncertainty).

sphere). It is interesting to look at mean trend values (observed and thermosteric) by region. Corresponding values are presented in Table 2 as well as mean

residual trends. We note that the largest residual trends, due to ocean mass change, are observed along the coast of the western and eastern North America.

Table 2

Mean trend values by region (17 stations) (uncertainty in italics represents the dispersion about the mean)

Region	Tide gauges (1955–1998)	Levitus 500	Ishii 500	Levitus 3000a	Levitus 3000b	Residual (observed-Ishii 500)
Europe	1.36 ± 0.37	0.22 ± 0.10	0.16 ± 0.10	0.10 ± 0.11	0.12 ± 0.10	1.21 ± 0.45
Eastern Pacific	2.33 ± 0.44	0.79 ± 0.23	0.53 ± 0.19	0.84 ± 0.14	0.58 ± 0.13	1.81 ± 0.12
Western Atlantic	2.14 ± 0.38	0.98 ± 0.35	0.25 ± 0.14	0.66 ± 0.23	0.75 ± 0.24	1.89 ± 0.53
Southern Hemisphere	1.14 ± 0.37	-0.01 ± 0.33	0.03 ± 0.16	0.03 ± 0.35	0.04 ± 0.32	1.11 ± 0.55

4. Discussion

This new analysis based on gridded ocean temperature data sets and 27 sites located in 4 regions (Europe, Pacific, western Atlantic and southern hemisphere) confirms the result of Miller and Douglas (2004), and shows that the conclusions reached by Cabanes et al. (2001) were incorrect. Although the former study compared raw hydrographic data at just a few tide gauges and averaged hydrographic data over very wide regions, its main conclusion is that observed sea level rise for the past century contains a large non-thermal contribution which must be of eustatic (i.e., due to water mass) origin. Our study, based on different ocean temperature data, a larger set of tide gauges and a different method for estimating the thermosteric sea level at the tide gauge sites, leads to a similar conclusion.

However, what remains unexplained is the exact source of the water mass added to the oceans during the past few decades. In the last IPCC report, Church et al. (2001) estimated that mountain glaciers and ice sheet melting accounted for only 0.3 ± 0.2 mm/year. Natural change in land water storage in response to climate change was ignored while the effect of anthropogenic activities on land hydrology was assumed to negatively contribute to sea level change (-0.35 ± 0.5 mm/year).

Recently, Cazenave and Nerem (2004) reviewed results published since the 2001 IPCC report. They reported new values for the eustatic sea level rise contribution during recent decades. For example, the effect of mountain glaciers melting accounts for ~ 0.5 mm/year sea level rise (e.g., Meier and Dyurgerov, 2002; Ahrendt et al., 2002; Rignot et al., 2003). New results for Greenland and west Antarctica ice sheet melting are, respectively, 0.2 mm/year and 0.3 mm/year in terms of sea level rise during the 1990s (e.g., Krabill et al., 2004; Thomas et al., 2004). Finally, exchange of water between oceans and continental reservoirs (soil moisture, aquifers and snow pack) indicates an additional contribution of ~ 0.1 mm/year (Milly et al., 2003). These estimates are still uncertain, especially the last one, which is based on hydrological modelling. However when summed up, they amount to about 1 mm/year. This is of the right order of magnitude to account for the eustatic residual of $\sim 1.5 \pm 0.5$ mm/year discussed above.

There is an additional line of evidence of a non-negligible eustatic contribution to past decades of sea level rise. It is based on recent analyses of ocean salinity data by Antonov et al. (2002). This study indeed indicates a global mean salinity decrease during the past 50 years. Antonov et al. (2002) and Munk (2003) showed that this salinity decrease may be interpreted in terms of both sea ice melt and fresh water added to the oceans. Sea ice melt water does not change sea level while fresh water flowing to the sea from the continents does. Assuming reasonable bounds for the contribution of sea ice melting, Wadhams and Munk (2004) find a eustatic contribution of 0.6 mm/year. Presumably the error associated with this estimate is at least as large as the estimate itself.

In conclusion, we see that there are at least three independent observations (tide gauge records corrected for thermosteric effects; direct estimate of continental ice melting and exchange of water with the oceans; salinity decrease corrected for sea ice melting) which converge in favor of a significant water mass contribution to the 20th century sea level rise. The direct estimate of continental water and ice is rather close to the sea level observations (after removing thermal effects). We conclude that we are not far from explaining the observed rate of sea level rise of the 20th century.

Tracking freshwater flow into the ocean using Ocean General Circulation Models for the past 50 years may help us understand the cause of ocean water mass change. In the near future, results on land water storage (Wahr et al., 2004) and ocean mass variations (Chambers et al., 2004) from the GRACE mission will provide invaluable information by directly quantifying the spatio-temporal change in land water storage, and hence sea level change contributions.

Acknowledgements

The authors thank D. Chambers and R. Coleman for constructive reviews of this manuscript.

References

- Ahrendt, A.A., Echelmeyer, K.A., Harrison, W.D., Lingle, C.S., Valentine, V.B., 2002. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science* 297, 382–386.

- Antonov, J.I., Levitus, S., Boyer, T.P., 2002. Steric sea level variations during 1957–1994: importance of salinity. *J. Geophys. Res.-Oceans* 107 (C12) (art. no.-8013).
- Cabanes, C., Cazenave, A., Le Provost, C., 2001. Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations. *Science* 294, 840–842.
- Cazenave, A., Nerem, R.S., 2004. Present-day sea level change: observations and causes. *Geophys. Res. Lett.* 42, RG3001. doi:10.1029/2003RG000139.
- Chambers, D.P., Wahr, J., Nerem, R.S., 2004. Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE. *Geophys. Res. Lett.* 31, L13310. doi:10.1029/2004GL020461.
- Church, J., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D., Woodworth, P.L., 2001. Changes in sea level. In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguier, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (Eds.), *Climate change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 881.
- Church, J.A., White, N.J., Coleman, R., Lambeck, K., Mitrovica, J., 2004. Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950–2000 period. *J. Climate* 17, 2609–2625.
- Douglas, B.C., 2001. Sea level change in the era of the recording tide gauge. In: Douglas, B.C., Kearney, M.S., Leatherman, S.P. (Eds.), *Sea Level Rise, History and Consequences*. Academic Press, San Diego, pp. 37–64.
- Holgate, S., Woodworth, P., 2004. Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s. *Geophys. Res. Lett.* 31, L07305. doi:10.1029/2004GL019626.
- Ishii, M., Kimoto, M., Kachi, M., 2003. Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates. *Mon. Weather Rev.* 131, 51–73.
- Krabill, W., Hanna, E., Huybrechts, P., Abdalati, W., Cappelen, J., Csatho, B., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Yungel, J., 2004. Greenland Ice Sheet: increased coastal thinning. *Geophys. Res. Lett.* 31, L24402. doi:10.1029/2004GL021533.
- Leuliette, E., Nerem, R.S., Mitchum, G.T., 2004. Calibration of Topex/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change. *Mar. Geod.* 27, 79–94.
- Levitus, S., Stephens, C., Antonov, J.I., Boyer, T.P., 2000. *Yearly and Year-Season Upper Ocean Temperature Anomaly Fields, 1948–1998*. U.S. Gov. Printing Office, Washington, DC, pp. 23.
- Levitus, S., Antonov, J.I., Boyer, T.P., 2005. Warming of the world ocean, 1955–2003. *Geophys. Res. Lett.* 32, L02604. doi:10.1029/2004GL021592.
- Lombard, A., Cazenave, A., Le Traon, P.Y., Ishii M., in press. Contribution of thermal expansion to present-day sea level change revisited, *Glob. Planet. Change*.
- Meier, M.F., Dyurgerov, M., 2002. How Alaska affects the world. *Science* 297, 350–351.
- Miller, L., Douglas, B.C., 2004. Mass and volume contributions to 20th century global sea level rise. *Nature* 428, 406–408.
- Milly, P.C.D., Cazenave, A., Gennero, M.C., 2003. Contribution of climate-driven change in continental water storage to recent sea-level rise. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 100 (23), 13158–13161.
- Munk, W., 2002. Twentieth century sea level: an enigma. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 99, 6550–6555.
- Munk, W., 2003. Ocean freshening, sea level rising. *Science* 300, 2041–2043.
- Peltier, W.R., 2001. Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history. In: Douglas, B.C., Kearney, M.S., Leatherman, S.P. (Eds.), *Sea Level Rise, History and Consequences*. Academic Press, San Diego, pp. 65–95.
- Plag, H.-P., Juttner, H.-U., 2001. Inversion of global tide gauge data for present-day ice load changes. *Proceedings of the Second International Symposium on Environmental Research in the Arctic and Fifth Ny-Alesund Scientific Seminar, Mem. Natl. Inst. Polar. Res.*, pp. 301–318.
- Rignot, E., Rivera, A., Casassa, G., 2003. Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science* 302, 434–437.
- Thomas, R., Rignot, E., Casassa, G., Kanagratnam, P., Acuna, C., Akins, T., Brecher, H., Frederick, E., Gogineni, P., Krabill, W., Manizade, S., Ramamoorthy, H., Rivera, A., Russell, R., Sonntag, J., Swift, R., Yungel, J., Zwally, J., 2004. Accelerated sea level rise from West Antarctica. *Science* 306, 255–258.
- Wadhams, P., Munk, W., 2004. Ocean freshening, sea level rising, sea ice melting. *Geophys. Res. Lett.* 31, L11311. doi:10.1029/2004GL020039.
- Wahr, J., Swenson, S., Zlotnicki, V., Velicogna, I., 2004. Time-variable gravity from GRACE: first results. *Geophys. Res. Lett.* 31, L115011. doi:10.1029/2004GL019779.
- Woodworth, P.L., Player, R., 2003. The permanent service for mean sea level: an update to the 21st century. *J. Coast. Res.* 19, 287–295.

2.2.3 Bilan sur la contribution thermique

Ainsi, l'analyse des bases récentes de données de température de l'océan indique que l'expansion thermique ne contribue que pour environ 25-30% à la hausse séculaire du niveau de la mer telle qu'enregistrée par les marégraphes historiques au cours des 50 dernières années.

Cependant, ce résultat repose sur des comparaisons locales, aux sites marégraphiques utilisés dans cette étude. On peut donc se demander s'il reste valable à l'échelle globale. Church et al. (2004) ont développé une méthode de reconstruction globale du niveau de la mer, en combinant les EOFs globales du niveau de la mer observé par T/P au cours de la dernière décennie, avec les séries temporelles des marégraphes historiques sur le siècle passé. Ils ont ainsi reconstruit les variations du niveau de la mer en tout point de l'océan global entre 1870 et 2000. Ils obtiennent une hausse du niveau moyen global de la mer de $1,8 \pm 0,3$ mm/an entre 1950 et 2000 (Fig. 2.11). Parallèlement, l'expansion thermique moyenne globale des océans pour les 50 dernières années est de $0,35 \pm 0,05$ mm/an d'après les données de Ishii et al. (2005) et de Levitus et al. (2005) pour les couches 0-700m de l'océan, et de $0,45 \pm 0,05$ mm/an pour les couches 0-3000m de l'océan, d'après Levitus et al. (2005). Ainsi en global, l'expansion thermique n'explique que 20-25% de la hausse séculaire du niveau de la mer reconstruit par Church et al. (2004).

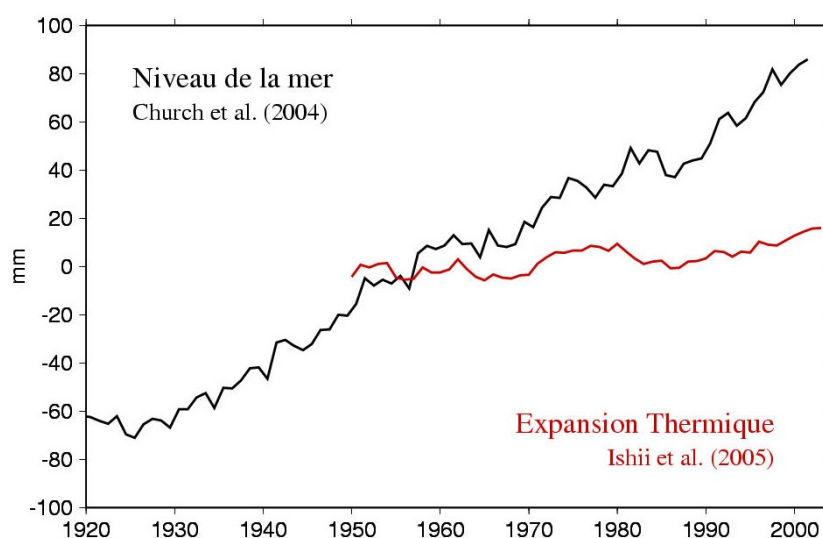


FIG. 2.11 – Evolution du niveau moyen de la mer au cours du XXème siècle d'après Church et al. (2004) (en noir), et évolution de l'expansion thermique moyenne globale au cours des 50 dernières années (en rouge).

Ainsi, tant à l'échelle locale que globale, l'expansion thermique semble incapable d'expliquer la totalité de la hausse du niveau moyen de la mer observée au cours du demi-siècle passé.

Ce résultat suggère que la contribution des apports de masse d'eau douce à l'océan par le biais de la fonte des glaciers de montagne et calottes polaires, ou encore des échanges d'eau avec les continents, est probablement importante en terme d'élévation séculaire du niveau de la mer.

Si la contribution de l'expansion thermique pour la période 1950-2000 semble donc relativement faible en terme de tendance séculaire du niveau de la mer, il n'en reste pas moins qu'elle est sujette à d'importantes fluctuations spatiales et temporelles comme nous allons le voir au cours de la partie suivante.

2.3 Variabilité spatio-temporelle de l'expansion thermique des océans : lien avec la variabilité naturelle du système climatique.

Le calcul de l'expansion thermique des océans au paragraphe 2.2.1 nous a montré que la réponse du niveau des océans au réchauffement global des eaux océaniques présente une variabilité spatio-temporelle importante. En moyenne globale, la courbe de l'expansion thermique (Fig. 2.5) présente de larges fluctuations décennales qui se superposent à la tendance linéaire d'augmentation de l'expansion thermique. Quant à la répartition géographique des taux de variation de l'expansion thermique (Fig. 2.8), elle est loin d'être uniforme. Dans ce chapitre, nous allons voir que cette variabilité spatio-temporelle de l'expansion thermique des océans est intimement liée à la variabilité climatique naturelle du système océan-atmosphère.

2.3.1 Mise en évidence des fluctuations décennales de l'expansion thermique : Article publié dans *Global and Planetary Change* « Contribution de l'expansion thermique à la hausse actuelle du niveau de la mer revisitée. »

Dans cette étude, nous avons utilisé les deux bases de données de température de l'océan disponibles alors (Levitus et al., 2000 et Ishii et al., 2003), afin d'analyser et caractériser les variations spatiales et temporelles de l'expansion thermique des océans.

Introduction et résumé de l'article

Les bases de données de température Au moment de l'étude, les seules bases de données globales de température de l'océan disponibles sont alors celles de Levitus et al. (2000) et de Ishii et al. (2003). Or en comparant les variations du niveau thermostérique moyen global issu de chacune des deux bases, nous avons pu mettre en évidence un problème de traitement des données brutes au sein de chacune des deux bases de données. La forte disparité entre l'évolution des deux niveaux thermostériques pendant les années 1990 provenait en effet d'une erreur de correction des mesures brutes issues des sondes XBT : tandis que Levitus et al. (2000) appliquait la correction de profondeur nécessaire aux données XBT deux fois au lieu d'une, Ishii et al. (2003) ne l'appliquait pas du tout (ce problème concerne uniquement les années 1990).

Ainsi, les deux auteurs ont dû reproduire leurs analyses en appliquant cette fois les corrections adéquates : c'est ainsi que dans leurs plus récentes bases de données, Levitus et al. (2005) et Ishii et al. (2005) appliquent tous deux le traitement correct aux mesures XBT. Les nouvelles courbes de l'expansion thermique issue de ces bases corrigées présentent cette fois un très bon accord entre elles (Fig. 2.5).

Analyses en EOF Pour caractériser la variabilité spatio-temporelle de l'expansion thermique, nous avons recours à une méthode de décomposition en valeurs singulières appelée analyse en EOF (Empirical Orthogonal Function), couramment utilisée en océanographie.

Il s'agit de décomposer le signal étudié en une combinaison linéaire de modes orthogonaux spatiaux et temporels, chacun de ces modes décrivant le plus de variance du signal possible. In fine l'intérêt de cette méthode est donc qu'elle permet d'extraire les modes dominants du signal (i.e. les quelques modes qui dominent la variabilité de l'expansion thermique).

Au cours de cette étude, nous avons appliqué la méthode d'analyse en EOF aux séries temporelles des champs annuels grillés de hauteurs thermostériques pour la période 1950-1998, issus des deux bases de données de température Levitus et al. (2000) et Ishii et al. (2003). Pour cela, nous avons utilisé le code de calcul développé au LEGOS par Toumazou et Crétaux (2001). Nous nous sommes principalement intéressés au premier mode de variabilité de l'expansion thermique des océans, qui est le mode dominant. Ainsi, l'analyse en EOF des champs globaux de hauteurs thermostériques nous a permis de montrer que les structures régionales grande échelle observées dans la carte globale des tendances de l'expansion thermique (Fig. 2.8) correspondent au mode dominant de variabilité de l'expansion thermique, qui est lui-même fortement corrélé à la variabilité du phénomène El Niño. De même, les analyses en EOF appliquées dans l'Atlantique Nord ainsi que le Pacifique Nord, ont révélé des liens étroits entre la variabilité régionale de l'expansion thermique et les indices climatiques régionaux (NAO et PDO).

Variabilité naturelle du système climatique : les différents indices Les principales perturbations climatiques de la circulation grande échelle sont quantifiées à l'aide d'indices climatiques normalisés définis de la manière suivante :

- *L'indice SOI (Southern Oscillation Index)* permet de caractériser le phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation). Cet indice correspond à la différence de pression atmosphérique entre Tahiti et Darwin : quand la circulation atmosphérique entre dans sa phase chaude, El Niño (respectivement froide, La Niña), cet indice est fortement négatif (respectivement positif).

Pendant les phases d'indice bas (El Niño), la différence de pression entre les deux extrémités du bassin s'atténue, et les alizés de surface faiblissent. Dans le bassin Pacifique ouest les alizés disparaissent et s'inversent, tandis qu'ils sont juste atténués à l'est. L'océan réagit alors à ces changements d'intensité et de direction du vent. Dans le Pacifique Est, le niveau de l'océan s'élève et les eaux se réchauffent, chauffant ainsi l'air humide qui le surplombe, et générant des pluies abondantes du côté de l'Amérique du Sud. Simultanément, la sécheresse s'installe du côté de l'Indonésie et l'Australie.

Pendant les phases d'indice haut (La Niña) de ce mouvement oscillant, la pression est élevée dans l'est du pacifique et basse dans l'ouest. Ce contraste zonal de pression accélère les vents de surface d'est en ouest du bassin Pacifique équatorial.

Les événements El Niño reviennent périodiquement tous les trois à sept ans.

- *L'indice NAO (North Atlantic Oscillation)* est calculé à partir de la différence de pression atmosphérique entre Lisbonne et Reykjavik en Islande.

Une augmentation de l'indice NAO est due à un déplacement de masses d'air originaires des régions arctiques et islandaises vers la ceinture subtropicale près des Açores et de la péninsule Ibérique, et a pour effet de renforcer les vents d'ouest au-dessus de l'océan Atlantique Nord. Ces vents d'ouest plus forts apportent un

air humide plus chaud au-dessus du continent européen et provoquent des hivers maritimes plus doux.

Des valeurs négatives de l'indice NAO sont associées à des vents d'ouest moyens plus faibles au-dessus de l'océan Atlantique Nord et à des hivers européens plus froids que la normale.

Dans l'Atlantique Nord les oscillations liées à l'indice NAO sont beaucoup moins régulières que celles associées au phénomène El Niño dans le Pacifique Tropical : les épisodes peuvent durer de deux ans à une vingtaine d'années.

- *L'indice PDO (Pacific Decadal Oscillation)* est défini comme le mode principal de variabilité des températures de surface de l'océan dans le Pacifique Nord.

Un indice PDO élevé correspond à des températures de surface anormalement élevées le long de la côte Ouest de l'Amérique du Nord et de l'Amérique Centrale ainsi qu'à l'Equateur, associées à des températures anormalement basses dans l'Ouest et le centre du bassin Pacifique Nord (latitude du Japon).

Les fluctuations des structures associées à l'indice PDO sont dominées par une variabilité aux échelles de temps décennales à multi-décennales.

Ces différentes perturbations climatiques affectent le système océan-atmosphère. Ainsi les oscillations interannuelles et décennales qui dominent l'expansion thermique des océans sont bien corrélées aux principaux indices climatiques, et semblent donc dues à la variabilité naturelle du système climatique.

Calcul des tendances décennales Ainsi, lorsque nous nous intéressons à la contribution thermique aux variations du niveau de la mer sur une période temporelle réduite (par exemple depuis 1993 pour l'observation du niveau de la mer par altimétrie), il est très important de garder à l'esprit ces fluctuations décennales de l'expansion thermique des océans : en effet, l'effet des oscillations décennales se superpose à la tendance à long terme recherchée.

A l'échelle régionale, les structures de l'expansion thermique des océans ne sont pas stationnaires sur le long terme, elles présentent une durée de vie de l'ordre de la décennie. Or Cabanes et al. (2001) ont montré (et nous confirmons) que la distribution géographique des vitesses d'évolution du niveau de la mer observée par Topex/Poseidon est en grande partie expliquée par l'expansion thermique des océans. Ainsi, étant donné que l'expansion thermique fluctue spatialement en réponse aux principales perturbations climatiques, un résultat majeur de notre étude est qu'il en est de même pour le niveau de la mer, et donc qu'on ne peut pas extrapoler la carte des tendances du niveau de la mer actuelle dans le passé ou le futur.

En moyenne globale, nous montrons que les tendances décennales (calculées sur des périodes successives de 10 ans) de l'expansion thermique présentent une forte variabilité dans le temps : elles oscillent entre des valeurs négatives et des valeurs positives atteignant jusqu'à 4 fois la tendance à long terme sur les 50 ans.



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Global and Planetary Change 47 (2005) 1–16

GLOBAL AND PLANETARY
CHANGE

www.elsevier.com/locate/gloplacha

Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited

Alix Lombard^{a,b,*}, Anny Cazenave^a, Pierre-Yves Le Traon^b, Masayoshi Ishii^c

^aLEGOS-CNES, 18 Av. E. Belin, Toulouse, France

^bCLS, Parc Technologique du Canal, Ramonville St. Agne, France

^cFrontier Research Center for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (FRCGC/JAMSTEC), Yokohama, Japan

Received 12 November 2004; accepted 8 November 2004

Abstract

We investigate the thermosteric (i.e., due to temperature only) sea-level change over the last 50 years using two global ocean temperature data sets recently published (Levitus et al., 2000a [Levitus, S., Stephens, C.M., Antonov, J.I., Boyer, T.P., 2000a. Yearly and year-season upper ocean temperature anomaly fields, 1948–1998, pp. 23, U.S. Gov. Printing Office, Washington, DC] and Ishii et al., 2003 [Ishii, M., Kimoto, M., Kachi, M., 2003. Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates, *Monthly Weather Rev.*, 131, 51–73]). These data sets which provide gridded temperatures, down to 3000 m and 500 m respectively, are based on interpolation schemes of raw historical profiles over 1950–1998. We find that the two data sets compare well over 1950–1990, both in terms of thermosteric sea-level trends and global mean. Some difference is noticed however beyond 1990, due to differences in the raw temperature data processing. Analyses based on ‘Empirical Orthogonal Function’ show that the interannual variability of the thermosteric sea level is dominated by the signatures of El Niño Southern Oscillation, Pacific Decadal Oscillation and influenced by North Atlantic Oscillation. As a result, regional thermosteric sea-level trends are not stationary on a century time scale and have a typical lifetime on the order of a decade. In terms of global mean, the rate of thermosteric sea-level change computed over 10-year windows displays high variability, with values reaching up to three times the 40-year (1950–1990) average at some periods. Even negative values are noticed at other periods. One important consequence is that the pattern of sea-level trends derived from Topex/Poseidon altimetry over 1993–2003, which is mainly caused by thermal expansion, is very likely a non-permanent feature. Thus past and future extrapolation based on this 10-year altimetry pattern should be considered with caution.

© 2004 Published by Elsevier B.V.

Keywords: Climate change; Sea level change; Thermal expansion

* Corresponding author. LEGOS-CNES, 18 Av. E. Belin, Toulouse, France. Fax: +33 561253205.

E-mail address: lombard@notos.cst.cnes.fr (A. Lombard).

1. Introduction

Measuring the exact rate of sea-level rise over the recent decades and identifying its causes is a topic of considerable interest in the context of the current debate on global climate change. Recent results based on Topex/Poseidon altimetry for the last decade show that rates of sea-level change present great regional variability, with positive and negative trends amounting up to 10 times the global mean (Nerem and Mitchum, 2001a,b; Cazenave and Nerem, 2004). Understanding the cause of this regional variability is important, in particular for improving sea-level predictions based on climate models and mitigating potential impacts of rapid sea-level rise in vulnerable coastal areas.

On time scales ranging from years to decades, the two main causes of global mean sea-level change are steric effects (mostly thermal expansion associated with global ocean warming) and water mass exchange with continents. As we will see below, steric effects are likely an important cause of regional variability in sea-level trends. While ocean water mass change may rapidly lead to uniform sea-level change, elasto-gravity effects on the distribution of melt water from the ice sheets, in principle, also contributes to the spatially non-uniform pattern of sea-level change (Mitrovica et al., 2001; Plag and Juttner, 2001). Other causes of regional variability include wind forcing (through steric and barotropic sea-level changes) as well as potential change in the thermohaline circulation (Levermann et al., in press).

Due to the lack of 3-dimensional ocean temperature data available on a global scale, estimates of thermal expansion were until recently mainly based on Ocean General Circulation Models. For example, re-estimating the climate-related contributions to the 20th century sea-level rise, the last IPCC report (Church et al., 2001) gives a 0.5 mm/year model-based thermal expansion contribution. Since the publication of the 2001 IPCC report, a number of new results about present-day sea level have been reported, among these, the first direct estimate of thermal expansion (Antonov et al., 2002) based on historical ocean temperature observations from Levitus et al. (2000a). Antonov et al. (2002) found that thermal expansion contributes to 0.5 ± 0.05 mm/year to the rate of sea-level rise of the past 50 years. It is

worth noting that this value agrees well with the IPCC value based on models.

In this paper, we revisit the estimate of thermal expansion over 1950–1998 using a new ocean temperature data set (Ishii et al., 2003), in addition to the Levitus one. The Ishii data set consists of gridded temperature data down to 500 m for the historical period (1950–1998). We compare the Ishii and Levitus data sets and their contribution to thermal expansion, in order to describe the spatial and temporal structure of thermosteric sea-level patterns. We also focus on the last half decade by comparing Topex/Poseidon and Ishii-derived sea-level variations over 1993–98.

2. Data description

Subsurface temperature data are stored in various formats with respect to different vertical levels. In addition, from one measurement date to another, site locations often vary. Thus for easier handling of these observations, data interpolation at standard ocean depths and geographical positions is indicated. Recently, Levitus et al. (2000a) and Ishii et al. (2003) provided global gridded temperature data sets for the last 50 years based on objective analysis methods applied to the raw temperature profiles. These objective analyses are usually used to interpolate scattered data onto regular grids. Since ocean sampling is strongly inhomogeneous in time and space, and very incomplete over large regions of the global ocean (e.g., Southern Ocean), the resulting maps must be, however, interpreted with caution.

2.1. *World Ocean Atlas and Database 1998 (Levitus et al., 2000a,b)*

The Levitus et al. (2000a) data set consists on $1^\circ \times 1^\circ$ gridded temperature anomalies given as yearly means for the upper 500 m from 1945 to 1998 and 5-year means down to 3000 m for 1947–1994. Using the raw temperature profiles, Levitus et al. computed gridded time series at non-uniformly spaced depth levels, based on an objective analysis scheme. Using this data set, Levitus et al. (2000b) reported that globally averaged ocean heat content increased by 2×10^{23} J between the mid-1950s and the mid-1990s, corresponding to a net ocean warming of 0.06°C during the past 50 years. In

the Pacific Ocean, warming significantly increased in the early 1970s and in the mid-1980s. The Indian Ocean also warmed significantly since the 1960s. The Atlantic Ocean showed a somewhat different behaviour, with a rather monotonic warming trend since 1950 to the early 1990s, then a steep increase thereafter. In addition, only the Atlantic Ocean showed substantial warming at depths below 1000 m, unlike the Pacific and Indian Oceans, where change in heat content mainly occurred in the upper 300 m. The steep warming reported during the 1990s has been recently questioned and attributed to an error in the data processing (S. Levitus, personal communication, 2003). The problem arises from the depth correction which needs to be applied to XBTs (Expandable Bathy Thermographs) temperature profiles (Hanawa et al., 1995). Applying this correction results in an ‘apparent’ warming of the temperature profile compared to uncorrected data. Applying it twice leads to over-estimating the temperature. Note that the data prior to 1990 are unaffected by this correction error.

2.2. Historical ocean subsurface temperature analysis by Ishii et al. (2003)

The Ishii et al. (2003) data set consists of monthly $1^\circ \times 1^\circ$ gridded temperature fields given as monthly means down to 500 m from 1950 to 1998. As for the gridded Levitus data, the Ishii data set is produced by a so-called objective analysis, but their methodologies are totally different. One difference is to explicitly consider background errors and observational errors in the Ishii analysis through variational methods (e.g., Derber and Rosati, 1989; Ghil and Malanotte-Rizzoli, 1991). An optimal solution is then computed in the sense of least squares. In general, this approach is thought to be superior than other methods, since observational noise is effectively filtered out. Ishii et al. chose a 600-km spatial de-correlation scale in order to efficiently remove the meso-scale noise. Thus temperature fields produced by Ishii et al. are smoother than Levitus et al. ones (which are based on a distance-weighted interpolation scheme). One problematic consequence is that Ishii-based temperature variations (hence rates of sea-level change) are probably underestimated.

In these analyses based on statistical approaches (rather than data assimilation into a dynamical

model), the quantity and quality of number of raw observations are crucial factors. Levitus et al. used WOD98 (Levitus et al., 1998; Antonov et al., 1998; Boyer et al., 1998) data while Ishii et al. used a previous version WOD94 (Levitus and Boyer, 1994; Boyer and Levitus, 1994; Levitus et al., 1994). Differences between the two data sets mainly affect the 1990s. Because WOD94 contains too few data in the 1990s, Ishii et al. used GTS (Global Telecommunication System) data instead of the former data set. As far as the WOD98 database is concerned, its spatial coverage is superior to that of the GTS one. The replacement of WOD94 data by GTS data as of January 1st, 1991, may lead to some discontinuity in the Ishii et al. gridded data set. Another potential discontinuity may arise from the replacement of GISST (Global Sea Ice and Sea Surface Temperature data set) by Sea Surface Temperature data from the Japan Meteorological Agency as of January 1st, 1995. On the other hand, the use of TOGA-TAO (Tropical Ocean Global Atmosphere-Tropical Ocean Array buoys) data, abundant in the tropical Pacific, may somewhat mitigate the abovementioned data processing drawbacks for the last decade.

2.3. The problem of the XBT depth correction

XBTs data comprise a large fraction of the overall data used both by Levitus et al. and Ishii et al. Ignoring or wrongly applying the XBT depth correction may result in a bias in the estimated temperatures which can be as large as the decadal variability of thermal expansion itself. However, its effects on climate-related signals have been largely ignored in the scientific literature. While Levitus et al. applied the correction twice to XBT data on the 1990s, Ishii et al. did not apply it at all to the GTS data (while they applied it to the WOD94 data, i.e., before 1991). XBT data whose depths should be corrected amount to 30 to 40% of all XBT observations used by Ishii et al. since 1991. We do not know how many XBT data were over-corrected by Levitus. In summary, the correction was not applied in Ishii et al.’s data while it was doubled in Levitus et al.’, during the 1990s. Hence some difference between the two data sets is expected over this period compared to the previous 40 years.

3. Ocean data analyses (1950–1998)

3.1. Subsurface temperature mean field over 1950–1998

Fig. 1 shows depth versus time diagrams of the geographically average ocean temperatures anomalies down to 500 m since 1950, computed with the global gridded data of Levitus et al. (2000a) and Ishii et al. (2003) respectively (the Ishii monthly data have been averaged on a yearly basis for comparison with the Levitus data). Comparing the two panels shows that

temperature anomalies compare well, both in terms of amplitude and temporal variations for 1950–1990: warming is observed between 1970 and 1985 in all layers, beginning at depth and propagating upward until the mid-1980s. Since the end of the 1980s, ocean warming has been increasing, especially in the surface layers, compared to the previous decades. However positive temperature anomalies of the intermediate layers (100–500 m) seen in Levitus data, are not observed in Ishii data. This certainly results from the differences in temperature data processing by the two groups (see Section 2).

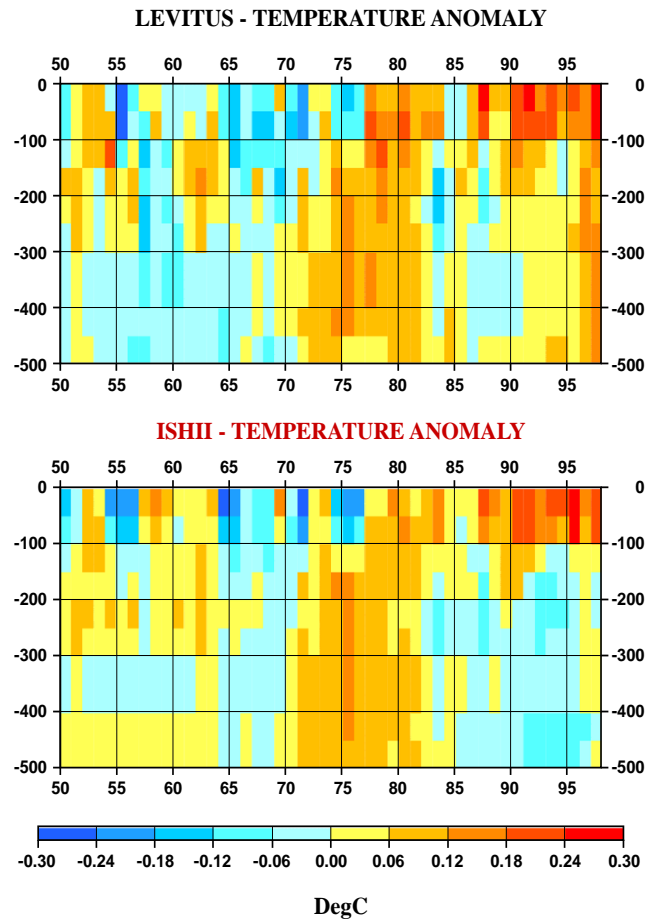


Fig. 1. Depth versus time diagrams of the 60S–60N geographically average ocean temperatures anomalies down to 500 m since 1950 until 1998. Upper panel—Levitus data; lower panel—Ishii data.

3.2. Global steric sea level (1950–1998)

To compute the steric sea level (more precisely the thermosteric sea level, i.e., due to temperature only), it is necessary to first convert the gridded temperature anomalies in terms of density anomalies at each standard level using the classical expression for the equation of state of the ocean (Gill, 1982; the Levitus climatology is used for salinity variations). The thermosteric sea level is further obtained by vertically integrating density anomalies at each grid point and each time step according to:

$$h_{\text{steric}}(x, y, t) = \int_{-H}^0 \frac{\rho_0(x, y, z) - \rho(x, y, z, t)}{\rho_0(x, y, z)} dz \quad (1)$$

where $\rho_0(x, y, z)$ is the reference density; ρ_0 is a function of the reference temperature T_0 , reference salinity S_0 and depth z . $\rho(x, y, z, t)$ is a non-linear function of temperature and salinity (e.g. Gill, 1982).

Fig. 2 compares global mean thermosteric sea-level variations for 1950–1998 computed with the two data sets. While the two curves agree reasonably well between 1950 and 1990, significant difference is observed between 1990 and 1998, the Ishii-based sea level being lower than the Levitus-based one: as a result, the global mean thermal expansion over 1990–1998 amounts only 0.47 ± 0.44 mm/year with Ishii data, compared to the 1.41 ± 0.49 mm/year increase with Levitus data. As discussed in Section 2, this divergence during the 1990s is certainly due to the problem of the XBT depth correction and inhomogeneous data in the Ishii processing. In both curves, the thermosteric sea level presents large decadal/interdecadal fluctuations, in particular a long period of significant rise from the mid-1960s to the early 1980s, followed by a rapid decrease during the 1980s. In terms of trends, the thermosteric contribution of the upper 500-m layers over 1950–1990 (excluding the recent years for the reason discussed above) amounts 0.11 ± 0.04 mm/year, and 0.19 ± 0.06 mm/year for the Ishii and Levitus data respectively. Considering the associated uncertainties, this difference in trend is probably insignificant and due to differences in the computing process.

3.3. Contribution of ocean layers to the total thermosteric sea-level variations

In Fig. 2 are also presented, for both data sets, individual contributions of different 100-m-thick layers to the thermosteric sea-level change with time over 1950 to 1998. The dominant contribution arises from shallow layers, but deeper layers down to 500 m also contribute. This is especially true for the 1970s where we note a significant increase (then decrease) of the thermosteric sea level. For all layers, the Ishii sea level is lower than the Levitus sea level beyond 1990 (see Section 2). However before 1990, there is generally good agreement between the two curves whatever the layer.

3.4. Global thermosteric sea-level trends 1950–1990

Fig. 3 compares thermosteric sea-level trends based on the two data sets for the period 1950–1990. The two maps show similar patterns and compare quite well. Over this 40-year period, thermosteric sea-level change is highly non-uniform, as reported previously by Cabanes et al. (2001). The main patterns appear related to (1) the west–east dipole in the tropical Pacific associated with the El Niño Southern Oscillation (ENSO), (2) the north–south dipole in the north Atlantic corresponding to North Atlantic Oscillation (NAO), (3) the signature of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) in the North Pacific. Besides, the Ishii map shows strong signals related to the western boundary currents (Gulf Stream and Kuroshio current) as well as significant signal associated with the Antarctic Circumpolar Current. These patterns are less visible in the Levitus map which appears noisier, with high-energy meso-scale structures for which it is hard to say whether these are artefacts or not (see Section 2).

3.5. EOF analysis of gridded thermosteric sea-level time series for 1950–1998

Empirical Orthogonal Function (EOF) decomposition was applied to the gridded thermosteric sea-level time series (based on temperature data down to 500 m) for 1950–1998. Fig. 4 compares the first mode of the EOF decomposition for each data set.

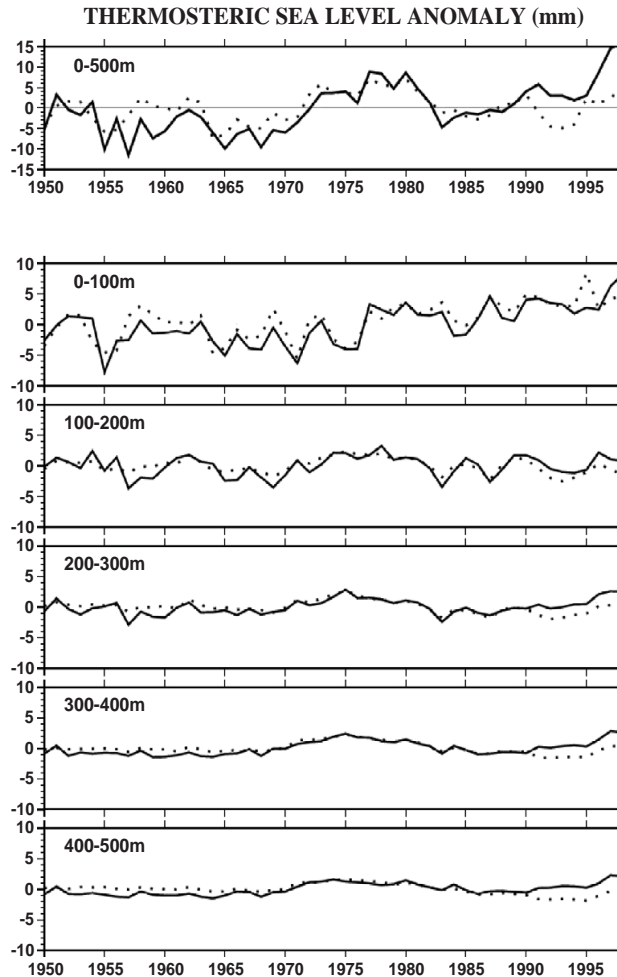


Fig. 2. Thermosteric sea level for different depth layers (top curve: 0–500 m, then for 100-m-thick layers from surface to 500 m). Solid curves are based on Levitus data. Dotted curves are based on Ishii data.

The geographical maps are very similar to the trends maps shown in Fig. 3. The temporal curves superimpose quite well. We first notice a shift around 1980, with negative values before 1980 and positive values later on. We also observe strong interannual/decadal oscillations which correspond to the ENSO signature. As shown in Fig. 4, this is indeed confirmed by the high correlation (0.80) noticed between the temporal curves and the Southern

Oscillation Index (SOI) which is superimposed. Thus, ENSO-related variability accounts for the largest fraction of variance in spatial patterns of thermosteric sea-level variability. Note that the variances of the leading modes are higher in the Ishii EOF (Mode 1: 27.8%, Mode 2: 15.0%, Mode 3: 8.4%) than in the Levitus EOF (Mode 1: 14.9%, Mode 2: 8.1%, Mode 3: 5.4%), suggesting that the former data set contains more significant signal.

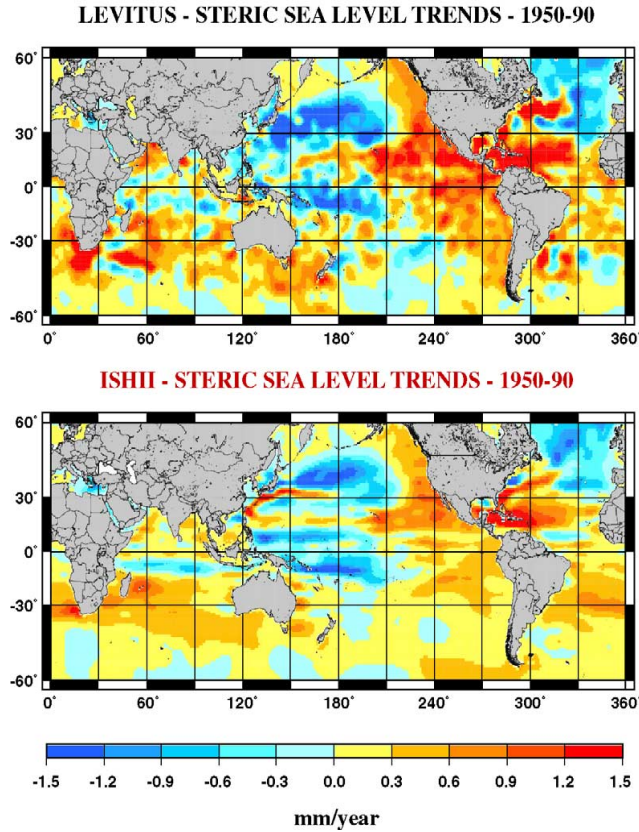


Fig. 3. Geographical distribution of thermosteric sea-level trends for 1950–1990 and the upper 500 m. Upper panel—Levitus data; lower panel—Ishii data.

If thermosteric sea-level data over the tropical Pacific are removed – in order to cancel the effects of ENSO –, then the temporal curves of the first EOF mode (Fig. 5) show a dominant long-term behaviour, with a quasi-monotonic increase since 1965 for the Levitus curve while the Ishii curve shows an abrupt increase in the mid-1970s. Such behaviour seems to originate in the Atlantic Ocean, as confirmed by the first EOF mode calculated with Atlantic sea-level data only (not shown). The latter result agrees with Levitus et al. (2000b) conclusions who reported almost continuous warming in the Atlantic Ocean during the past 50 years. Although warming in the Pacific and Indian oceans was also pronounced, the heat content in the latter two oceans is dominated by

decadal fluctuations. In our EOF decomposition, in agreement with the Levitus et al. (2000b) heat content estimates, thermosteric sea level appears dominated by interannual and decadal variability in the Pacific and Indian Oceans, while it shows a long-term, perhaps step-like pronounced increase in the Atlantic. In addition, the Atlantic thermosteric sea-level mode seems to be influenced by the NAO. This is illustrated in Fig. 6 which shows the first EOF mode for the North Atlantic (20°N–80°N, Ishii data only) with the temporal curve on which is superimposed the Winter NAO index (the NAO index data were provided by the Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, Hurrell (1995)). Although the correlation (0.55) is smaller than with SOI in the

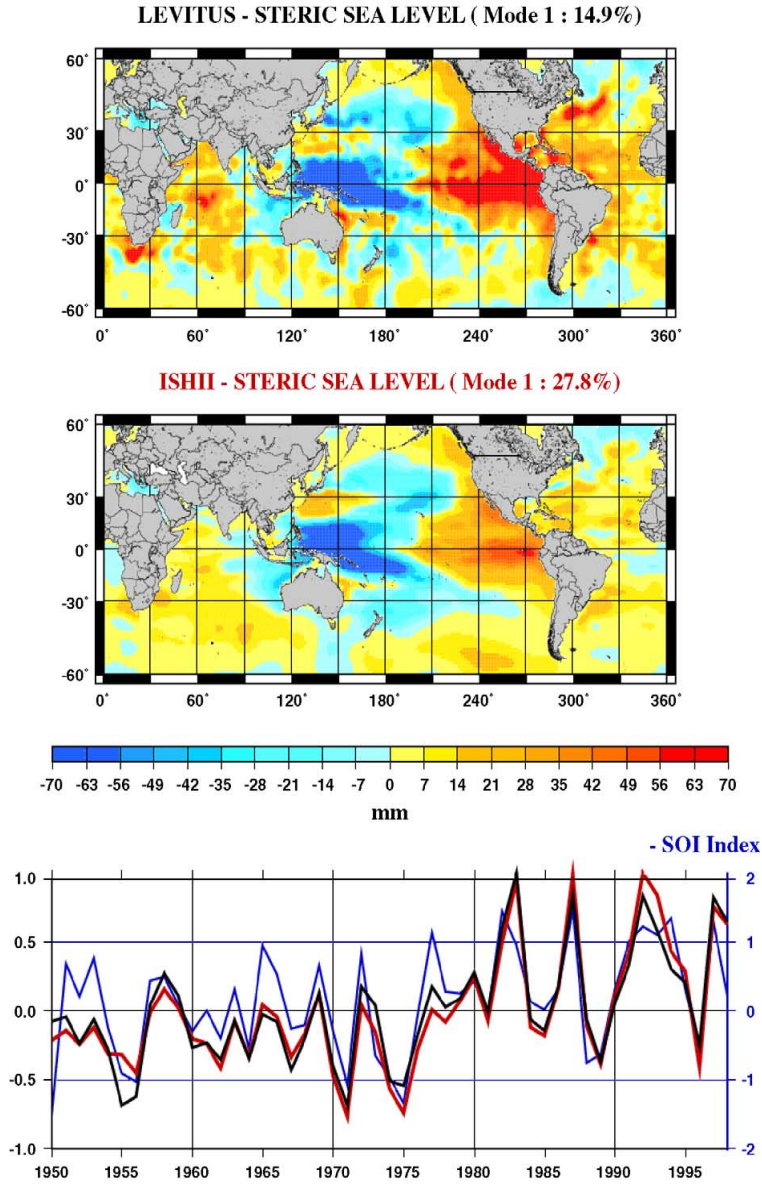


Fig. 4. The first EOF mode of thermosteric sea level computed with Levitus data (black) and Ishii data (red) down to 500 m. The SOI index is shown in blue.

tropical Pacific, decadal thermosteric sea-level fluctuations in the north Atlantic are well correlated with the NAO index. We note a long-term decrease from

1950 to 1970 followed by a long-term increase from 1970 to 1995, both observed in NAO index and thermosteric sea-level EOF first mode time series.

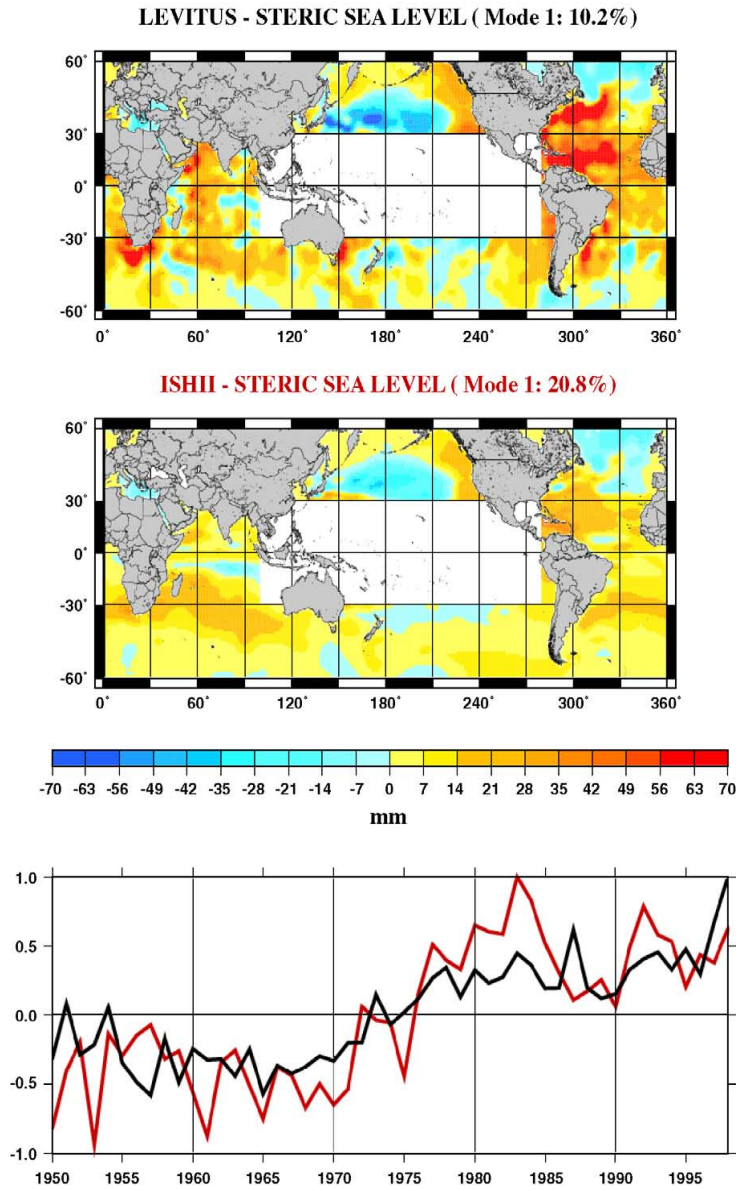


Fig. 5. Same as Fig. 4, but without the tropical Pacific data.

Moreover, the clear 5 to 10 years of oscillation seen in the NAO time series is also found in the thermosteric sea-level curve, although presenting often less relative amplitude and a shift in time. Moreover,

the NAO index exhibits a large change around 1970. A similar behaviour is observed in the EOF first mode which clearly displays the positive sea-level anomaly associated with the subtropical gyre south of 30°N–

STERIC SEA LEVEL - NORTH ATLANTIC (Model 1 : 27.0%)

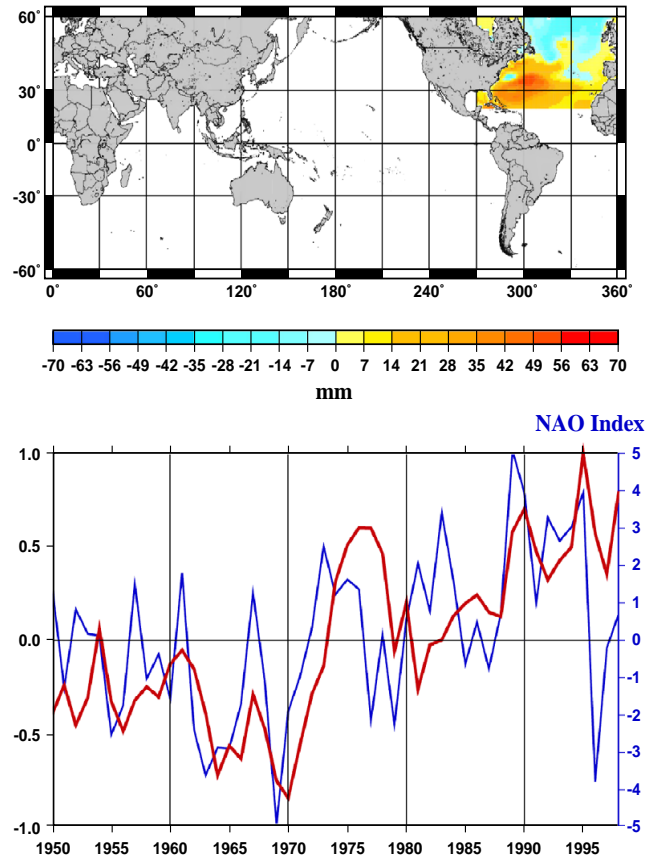


Fig. 6. First EOF mode of the Ishii thermosteric sea level over the North Atlantic for 1950–1998. The blue curve is the NAO index.

40°N, as well as the negative anomaly due to the subpolar gyre, although less well marked.

Finally, if we focus on the North Pacific Ocean, thermal expansion patterns appear dominated by dipole-like oscillations again: in Fig. 7 are plotted the spatial and temporal representations of the thermosteric sea-level EOF first mode with Ishii data set. Clearly the thermosteric sea-level fluctuations are highly correlated (0.90) with the Pacific Decadal Oscillation index (the PDO Index was provided by N.J. Mantua et al. (1997), through the following website: <http://www.jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>).

4. Lifetime of thermosteric trends variability

As indicated by the EOF analyses, thermosteric sea-level variations seem to be influenced by decadal climate-related fluctuations. This suggests that thermosteric spatial trends are not stationary with time. In order to investigate this hypothesis further, we have computed series of thermosteric trends maps over successive 10-year periods (with a 5-year overlap) over 1955–1998. Fig. 8 highlights the non-stationary behaviour of steric trends patterns, which exhibit clear oscillations with dipole-like patterns. These patterns seem to be associated with the main coupled ocean–

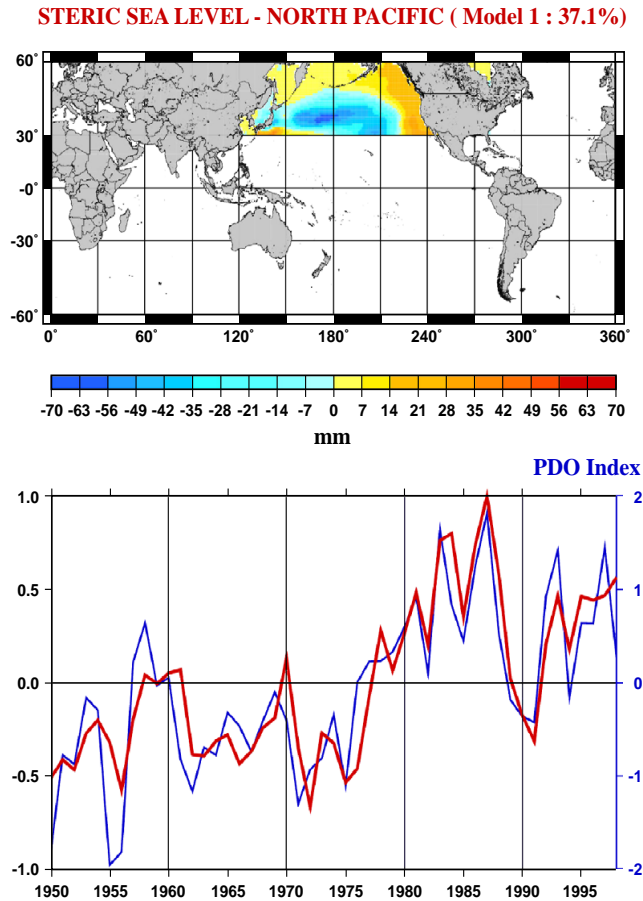


Fig. 7. First EOF mode of the Ishii thermosteric sea level over the North Pacific for 1950–1998. The blue curve is the PDO index.

atmosphere climatic perturbations (ENSO, PDO and NAO). The decadal pattern in Fig. 8 is in good agreement with the pattern found by Groger and Plag (1993) from tide gauge data analysis.

Global mean thermosteric sea-level trends within 10-year windows are plotted in Fig. 9: These trends computed over 10-year windows show large fluctuations in time, with positive values (in the range 1 to 1.5 mm/year for the decade centered on 1970) and negative values (–1 to –1.5 mm/year for the decade centered on 1980).

This analysis confirms that thermal expansion patterns are far from being stationary in time: from Fig. 8, there is a typical time scale of 5–15 years in

the thermal contribution to sea-level variations. Besides, Fig. 9 shows that in terms of global mean, thermosteric trends computed over 10-year windows exhibit a time oscillation of ~20-year period. Thus deriving trends from intervals shorter than the longest oscillatory time scale cannot be used for extrapolating backward or forward in time.

5. Thermosteric and Topex/Poseidon-based sea-level trends for 1993–1998

Fig. 10 compares sea-level trends maps for 1993–1998 from Topex/Poseidon with thermosteric sea-

10-years STERIC SEA LEVEL TRENDS (from ISHII)

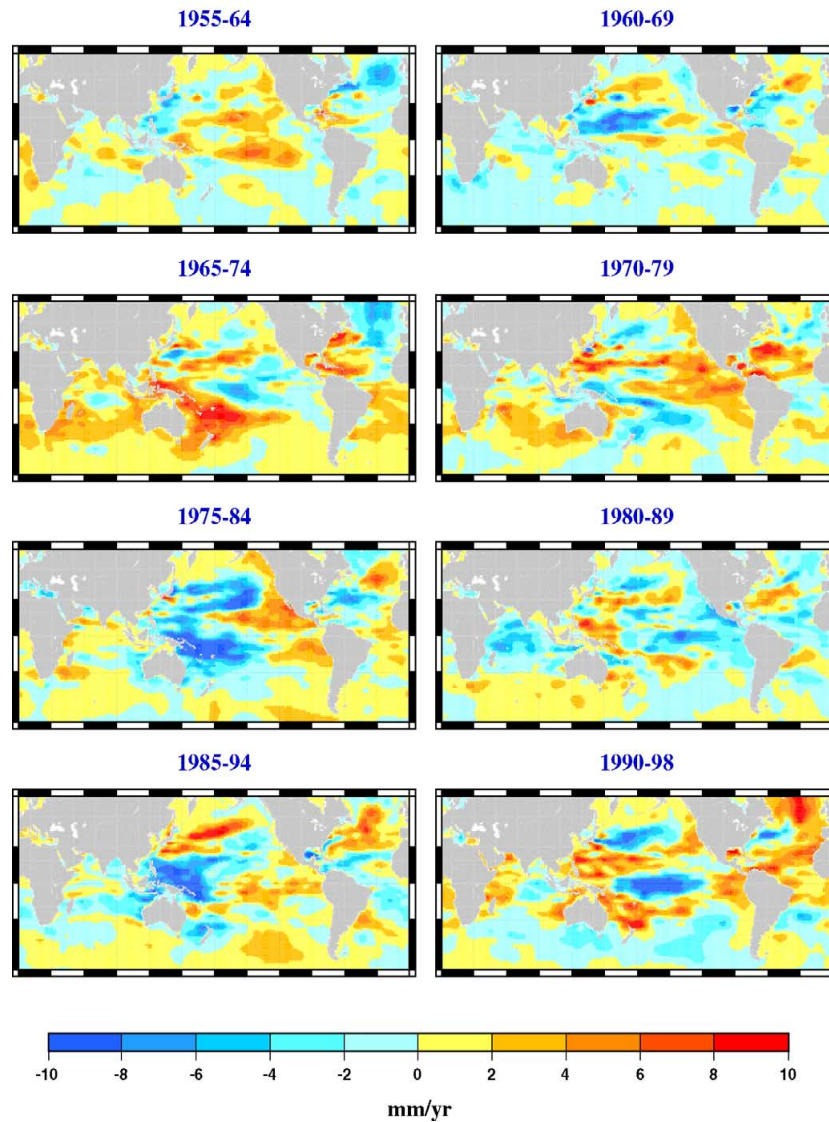


Fig. 8. Geographical distribution of thermosteric sea-level trends for successive and overlapping 10-year periods from 1955 until 1998, from Ishii data set.

level trends based on Ishii data (we do not reproduce here the trends map based on Levitus data since it is shown in Cabanes et al., 2001). As previously noticed

by Cabanes et al. (2001), the agreement between thermosteric trends and Topex/Poseidon sea-level trends is excellent. The correlation is even better with

10-YEAR PERIOD GLOBAL MEAN STERIC SEA LEVEL TRENDS (mm/yr)

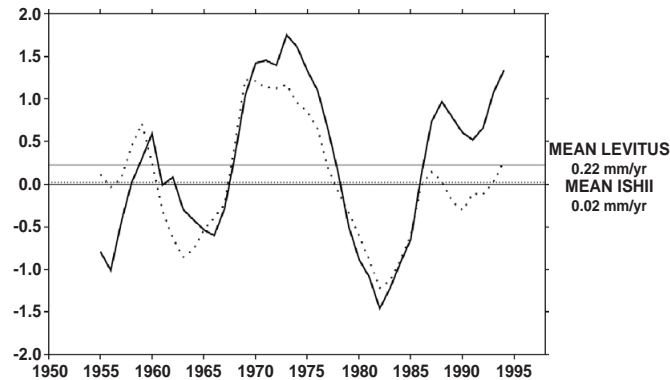


Fig. 9. Global mean thermosteric sea-level trends for successive and overlapping 10-year periods from 1950 until 1998, from Levitus data set (solid curve) and from Ishii data set (dotted curve). Horizontal lines indicate the global average rates for the decade of respectively 0.22 mm/year for Levitus data, and 0.02 mm/year for Ishii data.

the Ishii map (0.57 for 60S–60N and 0.71 for 30S–60N) than with the Levitus map (0.48 for 60S–60N and 0.62 for 30S–60N). However, as in Cabanes et al. (2001)'s study based on Levitus data, the Ishii-based thermosteric trends map also appears unable to reproduce the large positive trends observed by Topex/Poseidon in the southern oceans. This raises the problem of the lack of hydrographic observational data south to 30°S. The spatial distribution of hydrographic measurements for the 1993–1998 period shows large zones in the Indian and Pacific oceans totally under sampled, and temperature coverage in remote southern oceans is really sparse. On the other hand, the small thermosteric sea-level trends obtained with Ishii data set in the southern oceans may also result from their uncorrected XBT temperature data in this region.

Fig. 11 is a map of sea-level differences (Topex/Poseidon sea-level trends minus Ishii-based thermal expansion). The residual sea-level map may contain variability from four different sources: (1) errors on the thermosteric contribution estimation (due to scarce temperature data, especially south of 30°S and lack of XBT depth correction), (2) deep (500–3000 m) thermal contribution, (3) water mass addition (from continents and ice caps) and (4) local salinity variations. The root-mean-square of the residual is 1.3 mm/year.

An attempt to quantify the deep thermal contribution for the last decade was made by Cabanes (2003) who computed the global mean thermal expansion for

the ocean layers 500–3000 m, for successive 10-year periods between 1955 and 1990. For that purpose, she used the 0–3000-m and the 0–500-m Levitus data sets to compute the global mean thermosteric sea-level difference between both contributions. She found that the mean contribution of the 500–3000-m layers is about 0.2 ± 0.2 mm/year, and adopted this value for the period 1993–1998. On a longer time scale, for the historical time span 1955–1994, she found that the first 500-m thermal expansion explains about 55% of the total 0–3000-m thermal expansion. This result seems not to be applied to shorter time scales, however it would leave a large place for deep thermal contribution to explain the residual sea-level trends.

In terms of global mean over the period 1993–1998, the observed (i.e., from Topex/Poseidon) rate of sea-level rise amounts to 3.2 ± 0.2 mm/year while the Ishii-based thermosteric trend is only 1.7 ± 0.4 mm/year. Thus thermal expansion based on the Ishii data set accounts for only about half of the rate of observed sea-level rise during 1993–1998, whereas the Levitus data suggested that enough warming occurred during this period to account for all the T/P observed sea-level rise. However, keeping in mind that the estimate of the Ishii-based thermosteric contribution is likely to be underestimated to the omission of XBT depth correction and the Levitus-based contribution may be overestimated, we conclude that the real thermosteric sea-level rate lies between these two values. It is

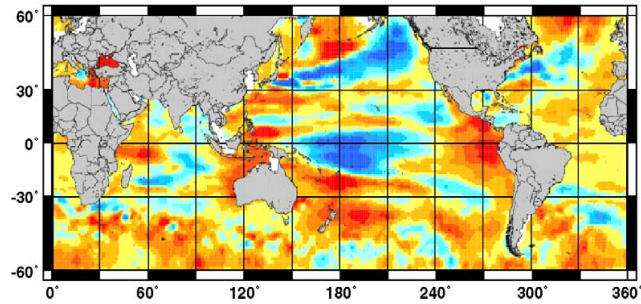
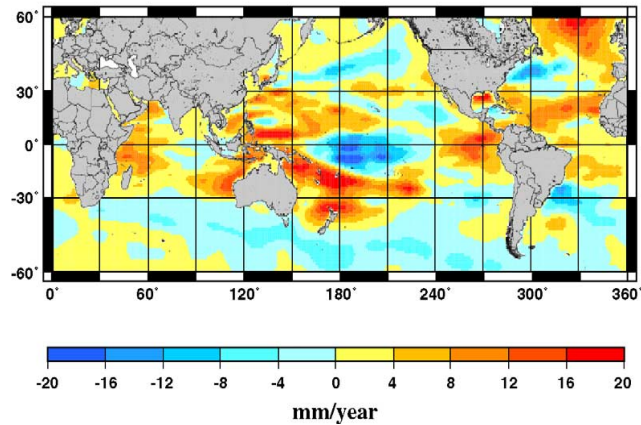
TOPEX/POSEIDON - SEA LEVEL TRENDS - 1993-98**ISHII - STERIC SEA LEVEL TRENDS - 1993-98**

Fig. 10. Sea-level trends maps for Topex/Poseidon-derived (upper panel) and thermosteric sea level from Ishii data (lower panel) for 1993–1998.

worth mentioning that if we exclude the 30°S–60°S region, the mean thermosteric trend based on Ishii data amounts to 2.6 ± 0.4 mm/year over 1993–1998, value in good agreement to the Topex/Poseidon trend, of 2.4 ± 0.2 mm/year over the same period and same region. This probably results from the large number of good quality TOGA data in the tropical Pacific.

In a recent study based on combined satellite and in situ hydrographic data, Willis et al. (2004) estimated the thermosteric sea-level rise for the last decade (1993 to 2003) at 1.6 ± 0.3 mm/year, explaining about two-thirds of the total observed sea-level rise (2.5 ± 0.4 mm/year for 1993–2003). Thus different estimates of last decade contribution of thermal expansion to global mean sea-level rise are in the

range one half to hundred percent of the total observed sea-level increase. Please remember that these results may not be representative of 20th century sea-level rise, because of the important decadal variability of thermal expansion (see Section 4).

6. Discussion

The main results of this study are the following:

- Thermosteric sea-level variations are dominated by the decadal oscillations of the main coupled ocean–atmosphere climatic perturbations (ENSO, PDO and at a less extent NAO). Global mean thermo-

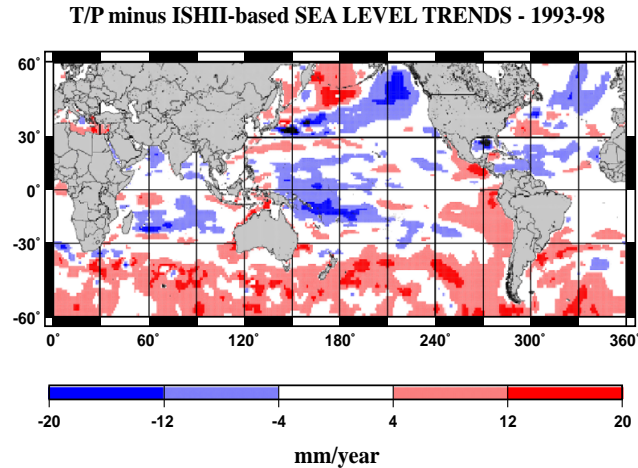


Fig. 11. Differences (T/P minus Ishii thermosteric) sea-level trends map for 1993–1998.

- steric sea-level trends have an oscillatory behaviour on multi-decadal time scale. This multi-decadal variability has a great influence on the estimation of long-term rate of thermal expansion.
- Observed regional trends patterns in sea-level trends over 1993–1998 from T/P are mainly explained by thermal expansion (at least in regions where there is a reasonable coverage of hydrographic observations, i.e., 30S–60N). As thermal expansion fluctuates geographically in response to ENSO, PDO and NAO, so do the T/P sea-level trends. Thus presently, we simply cannot extrapolate sea level into the past or the future using satellite altimetry alone.
 - However non-negligible differences are observed between T/P sea-level variations and thermal expansion (based on Ishii et al. data), both in terms of trend patterns and of global mean sea-level variations. Regional residuals may arise from unknown deep thermal contribution, local salinity variations or water mass addition. But the major source of discrepancies between T/P observed sea-level trends and thermosteric sea-level patterns may be due to the dramatic lack of observational hydrographic data south of 30°S. This may lead to wrong estimates of thermal expansion in these remote regions. Another cause of discrepancy between Ishii-based, Levitus-based and T/P sea-level varia-

tions may be due to the XBT depth correction which was not applied in Ishii data while applied twice in the Levitus one. Finally, elasto-gravity effects on observed sea level (i.e., T/P) may partly contribute to the observed difference.

- In the future, we should be able, however, to much better estimate the steric sea-level variations thanks to the global array of profiling floats that is deployed as part of the Argo project (Roemmich et al., 1999). Furthermore, combined analysis of altimetry-derived sea level and GRACE observations (launched in 2002 and providing an observation of the water mass exchange with continents) will offer indirect information on steric effects.

Acknowledgements

The authors thank H.P. Plag and J. Willis for their thorough reviews which led to significant improvement of the manuscript.

References

- Antonov, J.I., Levitus, S., Boyer, T.P., Conkright, M.E., O'Brien, T.D., Stephens, C., 1998. World Ocean Atlas 1998 Vol. 1: Temperature of the Atlantic Ocean, NOAA Atlas NESDIS 27. U.S. Government Printing Office, Washington, DC.

- Antonov, J.I., Levitus, S., Boyer, T.P., 2002. Steric sea level variations during 1957–1994: importance of salinity. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 107 (C12) (art. no.-8013).
- Boyer, T.P., Levitus, S., 1994. Quality control and processing of historical oceanographic temperature, salinity, and oxygen data. NOAA Technical Report NESDIS 81 (64 pp.).
- Boyer, T.P., Levitus, S., Antonov, J., Conkright, M., O'Brien, T., Stephens, C., 1998. *World Ocean Atlas 1998*, vols. 4–6, Salinity of Atlantic/Pacific/Indian Ocean, NOAA Atlas NESDIS 30.
- Cabanes, C., 2003. Les variations du niveau moyen global et regional de la mer observation par altimetrie satellitale et maregraphie, analyse et interpretation physique, University Toulouse III—Paul Sabatier, Toulouse.
- Cazenave, A., Le Provost, C., 2001. Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations. *Science* 294, 840–842.
- Cazenave, A., Nerem, R.S., 2004. Present-day sea level change: observations and causes. *Review of Geophysics* 42 (RG3001).
- Church, J., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nuan, M.T., Qin, D., Woodworth, P.L., 2001. Changes in sea level. In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguera, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (Eds.), *Climate Change 2001: the Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 881.
- Derber, J., Rosati, A., 1989. A global oceanic assimilation system. *Journal of Physical Oceanography* 19, 1333–1347.
- Ghil, M., Malanotte-Rizzoli, P., 1991. Data assimilation in meteorology and oceanography. *Advances in Geophysics*, vol. 33. Academic Press, pp. 141–266.
- Gill, A.E., 1982. *Atmosphere–Ocean Dynamics*. Academic Press, San Diego. 662 pp.
- Groger, M., Plag, H.P., 1993. Estimations of a global sea level trend: limitations from the structure of the PSMSL global sea level data set. *Global and Planetary Change* 8, 161–179.
- Hanawa, K., Raul, P., Bailey, R., Sy, A., Szabados, M., 1995. A new depth–time equation for Sippican or TSK T-7, T-6, and T-4 expendable bathy thermographs (XBTs). *Deep-Sea Research Part I* 42, 1423–1451.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science* 269, 676–679.
- Ishii, M., Kimoto, M., Kachi, M., 2003. Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates. *Monthly Weather Review* 131, 51–73.
- Levermann, A., Griesel, A., Montoya, M., Hofmann, M., Rahmstorf, S., in press. Dynamic sea level changes following a shutdown of the thermohaline circulation. *Climate Dynamics*.
- Levitus, S., Boyer, T.P., 1994. *Temperature*, vol. 4, *World Ocean Atlas 1994*, NOAA Atlas NESDIS 4, 117 pp.
- Levitus, S., Boyer, T.P., Antonov, J., 1994. *Interannual variability of upper ocean thermal structure*, vol. 5, *World Ocean Atlas 1994*, NOAA Atlas NESDIS 5, 176 pp.
- Levitus, S., et al., 1998. *World Ocean Database 1998. Introduction*, vol. 1. U.S. Govt. Print. Off., Washington, DC. 346 pp.
- Levitus, S., Stephens, C., Antonov, J.I., Boyer, T.P., 2000a. Yearly and year-season upper ocean temperature anomaly fields, 1948–1998. U.S. Gov. Printing Office, Washington, DC, p. 23.
- Levitus, S., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Stephens, C., 2000b. Warming of the world ocean. *Science* 287, 2225–2229.
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78, 1069–1079.
- Mitrovica, J.X., Tamisiea, M.E., Davis, J.L., Milne, G.A., 2001. Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea level change. *Nature* 409, 1026–1029.
- Nerem, R.S., Mitchum, G.T., 2001a. Observations of sea level change from satellite altimetry. In: Douglas, B.C., Kearney, M.S., Leatherman, S.P. (Eds.), *Sea Level Rise: History and Consequences*. Academic Press, pp. 121–163.
- Nerem, R.S., Mitchum, G.T., 2001b. Sea level change. In: Fu, L., Cazenave, A. (Eds.), *Satellite Altimetry and Earth Sciences: a Handbook of Techniques and Applications*. Academic Press, pp. 329–349.
- Plag, H.-P., Juttner, H.-U., 2001. Inversion of global tide gauge data for present-day ice load changes. *Proceedings of the Second International Symposium on Environmental Research in the Arctic and Fifth Ny-Alesund Scientific Seminar*, Mem. Natl. Inst. Polar Res., pp. 301–318.
- Roemmich, D., Boebel, O., Desaubies, Y., Freeland, H., King, B., Le Traon, P.-Y., Molinari, R., Owens, W.B., Riser, S., Send, U., Takeuchi, K., Wijffels, W., 1999. ARGO: the Global Array of Profiling Floats. *OceanObs 99 Conference*, Saint Raphael, France.
- Willis, J.K., Roemmich, D., Cornuelle, B., 2004. Interannual variability in upper-ocean heat content, temperature and thermohaline expansion on global scales. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 109 (C12036).

Conclusions

Au cours de cette étude, nous avons souligné que les structures spatiales des tendances de l'expansion thermique de l'océan sont sujettes à une variabilité décennale importante. En particulier, la distribution géographique des vitesses de l'expansion thermique au cours de la dernière décennie (qui correspond à la période des observations Topex/Poseidon) est très différente de celle obtenue pour la plus longue période des 50 dernières années. Une conséquence importante de ce résultat concerne la validité de la méthode employée par Church et al. (2004) pour reconstruire les variations passées du niveau de la mer à l'échelle globale et régionale. En effet, Church et al. (2004) considèrent implicitement que les structures de variabilité du niveau de la mer observées par T/P au cours de la dernière décennie sont représentatives de la variabilité du niveau de la mer au cours des 50 dernières années, ce qui peut poser problème dans les reconstructions.

2.3.2 Bilan sur la variabilité de l'expansion thermique

Dans ce chapitre nous avons mis en évidence la forte variabilité spatiale et temporelle de l'expansion thermique des océans. Nous avons vu que cette variabilité inter-annuelle et décennale est liée aux fluctuations climatiques du système océan-atmosphère.

Désormais, il nous faut mieux comprendre les processus à l'origine de la variabilité régionale de l'expansion thermique des océans. C'est en effet grâce à une meilleure compréhension des phénomènes qui régissent l'influence de la variabilité décennale sur le niveau de la mer que nous contribuerons à l'amélioration des modèles de prévision du niveau de la mer et du climat. Dans un futur proche, il est donc important que ces modèles parviennent à reproduire la variabilité décennale de l'expansion thermique des océans.

2.4 L'ère spatiale : Observation du niveau des océans par le satellite altimétrique Topex/Poseidon entre 1993 et 2003, et étude des causes.

Dans la section 2.2.2, nous avons estimé la contribution de l'expansion thermique à l'élévation séculaire du niveau de la mer en comparant localement, en une vingtaine de sites, la hausse du niveau de la mer telle qu'enregistrée par les marégraphes et l'expansion thermique au voisinage des marégraphes. Nous avons déduit de cette étude que l'expansion thermique de l'océan ne contribue que pour environ 25 à 30 % de la hausse du niveau de la mer sur les 50 dernières années. Malheureusement, la distribution spatiale limitée des sites marégraphiques nous incite à rester prudent sur la généralisation de ce résultat pour l'océan global.

Or nous disposons aujourd'hui de mesures globales du niveau de la mer grâce aux satellites altimétriques Topex/Poseidon et Jason-1. Il est donc possible d'estimer d'une part les variations du niveau de la mer, ainsi que la contribution de l'expansion thermique de l'océan aux variations du niveau de la mer, ceci à l'échelle globale, et pour les 12 ans de mesures altimétriques.

2.4.1 Les variations du niveau de la mer observées par Topex/Poseidon

Evolution temporelle du niveau moyen global des océans entre 1993 et 2003

D'un point de vue du changement climatique global, il est de toute première importance de connaître l'évolution du niveau moyen global de la mer. Depuis l'avènement de l'altimétrie spatiale, grâce à une couverture quasi-globale (60°S-60°N), estimer les variations du niveau moyen global de la mer et sa vitesse d'élévation est désormais possible. De nombreuses études sur les variations du niveau moyen global de la mer observé par altimétrie ont été publiées (Leuliette et al., 2004; Cabanes et al., 2001; Nerem and Mitchum, 2001; Nerem et al., 1999; Cazenave et al., 1998; Minster et al., 1995; Nerem, 1995), qui ont démontré la capacité de l'altimétrie spatiale à mesurer avec une précision inégalée les variations interannuelles et la tendance du niveau moyen global de la mer.

La courbe du niveau moyen global de la mer est calculée simplement en faisant la moyenne, à chaque cycle orbital de 10 jours, des hauteurs de mer mesurées le long de la trace au sol du satellite T/P, en appliquant une pondération géographique (en cosinus de la latitude) qui tient compte de la surface représentée par la distribution spatiale des données.

Dans ce cas, lorsqu'on s'intéresse au niveau moyen global, nous n'appliquons pas la correction MOG2D (voir annexe B) des effets de la pression atmosphérique aux données de hauteurs altimétriques. En effet, théoriquement les effets de la pression sur le niveau de la mer s'annulent en moyenne globale, et n'ont donc aucun impact sur les variations du niveau moyen global de la mer. Malheureusement, cette hypothèse reste une approximation du fait que les traces de Topex/Poseidon ne couvrent pas la totalité des océans,

en particulier les zones polaires au-delà de 60°S et 60°N. En réalité, la réponse de l’océan aux variations de pression observé par Topex/Poseidon entre 60°S et 60°N ne conserve donc pas parfaitement la masse (Minster, 1999).

Comme nous nous intéressons aux variations inter-annuelles du niveau de la mer, la courbe moyenne obtenue est lissée à l’aide d’une moyenne glissante de 40 jours puis les cycles saisonniers (annuel et semi-annuel) sont retirés du signal par analyse spectrale. La courbe d’évolution du niveau moyen global de la mer mesuré par Topex/Poseidon entre 1993 et 2005 obtenue est alors montrée sur la figure 2.12. Le filtrage des variations hautes fréquences du niveau de la mer (périodes inférieures à un an) par moyenne glissante de 12 mois permet de mettre en évidence les variations basses fréquences inter-annuelles du niveau moyen de la mer.

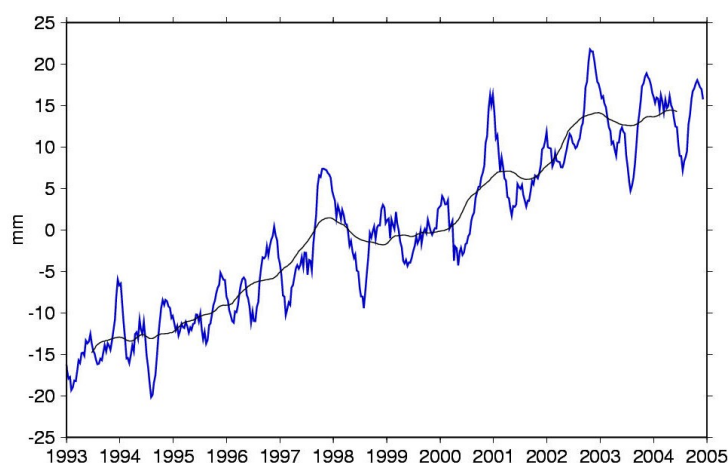


FIG. 2.12 – Courbe d’évolution du niveau moyen global de la mer mesuré par Topex/Poseidon entre 1993 et 2005 (source LEGOS).

La courbe d’évolution du niveau moyen global de la mer présente une tendance linéaire à l’élévation de $2,8 \pm 0,1$ millimètres par an. A cette tendance linéaire se superposent des fluctuations interannuelles. Les observations de T/P présentent en particulier une anomalie positive du niveau moyen global de la mer attribuée à l’événement ENSO (El Niño Southern Oscillation) de 1997-98 (Nerem et al., 1999 ; White et al., 2001).

Cette pente de 2,8 mm/an est estimée par une méthode de régression linéaire en fonction du temps, et l’erreur de 0,1 mm/an associée à la pente correspond à l’erreur formelle issue de cet ajustement linéaire. Or l’estimation d’une barre d’erreur réaliste sur le niveau moyen doit tenir compte des erreurs de mesure altimétrique, des biais et dérives instrumentales, ainsi que des erreurs sur les corrections géophysiques. Mais il est difficile de faire un bilan global de ces erreurs : en effet, on connaît les erreurs sur une mesure altimétrique ponctuelle, mais la méconnaissance des corrélations spatiales et temporelles de ces erreurs ne nous permet pas de calculer l’intégrale globale de ces erreurs. C’est pourquoi Mitchum (2000) utilise les résultats de la calibration des mesures altimétriques par un réseau de marégraphes pour déduire les erreurs sur l’estimation du niveau moyen de la mer. Il estime ces erreurs à 0,4 mm/an. Selon Mitchum (2000), ces

erreurs de détermination de la dérive instrumentale de l'altimètre Topex par calibration marégraphique sont entièrement dues à notre méconnaissance des mouvements de la croûte terrestre aux sites marégraphiques. Leuliette et al. (2004) considèrent que la barre d'erreur $\pm 0,4$ mm/an sur l'estimation de la vitesse d'élévation du niveau de la mer de 2,8 mm/an observée par T/P au cours de la dernière décennie est fiable.

A cette valeur, on doit corriger l'effet du rebond post-glaciaire sur le niveau de la mer qui n'est pas pris en compte dans le calcul d'orbite T/P. D'après Peltier (1998), l'ajustement isostatique de la Terre à la fonte des calottes glaciaires lors de la dernière déglaciation, engendre une augmentation séculaire du volume des bassins océaniques. Par conséquent, l'effet du rebond post-glaciaire sur le niveau de la mer absolu correspond à une baisse apparente du niveau moyen global de -0,3 mm/an (Douglas and Peltier, 2002). Tamisiea et al. (2004) prédisent que l'impact du rebond post-glaciaire sur le taux de variation du niveau moyen absolu de la mer mesuré par T/P est compris entre -0,2 mm/an et -0,5 mm/an. Ainsi la vitesse d'élévation du niveau moyen global de la mer corrigée est donc de 3,15 mm/an.

Comparée à la hausse séculaire du niveau de la mer d'environ 1,5 - 2 mm/an estimée à partir des enregistrements des marégraphes historiques (Douglas, 2001 ; Peltier, 2001 ; Douglas and Peltier, 2002 ; Church et al., 2004 ; Holgate and Woodworth, 2004), l'élévation du niveau de la mer de 3,1 mm/an déduite des observations de T/P paraît donc sensiblement plus élevée. Assiste-t-on à une accélération de la hausse du niveau de la mer au cours de la dernière décennie par rapport au siècle passé ? Ou bien cette valeur ne reflète-t-elle que la phase ascendante d'une oscillation de plus longue période du niveau moyen de la mer ? Il est encore trop tôt pour pouvoir répondre avec certitude à cette question. Mais l'étude des contributions climatiques (notamment de l'expansion thermique des océans) à la hausse du niveau de la mer peut nous apporter quelques indices et éléments de réponse.

Distribution spatiale des taux de variation du niveau de la mer observé par Topex/Poseidon

Avant l'avènement de Topex/Poseidon, il nous semblait naturel de penser que si la mer monte, elle monte partout de la même manière. Or avec les premières études sur les variations inter-annuelles du niveau de la mer à partir des données altimétriques (Minster et al., 1995 ; Nerem, 1995 ; Cabanes et al., 2001), il a été montré qu'au contraire, la mer ne monte pas de manière uniforme : dans certaines régions la hausse atteint 5 fois la valeur moyenne tandis que dans d'autres régions, le niveau de la mer baisse. La connaissance de la répartition géographique des tendances du niveau de la mer est de toute première importance pour évaluer les risques d'une montée du niveau marin sur les populations côtières.

Nous avons réactualisé la carte des taux d'évolution du niveau de la mer avec la série de données altimétriques dont nous disposons aujourd'hui : 12 ans de mesures, de début 1993 à fin 2004 (Fig. 2.13). Toutes les corrections décrites en annexe B ont été appliquées aux données Topex/Poseidon utilisées, en particulier la correction des effets de la pression atmosphérique sur le niveau de la mer grâce au modèle MOG2D.

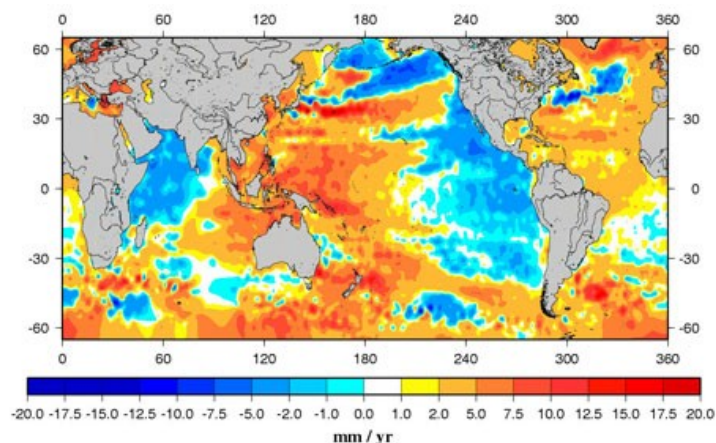


FIG. 2.13 – Distribution géographique des taux de variation du niveau de la mer entre 1993 et 2004 d’après les observations Topex/Poseidon (source LEGOS).

Nous observons toujours une variabilité régionale importante des taux d’évolution du niveau de la mer. Au large des côtes atlantiques françaises, le niveau de la mer s’est par exemple élevé de 4 cm pendant ces 12 ans. Dans le même temps, le niveau de la mer a baissé de 9 cm au large de Los Angeles, tandis qu’il s’est élevé de 15 cm autour des Iles Salomon.

La structure spatiale des tendances du niveau de la mer est fortement marquée par la signature de perturbations climatiques comme ENSO dans le Pacifique tropical. En effet nous allons voir que la distribution géographique des tendances du niveau de la mer résulte principalement de l’expansion thermique des océans, elle-même fortement influencée par les principales fluctuations climatiques comme on l’a vu en section 2.3.

2.4.2 L’expansion thermique des océans entre 1993 et 2003

Pour estimer l’expansion thermique des océans sur la dernière décennie 1993-2003 commune aux observations altimétriques, nous avons aujourd’hui accès à quatre bases de données globales de température de l’océan grillées, issues de l’analyse des profils de température in situ grâce à diverses méthodes. Outre les deux bases de données historiques de Levitus et al. (2005) et de Ishii et al. (2005) dont nous avons déjà parlé, et qui s’étendent jusqu’en 2003, nous utiliserons dans ce chapitre les bases de données de Willis et al. (2004) ainsi que la base ARMOR développée à CLS par Guinehut et al. (2004).

Les bases de données globales de température sur la période 1993-2003

Les bases de données globales de température de l’océan ARMOR et celle de Willis et al. (2004), ont été développées spécifiquement sur la période 1993-2003, car elles sont issues de méthodes utilisant les données altimétriques pour reconstruire les champs globaux de température.

ARMOR La ré-analyse ARMOR (Analyse de Routine Multivariée des Observations MERCATOR) résulte d'une méthode de combinaison des mesures précises mais peu nombreuses de profils de température in situ, avec les observations satellites globales et à haute résolution spatiale et temporelle.

Cette méthode de combinaison comporte deux étapes :

– *Projection verticale des données satellite :*

La première étape consiste à projeter sur la verticale les observations satellites (SLA : niveau de la mer altimétrique, SST : température de surface de l'océan) via une méthode de régression linéaire multiple afin de créer des champs de température « synthétique » tridimensionnels et hebdomadaires avec une résolution horizontale au $1/3^\circ$ mercator sur chaque niveau vertical Levitus de la surface jusqu'à 700 m de profondeur.

Là où la corrélation qui existe entre une hauteur stérique et le champ de température en profondeur est forte, la partie stérique des champs de SLA peut être utilisée afin d'estimer avec une bonne précision des profils de température. Une première étape consiste donc à extraire la partie stérique des SLA altimétriques grâce à des coefficients de régression déduits d'une étude globale de comparaison altimétrie / in situ (Guinehut, 2002). Ainsi, en incluant une contrainte supplémentaire avec la SST, l'équation de régression linéaire multiple s'écrit :

$$T'(z) = \alpha(z) \cdot SLA' + \beta(z) \cdot SST'$$

où T' , SLA' et SST' sont, respectivement, les anomalies de la température, de la hauteur stérique et de la température de surface par rapport à la climatologie mensuelle Levitus (Antonov et al., 1998).

$\alpha(z)$ et $\beta(z)$ sont les coefficients de la régression entre, respectivement, la hauteur stérique et la température, et entre la SST et la température. Ils varient avec la profondeur et s'expriment en fonction des covariances entre les différentes variables :

$$\alpha(z) = \frac{\langle SST', SST' \rangle \cdot \langle SLA', T'(z) \rangle - \langle SLA', SST' \rangle \cdot \langle SST', T'(z) \rangle}{\langle SLA', SLA' \rangle \cdot \langle SST', SST' \rangle - \langle SLA', SST' \rangle^2}$$

$$\beta(z) = \frac{\langle SLA', SLA' \rangle \cdot \langle SST', T'(z) \rangle - \langle SLA', SST' \rangle \cdot \langle SLA', T'(z) \rangle}{\langle SLA', SLA' \rangle \cdot \langle SST', SST' \rangle - \langle SLA', SST' \rangle^2}$$

Ces covariances ont été préalablement calculées de la surface jusqu'à 700 m de profondeur sur une grille globale de 1° de résolution horizontale à partir d'un jeu de données extrait du World Ocean Database 1998 (Levitus et al., 2001). Par ailleurs, ces analyses sont limitées à 700 m de profondeur en raison du nombre insuffisant de données in situ pour les profondeurs supérieures à 700 m.

– *Combinaison des profils synthétiques et in situ :*

L'objectif de la combinaison est de reconstruire des champs instantanés de température à haute résolution spatiale et temporelle. Pour chaque niveau vertical Levitus entre la surface et 700 m, les profils in situ de température sont combinés avec les profils

synthétiques déduits de la projection verticale des observations satellites de SLA et de SST par une méthode d'interpolation optimale (Bretherton et al., 1976). Les analyses sont effectuées chaque semaine sur une grille au $1/3^\circ$ mercator.

Afin de tenir compte des qualités des deux types d'observations, c'est-à-dire, l'information précise apportée par les mesures in situ et la variabilité mésoéchelle contenue dans les champs synthétiques, une description précise des erreurs appliquées sur ces observations doit être introduite dans la méthode d'interpolation optimale. Ainsi, pour les profils in situ considérés comme des observations quasi parfaites, un très faible bruit blanc est appliqué. Pour les profils synthétiques, des erreurs corrélées doivent être appliquées afin de corriger des biais grande longueur d'onde présents dans ces champs synthétiques et introduits par la méthode de régression.

Pour chaque combinaison hebdomadaire, les observations in situ sont sélectionnées dans une fenêtre temporelle de $-15/+15$ jours autour de la date d'analyse et les champs synthétiques sont créés le même jour. En outre, le prétraitement des données in situ consiste à interpoler les profils sur les niveaux verticaux Levitus. Identiquement à la méthode de régression, les données mensuelles de la climatologie Levitus sont utilisées comme first guess.

Pour plus de détails sur la méthode, on se reportera à Guinehut et al. (2004).

Les données utilisées pour développer la ré-analyse ARMOR ont été les suivantes :

- Les profils hydrographiques in-situ ont été récupérés des centres de données français CORIOLIS et européen ENACT : ce sont environ 900 000 profils de température, et 130 000 profils de salinité, dans tous les océans et valides jusqu'à 700 m de profondeur, issus de différents instruments de mesures (flotteurs profilants ARGO, mouillages du réseau TAO/PIRATA, mesures XBT et CTD). La distribution des profils T et S est montrée sur la figure 2.14 .

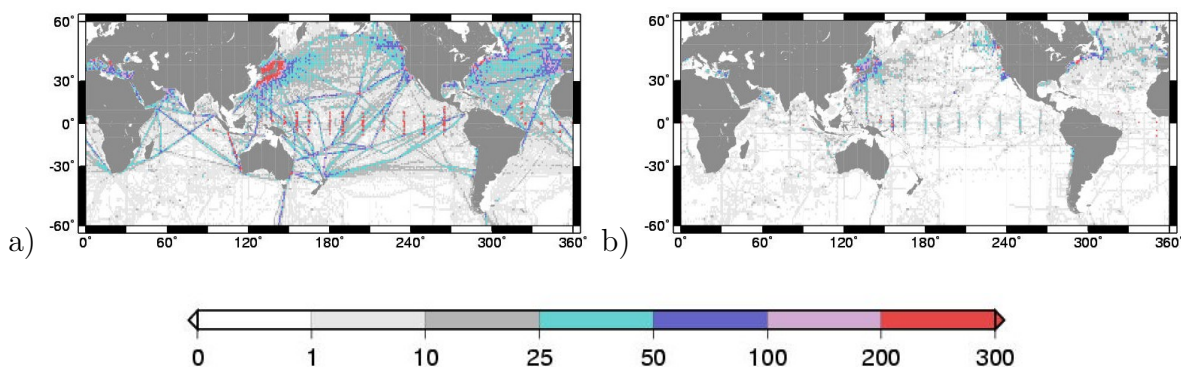


FIG. 2.14 – Distribution géographique du nombre de profils de a) température et de b) salinité, valides jusqu'à 700 m, utilisés par la réanalyse ARMOR (pour la période 1993-2003).

- Les anomalies de hauteur de mer proviennent du centre de données SSALTO/DUACS (AVISO) et correspondent à des cartes hebdomadaires des mesures combinées des

satellites Jason-1, Topex/Poseidon, ERS-1/2, ENVISAT et GFO avec une résolution spatiale au $1/3^\circ$ mercator.

- Enfin, les données de température de surface de l’océan proviennent de la NCEP/-NOAA, sont issues d’observations satellite (AVHRR), et correspondent à des cartes hebdomadaires sur des grilles $1^\circ \times 1^\circ$.

Au final, la base de données ARMOR consiste en une série de champs globaux de température de l’océan jusqu’à 700 m (sur les niveaux standards de Levitus), à hautes résolutions spatiale (grille au $1/3^\circ$ mercator) et temporelle (7 jours) pendant la période de 1993 à 2003. A noter que la ré-analyse ARMOR a également été effectuée sur les données in-situ de salinité. On dispose ainsi des champs globaux de température et de salinité de l’océan, ce qui nous permet de suivre l’évolution spatiale et temporelle de la hauteur stérique (due aux variations de température et de salinité de l’océan), alors qu’avec les autres bases de données on est restreint au calcul de la hauteur thermostérique (due aux variations de température de l’océan uniquement), c’est-à-dire de l’expansion thermique de l’océan. Si en moyenne globale, la contribution de la salinité aux variations du niveau stérique de la mer est d’un ordre de grandeur inférieur à l’expansion thermique des océans (Antonov et al., 2002), localement et régionalement les variations de salinité peuvent contribuer de manière significative aux variations du niveau de la mer. Cette prise en compte des variations de la salinité dans le calcul des hauteurs stériques sera une des sources susceptibles de générer des différences avec les autres bases de données globales.

WILLIS et al. (2004) Willis et al. (2004) ont appliqué une méthode de combinaison des données altimétriques et in-situ semblable à celle utilisée par la ré-analyse ARMOR pour produire des champs globaux de température de l’océan de la surface jusqu’à 750 m de profondeur, et d’expansion thermique sur des grilles spatiales $1^\circ \times 1^\circ$, tous les 3 mois, de 1993 à 2003.

La méthode de combinaison développée par Willis et al. (2004) est décrite en détail dans Willis et al. (2003).

Les données utilisées par Willis et al. (2004) ont été les suivantes :

- Les profils hydrographiques in-situ de température ont été récupérés des archives historiques de la WOD01 (World Ocean Database 2001) et du GTSP (Global Temperature and Salinity Profile Program), tous deux maintenus par la NODC, ainsi que des projets ARGO et WOCE.
- Les anomalies de hauteur de mer sont les mêmes que celles utilisées pour ARMOR.
- Les données de température de surface de l’océan n’ont pas été prises en compte, contrairement à la ré-analyse ARMOR.

Dans leur analyse, Willis et al. (2004) éliminent dans un premier temps le cycle saisonnier compris dans les données altimétriques et in-situ. En effet leurs champs produits sont uniquement destinés à l’étude de la variabilité inter-annuelle et de la tendance décennale du contenu thermique de l’océan.

Ce point constitue une différence importante avec l'analyse ARMOR, qui conserve le cycle annuel dans les données altimétriques et in-situ, et ambitionne de reproduire le cycle annuel dans les champs globaux de température produits, en sus des variations inter-annuelles. Or l'étude des champs ARMOR montre qu'à l'heure actuelle, ces champs sont incapables de reproduire correctement le cycle annuel de l'expansion thermique des océans. Une étude est en cours à CLS pour comprendre d'où vient ce problème, et tenter de le résoudre. Cependant, étant donné que nous ne nous intéressons ici qu'à la variabilité interannuelle de l'expansion thermique des océans, ce problème n'aura pas d'incidence sur la suite de la présente étude.

Contribution de l'expansion thermique à la hausse moyenne globale du niveau de la mer entre 1993 et 2003

Nous avons estimé les variations de l'expansion thermique² moyenne globale des océans entre 1993 et 2003, à l'aide des quatre bases de données de température de l'océan décrites précédemment (Levitus et al., 2005 ; Ishii et al., 2005 ; Willis et al., 2004 ; et ARMOR, 2005). La figure 2.15 montre les quatre courbes de l'évolution de l'expansion thermique obtenues, superposées à la courbe du niveau moyen global de la mer observé par T/P.

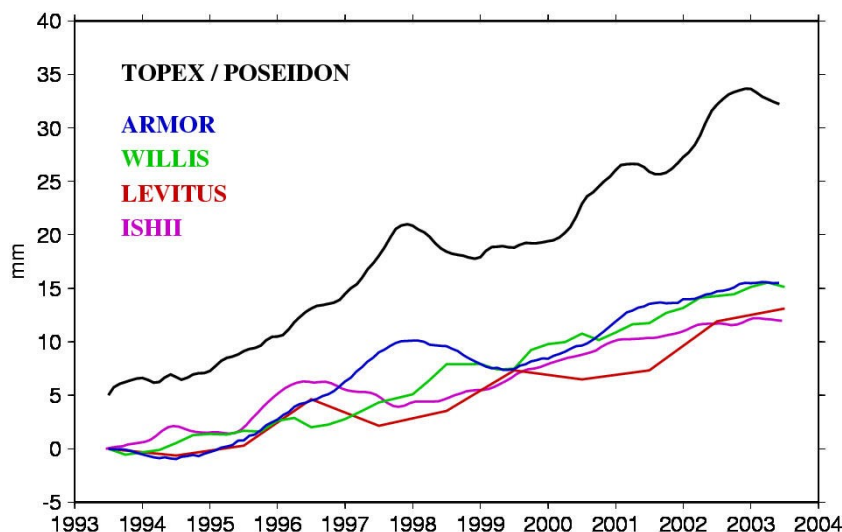


FIG. 2.15 – Evolution de l'expansion thermique moyenne globale des océans entre 1993 et 2003, calculée à partir des 4 bases de données globales de température de l'océan (Levitus et al., 2005 ; Ishii et al., 2005 ; Willis et al., 2005 ; ARMOR, 2005), comparée aux variations du niveau de la mer total observées par l'altimètre Topex/Poseidon.

²Parler d'expansion thermique à propos de la base ARMOR n'est pas exact, puisque l'on prend en compte les variations de salinité dans le calcul des hauteurs stériques, ainsi il serait correct de distinguer le cas ARMOR en parlant de tendance du niveau stérique (alors que dans les autres cas il s'agit du niveau thermostérique). Cependant par souci de clarté et d'homogénéité avec les autres bases de données, nous parlerons d'expansion thermique, tout en gardant à l'esprit que le cas ARMOR contient la tendance halostérique en sus de l'expansion thermique.

Les quatre courbes d'évolution de l'expansion thermique des océans présentent des variations interannuelles relativement différentes les unes des autres : alors que la courbe issue des données de Willis et al. (2004) montre une élévation quasi linéaire de l'expansion thermique entre 1993 et 2003, la courbe calculée à partir des données ARMOR semble suivre les variations interannuelles présentes dans les observations T/P, et présente notamment une anomalie positive de l'expansion thermique lors de l'événement ENSO en 1997-98. D'autre part, la courbe issue des données de Ishii et al. (2005) présente une anomalie positive de l'expansion thermique en 1996, puis une élévation quasi-linéaire jusqu'en 2003. Enfin, la courbe issue des données de Levitus et al. (2005) présente des petites anomalies de l'expansion thermique qui semblent être en opposition de phase avec les variations interannuelles du niveau de la mer T/P.

Ainsi, si l'on en croit les données ARMOR, l'anomalie positive du niveau moyen global de la mer attribuée à l'événement ENSO de 1997-98 (Nerem et al., 1999 ; White et al., 2001) serait due à un gain de chaleur, en moyenne globale, par les océans. A l'opposé, si les bases de données de Levitus et al. (2005), Ishii et al. (2005) et Willis et al. (2004) représentent de manière réaliste les variations du contenu thermique de l'océan, l'anomalie du niveau de la mer due à ENSO en 1997-98 serait au contraire associée à un transfert accru d'eau douce des autres réservoirs vers les océans (augmentation des précipitations sur les océans par exemple).

Les tendances de l'expansion thermique moyenne globale entre 1993 et 2003 sont de $1,3 \pm 0,2$ mm/an avec les données de Levitus et al. (2005), de $1,2 \pm 0,1$ mm/an avec les données de Ishii et al. (2005), de $1,6 \pm 0,1$ mm/an avec les données de Willis et al. (2004), et de $1,8 \pm 0,1$ mm/an avec les données ARMOR (Tab. 2.2). Ainsi les valeurs des tendances thermostériques obtenues à partir des deux bases de données issues d'analyses objectives des profils hydrographiques in situ (Levitus et al., 2005 et Ishii et al., 2005) sont sensiblement plus faibles que celles obtenues à partir des deux bases de données issues de méthodes de combinaison des profils hydrographiques in situ avec les observations altimétriques (Willis et al., 2004 et ARMOR, 2005). On peut se demander si les champs de température issus des méthodes de combinaison avec l'altimétrie ne sont pas biaisés par les observations altimétriques, en particulier dans les zones sous-échantillonnées en profils in situ. Ceci pourrait en effet expliquer les valeurs de la tendance thermostérique plus élevées, et plus proches de la tendance du niveau de la mer altimétrique, pour les bases de données de Willis et al. (2004) et ARMOR. Cependant, en introduisant un biais artificiel sur la tendance du niveau moyen global dans les données altimétriques, Willis et al. (2004) ont montré que la tendance thermostérique calculée à partir de ses données est insensible à la tendance altimétrique. Ce test n'a pas été effectué par Guinehut et al. (2004) pour la base de données ARMOR, mais devrait être implémenté sous peu. Cependant, étant donné que la méthode de combinaison des données in situ et altimétriques de Guinehut et al. (2004) est similaire à celle de Willis et al. (2004), nous supposons pour l'instant que la base ARMOR n'est pas non plus affectée par un biais sur la tendance moyenne globale due à l'utilisation des données altimétriques.

Etant donné qu'il nous est difficile d'accorder plus de confiance à l'une ou l'autre des 4 bases de données par manque d'information sur les erreurs associées, nous faisons l'hypothèse qu'une estimation réaliste de l'évolution de l'expansion thermique entre 1993 et 2003 peut être obtenue en faisant la moyenne arithmétique des quatre estimations issues de chacune des bases de données de Levitus et al. (2005), Ishii et al. (2005), Willis et

al. (2004), et ARMOR. La courbe de l'expansion thermique moyenne alors obtenue est présentée sur la figure 2.16.

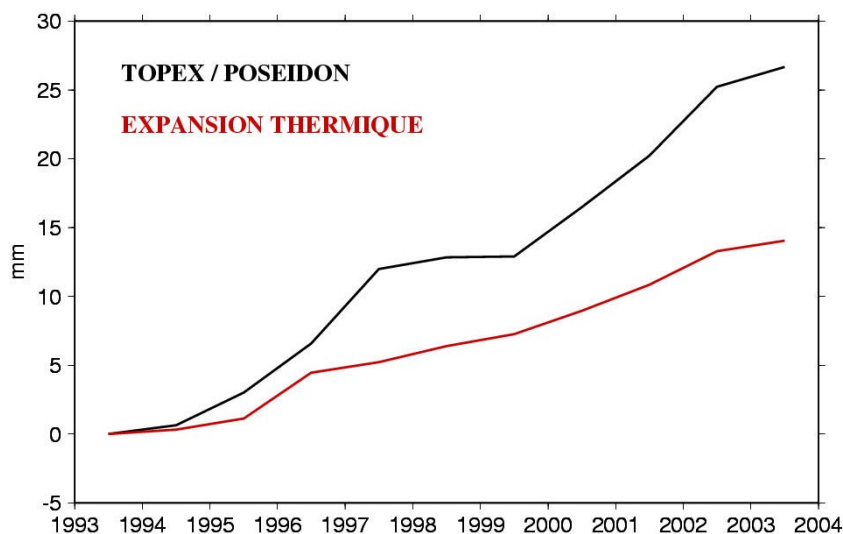


FIG. 2.16 – Variations de l'expansion thermique (moyenne des 4 estimations, valeurs annuelles) et du niveau moyen global de la mer observé par T/P, entre 1993 et 2003.

Nous estimons donc la tendance moyenne de l'expansion thermique des océans à $1,5 \pm 0,3$ mm/an entre 1993 et 2003. La barre d'incertitude de 0,3 mm/an est déduite des valeurs minimale (1,2 mm/an avec les données de Ishii et al., 2005) et maximale (1,8 mm/an avec les données de Levitus et al., 2005) des tendances de l'expansion thermique obtenues avec les quatre bases de données de température de l'océan.

DONNÉES	TENDANCE 1993-2003 (MM/AN)	PROFONDEUR
Levitus et al. (2005)	$1,3 \pm 0,2$	0-700m
Ishii et al. (2005)	$1,2 \pm 0,1$	0-700m
Willis et al. (2004)	$1,6 \pm 0,1$	0-750m
ARMOR	$1,8 \pm 0,1$	0-700m
Moyenne (Expansion thermique)	$1,5 \pm 0,3$	
Topex/Poseidon	$3,1 \pm 0,4$	

TAB. 2.2 – Estimations de l'expansion thermique des océans entre 1993 et 2003, à partir des bases de données de température de l'océan de Levitus et al. (2005), de Ishii et al. (2005), de Willis et al. (2004), et ARMOR (2005).

Si l'on considère la vitesse d'élévation du niveau de la mer de 3,1 mm/an calculée à partir des observations T/P, l'expansion thermique contribue donc pour 50% ($\pm 10\%$) à la hausse du niveau moyen de la mer entre 1993 et 2003. Cette contribution de l'expansion thermique à la hausse du niveau de la mer entre 1993 et 2003 — de 50% — est environ deux fois supérieure à sa contribution sur les 50 dernières années — de 25% — (voir section 2.2.2). Il semble donc que l'accélération de la hausse du niveau de la mer au cours de la dernière décennie par rapport au siècle passé s'explique en partie par une augmentation de l'expansion thermique des océans. Cependant, cette augmentation de l'expansion thermique au cours de la décennie 1993-2003 ($1,5 \pm 0,3$ mm/an) par rapport à l'expansion thermique des 50 dernières années ($0,4 \pm 0,1$ mm/an) n'est pas forcément liée à une accélération à long terme. Comme nous l'avons montré dans la section 2.3, l'expansion thermique moyenne globale est sujette à d'importantes oscillations décennales.

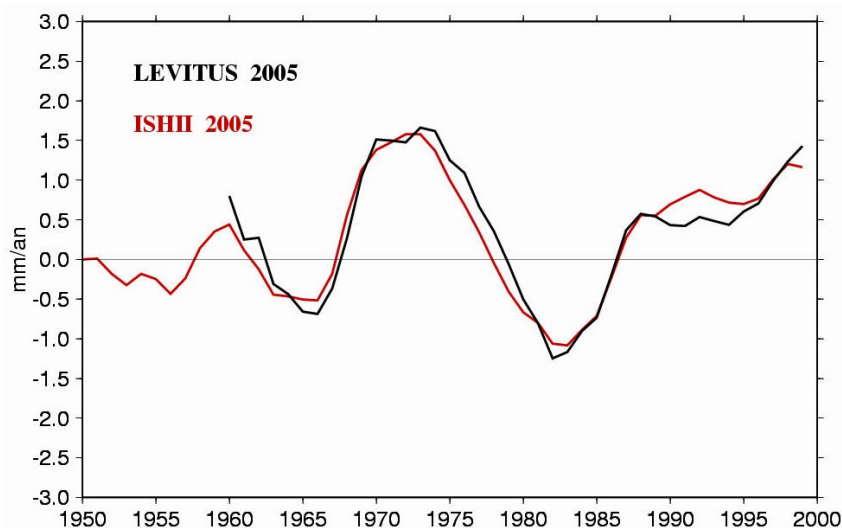


FIG. 2.17 – Evolution des tendances décennales de l'expansion thermique (fenêtre glissante de 10 ans) entre 1945-55 et 1993-2003, d'après les données de Levitus et al. (2005) en noir, et de Ishii et al. (2005) en rouge.

Ainsi, sur la figure 2.17 on peut suivre l'évolution des tendances décennales de l'expansion thermique moyenne globale des océans déduite des données de Levitus et al. (2005) et de Ishii et al. (2005), au cours du temps. Il apparaît que la valeur de l'expansion thermique de la dernière décennie n'est pas anormalement élevée par rapport aux valeurs atteintes dans le passé, notamment des valeurs de l'ordre de 1,5 mm/an ont été atteintes au cours des décennies 1965-75 à 1970-80. Cependant, il est intéressant de noter que les tendances décennales de l'expansion thermique n'ont pas cessé d'augmenter depuis le début des années 1980. Il semble donc que les oscillations de l'expansion thermique moyenne globale ont subi une perturbation. Si le mouvement oscillatoire de l'expansion thermique se confirme, on devrait observer une baisse des tendances décennales de l'expansion thermique dans les années à venir.

Distribution géographique de l'expansion thermique des océans entre 1993 et 2003

Grâce à ces différentes bases de données globales de température de l'océan, nous avons pu calculer les cartes correspondantes de distribution géographique de l'expansion thermique des océans entre 1993 et 2003 (Fig. 2.18).

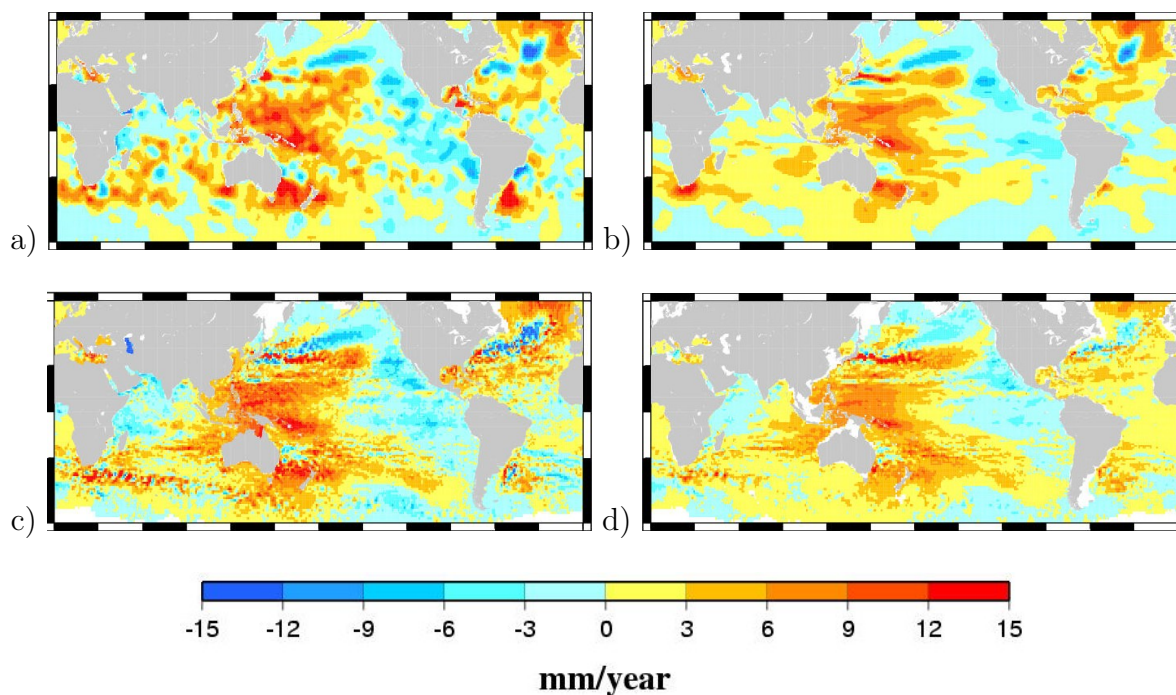


FIG. 2.18 – Distribution géographique des tendances de l'expansion thermique des 700 premiers mètres de l'océan entre 1993 et 2003, d'après les données de a) Levitus et al. (2005), de b) Ishii et al. (2005), de c) Willis et al. (2004), et de d) ARMOR (2005).

Les représentations de la distribution spatiale des tendances de l'expansion thermique pour 1993-2003 présentent des structures à grande échelle proches les unes des autres, mais également très semblables à la distribution des taux de variation du niveau de la mer observé par altimétrie pour la même période 1993-2003 (Fig. 2.19).

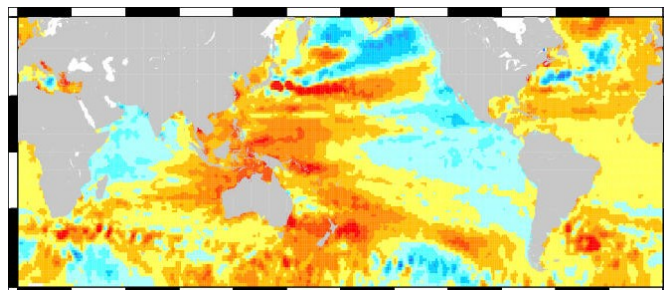


FIG. 2.19 – Distribution géographique des tendances du niveau de la mer observé par Topex/Poseidon, entre 1993 et 2003, (même échelle qu'en Fig. 2.18).

Les corrélations spatiales entre les tendances du niveau de la mer et de l'expansion thermique sont de 0,55 avec les données de Levitus et al. (2005), de 0,60 avec les données de Ishii et al. (2005), de 0,75 avec les données de Willis et al. (2004), et de 0,85 avec les données ARMOR. Ainsi les meilleures corrélations sont obtenues avec les données de Willis et al. (2004) et ARMOR, ce qui est certainement lié à la méthode de construction de la base de données utilisant les données altimétriques.

Comme l'avait précédemment montré Cabanes et al. (2001) sur la période 1993-1998 en utilisant les données de Levitus et al. (2000), nous confirmons donc à l'aide de quatre nouveaux jeux de données de température de l'océan global, et sur la période étendue 1993-2003, que l'expansion thermique des océans contribue de manière significative à la répartition géographique des tendances du niveau de la mer.

2.4.3 Analyses en EOF : Modes dominants de variabilité spatio-temporelle du niveau de la mer et de l'expansion thermique

L'analyse en EOF des grilles du niveau de la mer observé par Topex/Poseidon va nous permettre, comme nous l'avons expliqué en section 2.3.1, d'extraire le mode dominant de variabilité du niveau de la mer (Fig. 2.20).

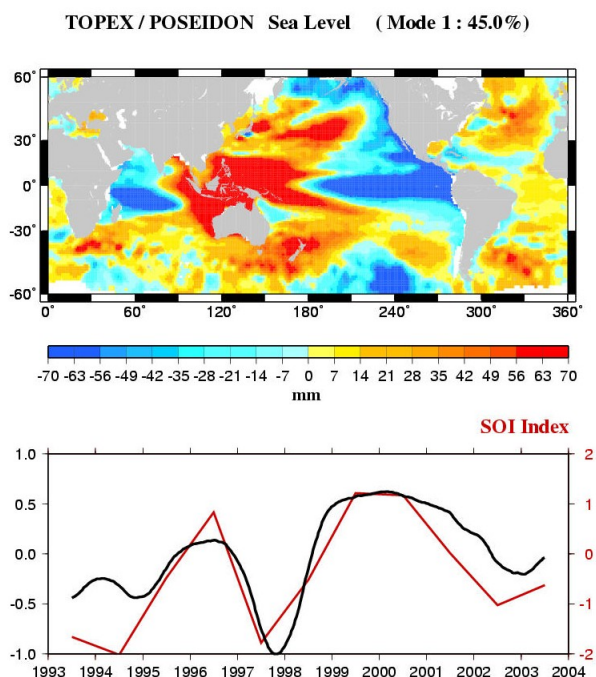


FIG. 2.20 – Mode n° 1 de l'analyse en EOF du niveau de la mer observé par Topex/Poseidon. L'indice SOI (en rouge) est superposé à la courbe du mode temporel.

Le premier mode de variabilité du niveau de la mer explique près de la moitié (45%) de la variance totale du signal de niveau de la mer. Sa représentation spatiale est très

semblable à la distribution géographique des tendances du niveau de la mer entre 1993 et 2003. De plus sa représentation temporelle est fortement corrélée à l'indice climatique SOI associé au phénomène ENSO. Les variations inter-annuelles du niveau de la mer sont donc dominées par les fluctuations spatio-temporelles du phénomène El Niño.

D'autre part, l'analyse en EOF des grilles d'expansion thermique des océans sur la période commune aux observations altimétriques 1993-2003 (Fig. 2.21, seuls les cas Ishii et al. (2005) et ARMOR sont présentés ici), montre que le premier mode de variabilité de l'expansion thermique est similaire au mode altimétrique. On retrouve ce même mode dominant dans l'expansion thermique issue des différentes bases de données (avec environ 45% de variance expliquée dans chaque cas). Tout comme pour la plus longue période des derniers 50 ans (voir section 2.3), la variabilité de l'expansion thermique des océans entre 1993 et 2003 est dominée par la signature du phénomène ENSO.

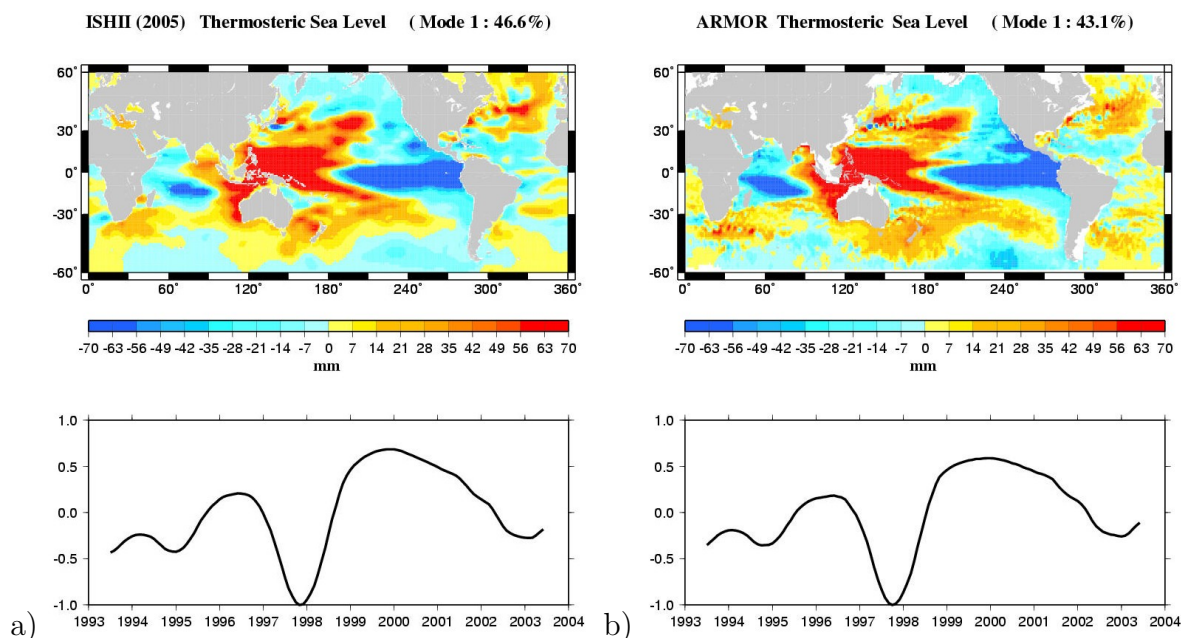


FIG. 2.21 – Mode n° 1 de l'analyse en EOF de l'expansion thermique des 700 premiers mètres de l'océan, calculée à partir des données de a) Ishii et al. (2005) et b) ARMOR (2005).

Ainsi la forte variabilité régionale des taux de variation du niveau de la mer décrite au paragraphe précédent résulte en grande partie de l'expansion thermique des océans. Or nous avons décrit dans la section 2.3 comment l'expansion thermique des océans est sujette à d'importantes fluctuations inter-annuelles et décennales gouvernées par les principales perturbations du climat. Nous devons donc supposer que sur de plus longues échelles temporelles, les structures régionales de variation du niveau de la mer sont elles aussi dominées par de telles oscillations inter-annuelles et décennales.

La conclusion importante de ce résultat est qu'on n'a par conséquent pas le droit d'extrapoler la distribution des taux de variation du niveau de la mer telle qu'observée sur la

période 1993-2003 dans le passé ni dans le futur, car tout comme pour l'expansion thermique, cette distribution n'est vraisemblablement pas stationnaire et fluctue en réponse aux différentes perturbations climatiques.

2.4.4 Interprétation des différences entre les variations du niveau de la mer observées par Topex/Poseidon et l'expansion thermique des océans

Les différences régionales

Si l'expansion thermique des océans explique une grande partie des structures régionales des taux de variation du niveau de la mer, il n'en reste pas moins que de larges différences subsistent entre les cartes de tendances issues des données Topex/Poseidon d'une part, et de l'expansion thermique calculée à partir des 4 bases de données de température disponibles d'autre part. Les cartes de la figure 2.22 correspondent aux représentations géographiques des tendances résiduelles sur 1993-2003 entre Topex/Poseidon et l'expansion thermique, chacune étant associée à la base de données de température utilisée pour calculer l'expansion thermique.

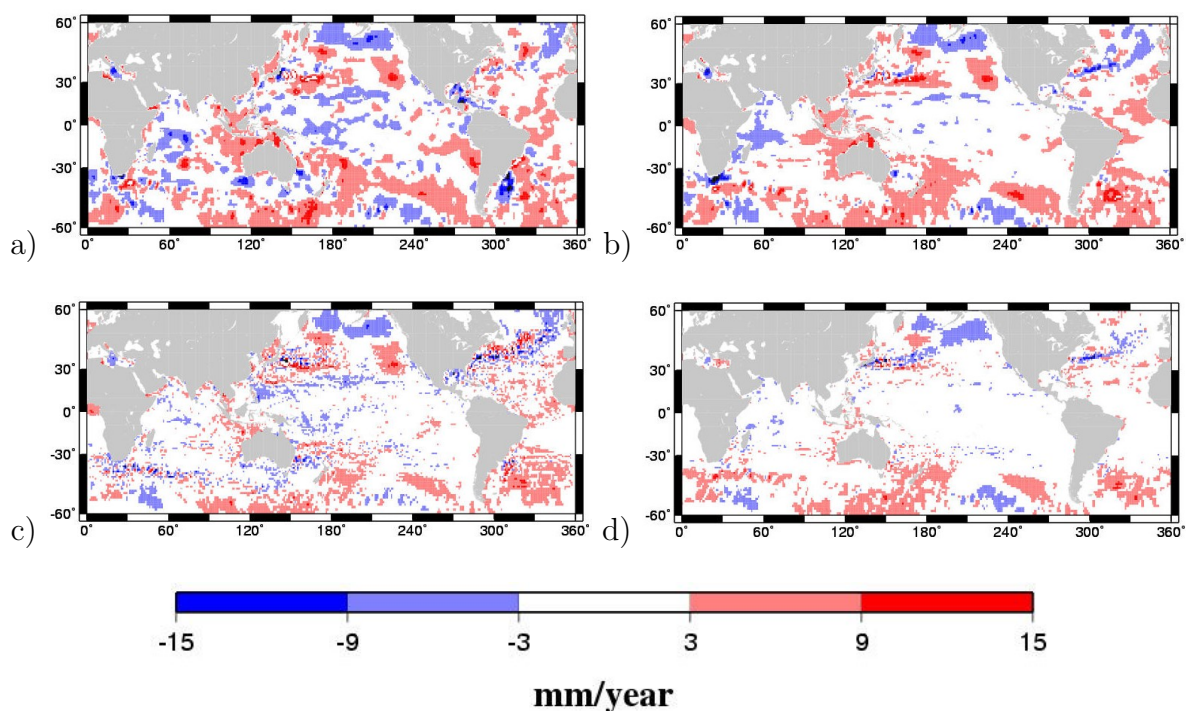


FIG. 2.22 – Distribution géographique des différences entre les tendances du niveau de la mer observé par Topex/Poseidon entre 1993 et 2003, et l'expansion thermique des 700 premiers mètres de l'océan, calculée sur la même période à partir des données de a) Levitus et al. (2005), b) Ishii et al. (2005), c) Willis et al. (2004) et d) ARMOR (2005).

Les différences régionales sont plus ou moins marquées suivant les bases de données utilisées pour calculer l'expansion thermique des océans. Ainsi, les différences les plus

importantes avec les tendances du niveau de la mer altimétrique sont observées pour l'expansion thermique issue des données de Levitus et al. (2005) : on note de nombreuses structures méso-échelles de forte intensité, semblables à du bruit, que l'on ne retrouve pas dans les autres bases de données. A l'opposé, les tendances résiduelles du niveau de la mer corrigées de l'expansion thermique calculée à partir des données ARMOR présentent des structures cohérentes : en particulier on peut noter les très faibles différences dans tous les océans de la bande tropicale 30°S-30°N.

Plusieurs grandes structures correspondant à des différences régionales positives (tendance du niveau de la mer T/P supérieure à l'expansion thermique) sont observées pour les 4 bases de données : elles sont principalement situées dans l'Océan Austral, et également dans le Pacifique Nord (partie Nord du gyre subtropical). On observe également des structures caractérisées par des différences négatives (tendance du niveau de la mer T/P inférieure à l'expansion thermique), notamment dans le Pacifique Nord (gyre subpolaire), l'Atlantique Nord (le long de la dérive Nord-Atlantique) et dans une moindre mesure dans l'Océan Austral.

Ces différences régionales entre la tendance du niveau de la mer T/P et l'expansion thermique peuvent être dues à divers facteurs :

- *La réponse dynamique du niveau de la mer au forçage du vent (réponse barotrope) :*

C'est une des contributions majeures aux fluctuations de la hauteur de la mer dans certaines régions (Océan Austral, Pacifique Nord) aux échelles de temps saisonnières à inter-annuelles. Les études de Vivier et al. (1999), Mc Carthy et al. (2000) et Guinehut (2002) ont montré que la variabilité du transport de Sverdrup gouvernée par la réponse barotrope de l'océan au forçage par le vent pouvait expliquer les différences entre les tendances du niveau de la mer observé par T/P et de l'expansion thermique calculée à partir des mesures hydrographiques in-situ, notamment dans l'Océan Pacifique Nord et Sud.

- *Les variations locales de salinité de l'océan :*

Les variations de hauteur (halo)stérique liées à des variations de salinité de l'océan peuvent être importante à l'échelle locale et régionale. Antonov et al. (2002) montrent par exemple que dans la mer du Labrador (partie sub-polaire de l'Atlantique Nord), les changements de salinité induisent des variations du niveau de la mer qui compensent l'expansion thermique de l'océan dans cette région. Une augmentation locale de la salinité de la colonne d'eau de mer implique une baisse du niveau stérique de la mer. Une augmentation régionale de la salinité de surface de l'océan peut être due à une augmentation régionale de l'évaporation (suite au réchauffement de l'eau), à une diminution régionale des précipitations sur l'océan, ou à une diminution régionale des apports d'eau douce à l'océan par les fleuves. Ainsi au cours des dernières décennies, il y a eu d'importantes variations régionales de salinité de l'océan : Boyer (2005) montre en outre que l'Atlantique est le siège d'une diminution de la salinité des eaux profondes dans le gyre subpolaire (d'où une hausse régionale du niveau halostérique), accompagnée d'une forte hausse de la salinité des eaux de surface dans les parties tropicale et sub-tropicale du bassin liée à une augmentation de l'évaporation due au réchauffement des eaux (d'où une baisse régionale du

niveau halostérique). Le calcul des hauteurs stériques à partir de la base ARMOR tient compte de ces variations de salinité. Ainsi mises à part les erreurs sur la hauteur stérique associées aux valeurs de salinité estimées par la ré-analyse (qui sont malheureusement inconnues, mais doivent être parfois importantes étant donné le faible nombre de mesures in situ de salinité disponibles), ce facteur ne devrait pas être source des différences majeures entre la contribution stérique ARMOR et les tendances du niveau de la mer T/P. De plus, on peut interpréter en grande partie la carte des différences de l'expansion thermique entre Willis et al (2004) et ARMOR comme la contribution de la salinité aux variations régionales du niveau de la mer entre 1993 et 2003 (Fig. 2.23).

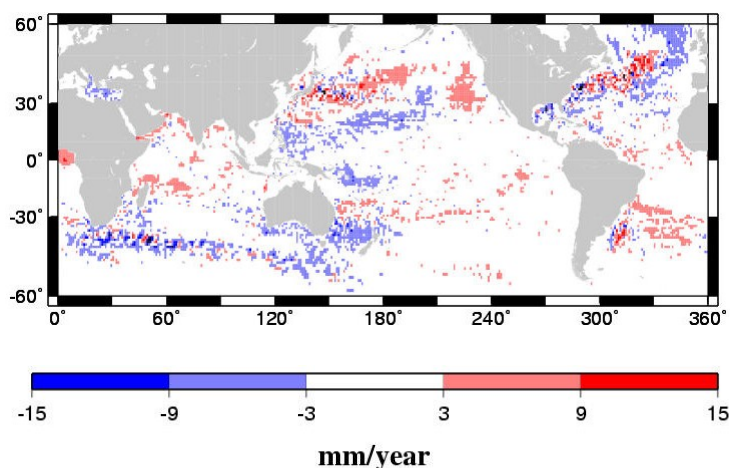


FIG. 2.23 – Distribution géographique des différences entre les tendances de l'expansion thermique calculées avec les données ARMOR, et celles calculées avec les données de Willis et al. (2004).

– *L'expansion thermique des couches profondes (700m-3000m) de l'océan :*

Cabanes (2001) a montré que les variations de température des couches profondes de l'océan peuvent entraîner des variations du niveau de la mer thermostérique atteignant ± 10 mm/an dans une large partie de l'Atlantique Nord et localement dans l'Océan Austral, sur des échelles de temps décennales.

– *Les apports (ou retraits) de masse d'eau douce à l'océan :*

Les modifications du bilan hydrologique Evaporation-Précipitation-Ruissellement entraînent des variations locales ou régionales du niveau de la mer. Les changements de ces paramètres hydrologiques (évaporation, précipitation, ruissellement) ont d'autre part une influence directe sur la salinité des eaux de surface des océans. Ils sont liés à la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires, ainsi qu'aux échanges d'eau douce avec les continents.

– *Les erreurs d'estimation de l'expansion thermique des océans :*

Une large source de différences entre les tendances T/P et de l'expansion thermique vient certainement des erreurs d'estimation de la hauteur thermostérique, dues en particulier au faible nombre de données in situ disponibles dans certaines zones (par exemple dans l'Océan Austral). Ishii et al. (2005) fournissent une estimation des erreurs d'analyse sur les hauteurs thermostériques. Ainsi, on peut représenter la carte des erreurs d'analyse sur l'estimation des hauteurs thermostériques (Fig. 2.24).

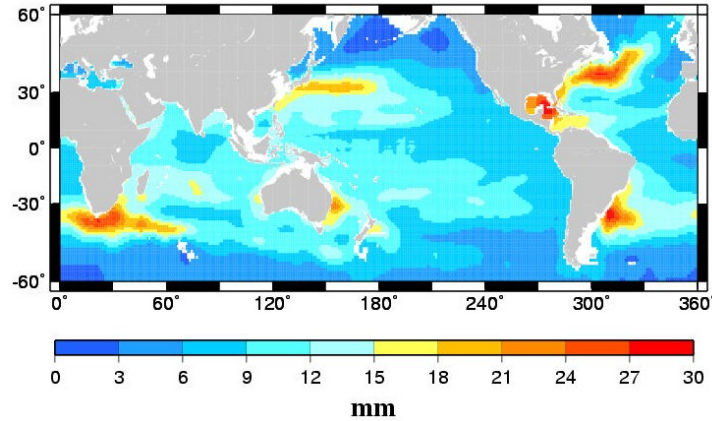


FIG. 2.24 – Erreurs d'analyse sur le calcul des hauteurs thermostériques d'après Ishii et al. (2005) (ici, pour l'année 2000).

On observe des erreurs absolues sur la hauteur thermostérique faibles dans le Pacifique Nord (au Nord de 45°N) et l'Océan Austral (au Sud de 50°S). En effet, dans ces régions l'eau est très froide (et donc dense), par conséquent l'océan se dilate moins pour une même augmentation de température de l'eau (que dans les régions plus chaudes et/ou peu salées), et donc une erreur sur la température a moins d'impact sur le calcul de la hauteur thermostérique (qu'elle aurait sur le même calcul de hauteur dans une région où les eaux sont moins denses). Parallèlement, on observe des erreurs importantes sur les hauteurs thermostériques dans les régions de forte variabilité océanique. Ces zones correspondent aux principaux courants océaniques de surface : le Gulf Stream dans l'Atlantique Nord, le Kurushio au large du Japon, le courant des Aiguilles au Sud-Est de l'Afrique du Sud, le courant du Brésil, et le courant de l'Australie de l'Est. Les différences régionales entre les tendances du niveau de la mer observé par T/P et issu de l'expansion thermique, sont effectivement importantes et bruitées dans ces régions.

– *La fonte des calottes polaires et des glaciers :*

Mitrovica et al. (2001) et Tamisiea et al. (2001) ont montré que la fonte de l'Antarctique, du Groenland, ainsi que des glaciers de montagne, entraîne des variations du niveau des océans non uniformes. Ils ont utilisé un modèle de prédiction numérique (modèle de Terre visco-élastique de Maxwell) afin de caractériser la distribution géographique des changements du niveau de la mer, suite à la fonte partielle de chacun de ces trois réservoirs de glace (Antarctique, Groenland, glaciers de montagne) (Fig. 2.25).

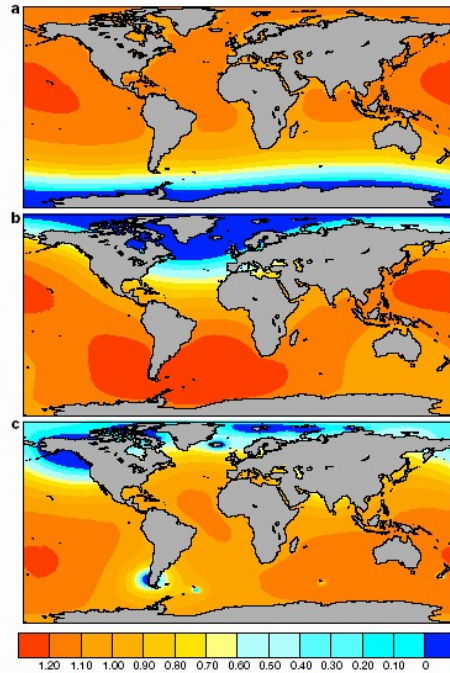


FIG. 2.25 – Distribution géographique des variations du niveau de la mer consécutives à une fonte a) de l’Antarctique, b) du Groenland et c) des glaciers de montagne, prédite par Mitrovica et al. (2001). Les variations du niveau de la mer sont normalisées, et correspondent à une contribution de chaque masse glaciaire de 1 mm/an de hausse du niveau moyen global.

Dans chacun des cas, ils prédisent que suite à la fonte de la calotte glaciaire, le niveau de la mer baisse dans le voisinage immédiat de la calotte de glace, tandis qu’il s’élève rapidement lorsqu’on s’en éloigne. Ceci est dû à la forte attraction gravitationnelle exercée sur l’océan par les calottes glaciaires. Lorsque la calotte de glace fond, sa masse diminue, et ainsi l’attraction gravitationnelle sur les masses d’eau océanique proches diminue, l’eau a alors tendance à « s’enfuir » au loin de la calotte de glace. Ainsi les larges différences positives observées dans l’océan Austral entre les tendances du niveau de la mer T/P et l’expansion thermique, pour chacune des 4 bases de données de température de l’océan, pourraient être dues en partie à la fonte du Groenland ainsi que des glaciers de montagne des hautes latitudes de l’hémisphère Nord. De même, les différences négatives observées dans le Pacifique Nord, en particulier dans la région du golf d’Alaska, pourraient être dues à une fonte importante des glaciers d’Alaska. Enfin, la zone de différences négatives située dans l’Océan Austral entre 200° et 250°, au large de la Péninsule Antarctique, pourrait être liée à la fonte de l’Antarctique de l’Ouest.

– *Les changements de la circulation thermohaline :*

Les simulations de modèles (Rahmstorf, 1999) suggèrent que l’apport croissant d’eau douce dans l’Atlantique Nord due au réchauffement climatique global (par exemple, la fonte du Groenland), pourrait entraîner des changements majeurs de la circulation thermohaline. Levermann et al. (2005) ont étudié l’effet d’un ralentissement de

la circulation thermohaline sur le niveau de la mer, en utilisant un modèle couplé du climat contenant un modèle de circulation océanique. Ils montrent qu'un changement de l'intensité de la circulation thermohaline est accompagné d'un changement des courants océaniques et des redistributions de masse d'eau au sein des océans, entraînant des variations régionales rapides du niveau de la mer, dues à l'ajustement dynamique quasi instantané de la surface océanique. La figure 2.26 représente la distribution géographique des variations du niveau de la mer qui serait consécutive à un arrêt de la circulation thermohaline.

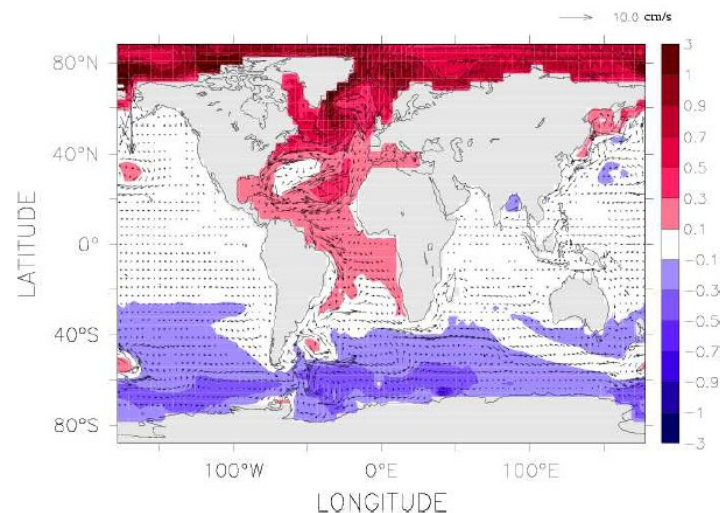


FIG. 2.26 – Distribution géographique des variations du niveau de la mer consécutives à un arrêt de la circulation thermohaline (d'après Levermann et al., 2005).

Les structures de variation du niveau de la mer présentent un gradient Nord-Sud négatif, qui reflète les changements des courants géostrophiques de surface. Essentiellement on note une baisse du niveau de la mer dans l'océan Austral, et une élévation dans l'océan Atlantique (au Nord de 20°S), particulièrement importante dans l'Atlantique Nord. Or, si un affaiblissement de la circulation thermohaline est prédit pour les années à venir, l'étude récente de Knight et al. (2005) montre qu'au contraire, au cours des derniers 25 ans, son intensité a augmenté, en lien avec la variabilité naturelle de l'AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation). Ainsi, la distribution géographique des variations du niveau de la mer dues à ce renforcement de la circulation thermohaline au cours de la décennie passée doit présenter une structure opposée à celle proposée par Levermann et al. (2005), c'est-à-dire une élévation du niveau de la mer dans l'océan Austral et une baisse dans l'Atlantique Nord. Nous pouvons alors interpréter les larges différences positives observées dans l'océan Austral entre les tendances du niveau de la mer T/P et l'expansion thermique, comme dues en partie au renforcement de la circulation thermohaline au cours de la dernière décennie.

Les résidus entre le niveau moyen global de la mer observé par T/P et l'expansion thermique

Si l'expansion thermique n'explique que $1,5 \pm 0,3$ mm/an des $3,1 \pm 0,4$ mm/an de hausse du niveau de la mer entre 1993 et 2003, il reste donc environ 1,6 mm/an de hausse du niveau de la mer à expliquer par d'autres contributions climatiques que l'expansion thermique. La courbe des résidus entre le niveau de la mer observé par T/P et l'expansion thermique des océans est présentée sur la figure 2.27.

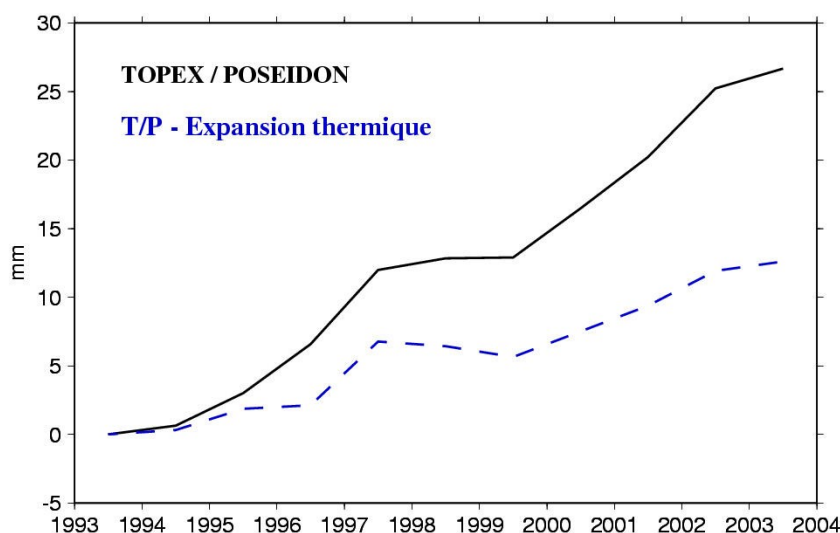


FIG. 2.27 – Courbe des résidus entre le niveau de la mer observé par Topex/Poseidon et l'expansion thermique des 700 premiers mètres de l'océan (moyennes annuelles calculées en effectuant la moyenne des estimations de l'expansion thermique issues des 4 bases de données de Levitus et al., 2005 ; Ishii et al., 2005 ; Willis et al., (2004 et ARMOR, 2005.)

Cette courbe représente la somme de plusieurs contributions :

- *Les erreurs* sur l'estimation des variations du niveau de la mer observé par T/P, et de l'expansion thermique des océans
- *La contribution des couches profondes (700-3000 m)* de l'océan à l'expansion thermique moyenne globale :

Levitus et al. (2005) ont montré que les fluctuations décennales de l'expansion thermique moyenne de l'océan global sont concentrées dans les couches supérieures de l'océan (0-700m). Sur la figure 2.28, on voit que, contrairement aux couches 0-700 m qui présentent de larges oscillations décennales, l'expansion thermique des couches profondes de l'océan (700-3000 m) est quasi-linéaire depuis 1965, et contribue en moyenne pour environ $0,1 \pm 0,1$ mm/an à la hausse long terme du niveau de la mer.

Sur des périodes décennales allant de 1957-66 à 1987-96, nous avons estimé les tendances de l'expansion thermique moyenne des couches profondes de l'océan global (Fig. 2.29), et nous trouvons que celles-ci contribuent en moyenne pour $0,1 \pm 0,1$ mm/an

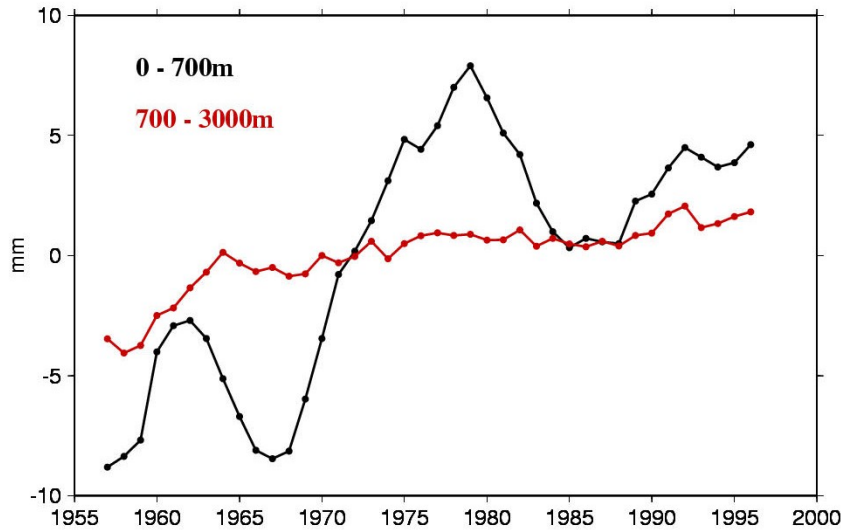


FIG. 2.28 – Evolution de l’expansion thermique des 700 premiers mètres de l’océan (en noir), et de l’océan profond (700-3000m) en rouge, au cours des 50 dernières années, calculées à partir des données de Levitus et al. (2005).

à la hausse du niveau marin. Nous supposons que cette valeur est toujours valable pour la décennie récente 1993-2003.

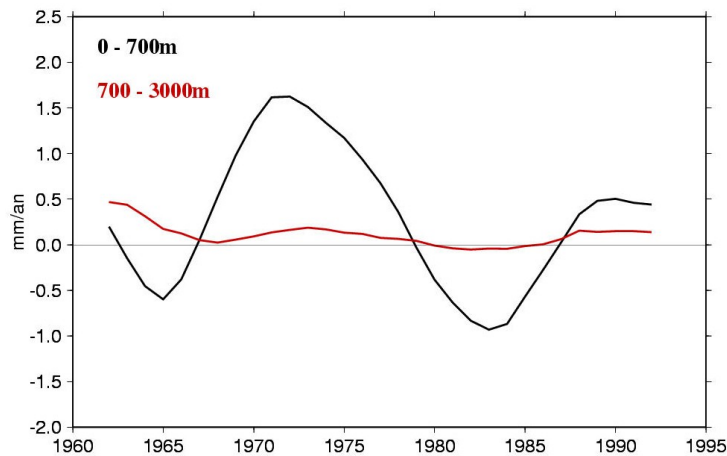


FIG. 2.29 – Tendances décennales (fenêtre glissante de 10 ans) de l’expansion thermique moyenne des 700 premiers mètres de l’océan (en noir), et des couches profondes (700-3000m) de l’océan global (en rouge), au cours des 50 dernières années.

- *La contribution des variations de la salinité* de l’océan à la hausse stérique du niveau moyen global de la mer :

Antonov et al. (2002) ont montré qu’en moyenne globale, les effets des changements en salinité de l’eau de mer sur le niveau de la mer, sont d’un ordre de grandeur inférieur aux effets thermiques. Sur les 50 dernières années, la diminution de la salinité à l’échelle globale n’a contribué que pour 0,05 mm/an à la hausse du niveau de la mer. Qu’en est-il sur la période plus courte de la dernière décennie ? Nous ne

disposons pas de données globales de salinité pour les années récentes 1993-2003. En revanche, nous avons utilisé les champs globaux de salinité de l'océan récemment publiés par Boyer et al. (2005) sous forme de grilles moyennes sur 5 ans de 1955-59 à 1994-98, jusqu'à 3000m de profondeur, pour évaluer l'expansion halostérique de l'océan global sur des périodes successives de 10ans entre 1957-66 et 1987-96 (Fig. 2.30). Nous évaluons donc la contribution de la salinité à $0,15 \pm 0,3$ mm/an, soit une contribution non significative à la hausse décennale du niveau de la mer.

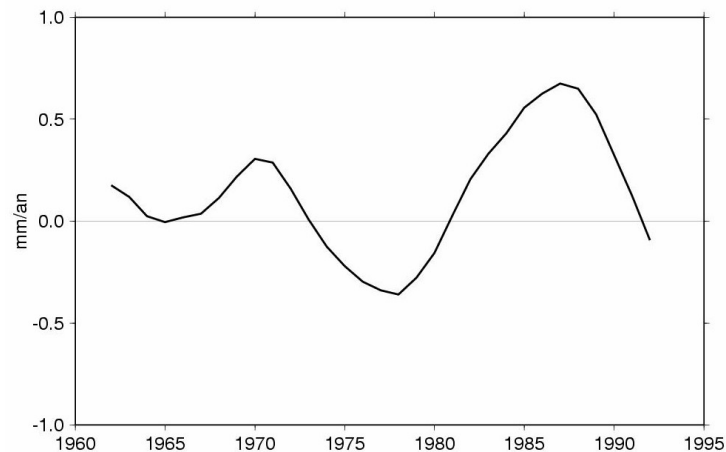


FIG. 2.30 – Tendances décennales (fenêtre glissante de 10 ans) de l'expansion halostérique (due aux variations de la salinité) de l'océan global, au cours des 50 dernières années.

- *La contribution des échanges de masse d'eau douce* entre l'océan et les autres réservoirs (continents, calottes polaires, glaciers, atmosphère). Nous allons parler de ces contributions dans le chapitre 3.

Le bilan des sources de différences entre la hausse du niveau de la mer observé par T/P et l'expansion thermique des océans entre 1993 et 2003 nous permet donc d'estimer la part due aux échanges de masse d'eau avec les autres réservoirs, soit $1,35 \pm 0,55$ mm/an.

Chapitre 3

Les variations de masse des océans dues aux échanges d'eau avec l'atmosphère, les réservoirs d'eaux et les glaces continentales.

Comme nous l'avons mentionné plus haut, l'autre grand phénomène responsable des variations actuelles du niveau moyen global de la mer concerne les échanges d'eau entre les océans et les autres réservoirs que sont l'atmosphère, les réservoirs d'eaux continentales (eaux superficielles et souterraines), et la cryosphère (glaciers de montagne et calottes polaires).

La conservation de la masse d'eau totale dans le système climatique s'écrit :

$$\Delta M_{\text{océan}} + \Delta M_{\text{vapeur d'eau}} + \Delta M_{\text{eau continentale}} + \Delta M_{\text{cryosphère}} = 0$$

Si on arrive à estimer — soit à partir d'observations, soit à partir de modèles — les variations de masse des réservoirs atmosphérique, continental et cryosphérique, on peut calculer la variation de masse d'eau océanique et donc la variation du niveau de la mer correspondante.

3.1 Variations de la salinité, et apports d'eau douce à l'océan.

Les observations de salinité des océans suggèrent qu'en moyenne globale, les océans sont devenus moins salés au cours des 50 dernières années (Antonov et al., 2002). Le contenu total en sel de l'océan étant constant sur des échelles de temps inférieures aux durées géologiques, les seuls phénomènes responsables d'une baisse de la salinité de l'eau de mer sont liés aux apports d'eau douce à l'océan, soit via la fonte des glaces de mer (qui n'affectent pas le niveau de la mer, en raison du principe d'Archimède), soit via la fonte des glaces continentales, ou les apports d'eaux continentales (qui entraînent une hausse du niveau de la mer). Antonov et al. (2002), Munk (2003), et Wadhams and Munk (2004) ont donc utilisé les variations de la salinité de l'océan calculées par Antonov et al. (2002)

afin d'estimer la contribution des variations de masse des océans à la hausse du niveau moyen global de la mer. Cette estimation dépend fortement de l'hypothèse faite sur la part des apports d'eau douce due à la fonte des glaces de mer (par exemple, la banquise du Pôle Nord), qui n'ont pas d'influence sur le niveau de la mer, et ne doivent donc pas être pris en compte dans le calcul. En supposant que le rétrécissement du volume des glaces de mer atteint $430 \pm 130 \text{ km}^3/\text{an}$, Wadhams and Munk (2004) estiment à $0,6 \pm 0,18 \text{ mm/an}$ la contribution des apports d'eaux douces à la hausse du niveau de la mer des 50 dernières années. Ces auteurs reconnaissent cependant que leur estimation demeure entachée de larges incertitudes, liées tant à l'estimation des variations de salinité de l'océan qu'à l'estimation du bilan de masse des glaces de mer.

3.2 Vapeur d'eau atmosphérique.

Avec l'atmosphère, ces échanges d'eau se produisent par évaporation et précipitation. Cependant l'atmosphère contient une partie infime de la masse totale d'eau du système climatique. Ainsi sa contribution aux variations à long terme du niveau de la mer est certainement négligeable. L'atmosphère peut être considérée comme un réservoir de « transit » entre l'océan et les réservoirs d'eaux continentales.

Toutefois, dans le contexte du réchauffement global, on s'attend à une augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique (IPCC, 2001 ; Trenberth et al., 2003). Il est possible d'estimer les variations du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère à partir des données de pression issues des principaux centres de données atmosphériques NCEP-NCAR (Kistler et al., 2001) et ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecast) : en faisant l'hypothèse que l'atmosphère sèche est conservée, les variations de la pression atmosphérique moyenne reflètent les variations du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère (Trenberth et Guillemot, 1994). En moyenne globale, les variations de pression en surface reflètent donc des variations du niveau moyen global de la mer.

Cependant aucune tendance à long terme n'est identifiable pour l'instant (Trenberth and Smith, 2005). Par ailleurs, les mesures directes, issues d'observations satellitaires, sont actuellement entachées d'importantes erreurs, rendant encore impossible une détection fiable de l'augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique.

Nous avons estimé les variations du niveau moyen global de la mer correspondant aux variations de contenu en vapeur d'eau atmosphérique à partir des champs de pression NCEP (National Center for Environmental Prediction) pour la période 1955-2004 (Fig. 3.1).

D'après les données de NCEP, le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère n'a ni diminué ni augmenté de manière significative entre 1955 et 2004. La tendance enregistrée sur cette période est de $+0,01 \pm 0,02 \text{ mm/an}$ de niveau de mer équivalent. Les variations interannuelles de la vapeur d'eau atmosphérique sont importantes (jusqu'à 6mm) en début de période, certainement en raison du manque de données de pression atmosphérique dans les années 1950-70. En effet, avant l'avènement des observations spatiales de l'atmosphère à la fin des années 1970, les mesures in situ ne couvraient que partiellement le globe ; en particulier, de larges régions océaniques dans l'hémisphère sud étaient sous-échantillonnées (Trenberth and Smith, 2005). A partir des années 1980, ces variations interannuelles ne

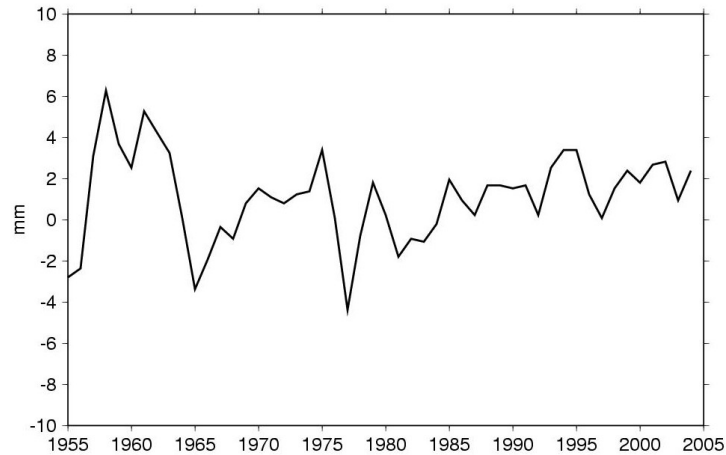


FIG. 3.1 – Impact sur le niveau de la mer des variations du contenu en vapeur d’eau atmosphérique (calculé à partir des champs de pression NCEP), entre 1955 et 2004.

dépassent pas 2-3 mm. Pour la décennie récente, la plus large anomalie du contenu en vapeur d’eau atmosphérique, observée en 1997-98, est liée à l’événement ENSO (Nerem et al., 1999).

3.3 Eaux continentales.

Avec les continents, les échanges d’eau résultent de variations d’écoulement d’eau vers les océans, produites elles-mêmes par des modifications des stocks d’eau sur les continents liés aux précipitations et à l’évapotranspiration.

Ces variations des stocks d’eau résultent principalement de la réponse du cycle hydrologique continental à la variabilité climatique. Elles sont décrites par l’équation du bilan de masse d’eau liant précipitation, évapotranspiration, ruissellement et contenu en eau dans les réservoirs de surface, dans les sols (couches supérieures et réservoirs souterrains) et manteau neigeux.

L’équation générale du bilan d’eau s’écrit (Milly and Smakin, 2002 ; Verant, 2004) :

$$dW/dt = P - E - R$$

où P désigne les précipitations, E l’évaporation, R est le ruissellement.

W représente la somme totale des eaux stockées sur les continents. En fait, les échanges entre les différents compartiments du sol et avec l’atmosphère impliquent de tenir compte aussi d’autres flux (sublimation de la neige, infiltration d’eau liquide dans les sols, etc.).

Grâce aux sorties des modèles globaux de surface développés pour l’étude du climat actuel et son évolution future (par ex. Land Dynamics -LaD- par Milly and Smakin, 2002 ; WGHM par Döll et al., 2003 ; ORCHIDEE par Verant, 2004 et Krinner et al., 2005), on peut estimer la contribution des eaux continentales (somme des contributions de la neige, de l’humidité des sols et des eaux souterraines) au niveau de la mer. De

nouvelles observations spatiales globales (mission GRACE ; voir section 3.6) permettent aussi depuis peu d'estimer la contribution des stocks d'eau et de glace continentales.

3.3.1 Estimation de la contribution des eaux continentales d'après les modèles globaux de surface.

Dans le chapitre 2.3, nous avons mis en évidence l'importance des fluctuations décennales à interdécennales de l'expansion thermique des océans, en lien avec la variabilité naturelle du système climatique océan-atmosphère. Ces fluctuations se superposent à la tendance linéaire de l'expansion thermique des 50 dernières années (0,4 mm/an ; Antonov et al., 2002 ; Boyer et al., 2005, Ishii et al., 2005).

Les modèles climatiques (AOGCMs) développés pour étudier l'évolution du climat et le niveau de la mer estiment la contribution de l'expansion thermique à 0,5 mm/an pour le siècle passé (Church et al., 2001 ; Gregory et al., 2004 ; AchutaRao et al. 2005), en bon accord avec les estimations issues des observations de température de l'océan. Toutefois, ces modèles ont du mal à reproduire la variabilité décennale de l'expansion thermique observée (voir Fig. 3.2).

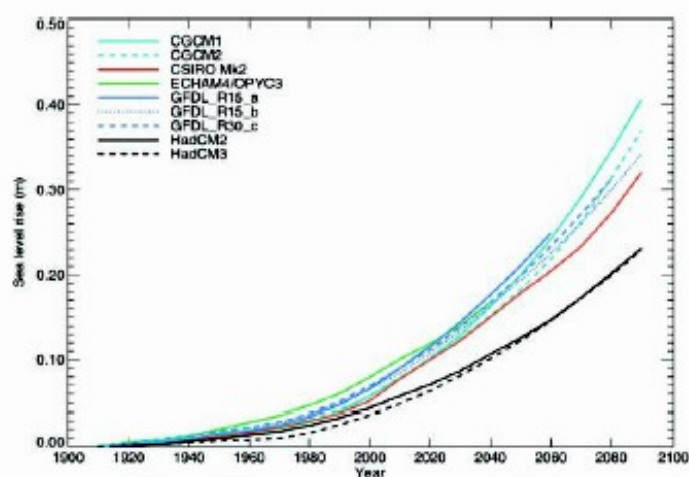


FIG. 3.2 – Expansion thermique moyenne globale des océans entre 1900 et 2100, prédite par différents modèles, d'après Gregory et al. (2001).

Gregory et al. (2004) suggèrent que les fluctuations décennales du contenu thermique de l'océan sont des artefacts du processus d'interpolation des données hétérogènes — dans l'espace et dans le temps — de température de l'océan (grilles globales de Levitus et Ishii). Une autre étude récente (AchutaRao et al., 2005) arrive à la même conclusion. Cette étude utilise huit modèles couplés de circulation générale océan-atmosphère qui calculent le contenu thermique de l'océan pour 1950-2000 et le compare à la courbe de Levitus et al. (2005). En utilisant le même sous échantillonnage spatio-temporel dans le modèle que dans les données, l'étude reproduit les oscillations décennales. En revanche celles-ci ne sont pas obtenues avec un échantillonnage homogène. L'étude conclut que la couverture incomplète

et inhomogène des données historiques de température de l'océan introduit une variabilité décennale artificielle, non reproduite par le modèle dans le cas d'un échantillonnage homogène. Il faut noter toutefois que les modèles utilisent des forçages incomplets. On peut donc se demander si la prise en compte de forçages réalistes ne permettrait pas de retrouver la variabilité décennale, même s'il est clair que les problèmes de l'échantillonnage des données de températures existe bien. Une étude récente de Carton et al. (2005), basée sur une méthode d'assimilation de données hydrographiques dans un modèle de circulation générale SODA (Carton et Giese, 2005), reproduit en effet de façon étonnante la variabilité décennale de la courbe du contenu thermique de Levitus et al. (2005), en particulier la grande oscillation observée entre 1970 et 1985.

Dans l'étude qui suit, nous apportons une preuve supplémentaire de la possible réalité des fluctuations décennales de l'expansion thermique, en corrélant les oscillations décennales de l'expansion thermique moyenne globale des océans avec une information totalement indépendante : la contribution des eaux continentales au niveau moyen global de la mer pour la période 1950-2000.

De plus, nous montrons que la contribution des eaux continentales à la hausse séculaire du niveau de la mer est négligeable sur la période étudiée.

Résumé de l'article : Ngo-Duc et al. (2005b), publié dans GRL

Pour la première fois dans cette étude, nous avons estimé la contribution des eaux continentales aux variations du niveau de la mer pour les 50 dernières années, dans le cadre d'une collaboration avec les chercheurs du LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique).

Précédemment, Milly et al. (2003) avait proposé une estimation de la contribution des eaux continentales au niveau de la mer pour la période 1981-1998, en utilisant le modèle LaD. Cette étude a montré que les eaux continentales contribuent de façon presque négligeable — 0.10 mm/an pour 1981-1998 — à la hausse du niveau de la mer des 20 dernières années. En revanche, l'étude de Milly et al. (2003) montre qu'il existe d'importantes fluctuations interannuelles, dues principalement à la contribution des eaux souterraines. Contrairement au cycle annuel du niveau de la mer qui, après correction de l'expansion thermique, est pour l'essentiel causé par la contribution de la neige (Chen et al., 1998, Minster et al., 1999, Cazenave et al., 2000), à l'échelle de temps interannuelle, la contribution du manteau neigeux est négligeable.

Grâce au modèle de surface ORCHIDEE, forcé par le forçage atmosphérique NCC récemment développé par Ngo-Duc et al. (2005a), nous avons pu étudier la contribution des eaux continentales aux variations du niveau de la mer pour la période 1950-2000 (Ngo-Duc et al., 2005b).

L'analyse des sorties du modèle de surface ORCHIDEE nous a permis de montrer que la contribution des eaux continentales aux variations du niveau de la mer est nulle en terme de tendance à long terme, mais en revanche très importante en terme de fluctuations interannuelles et décennales. L'étude a de plus montré que ces fluctuations sont principalement induites par les précipitations en entrée du modèle.

En comparant la contribution des eaux continentales et celle de l'expansion thermique moyenne globale des océans au niveau de la mer, l'étude montre pour la première fois la question du lien qui existe entre ces deux types de contributions a priori indépendantes. En

effet, il apparaît que ces deux effets sont fortement anti-corrélés (-0,85), ce qui suggère une relation importante entre l'expansion thermique des océans et le cycle de l'eau (Fig. 3.3). Comme l'expansion thermique, la contribution des eaux continentales présente d'importantes fluctuations décennales, mais de signe opposé. Il s'avère donc que la contribution des eaux continentales au niveau de la mer compense en grande partie les oscillations décennales de l'expansion thermique des océans.

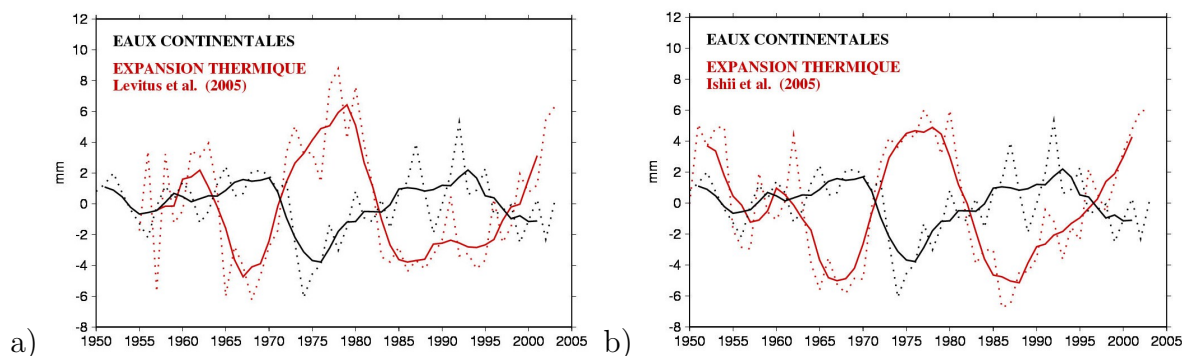


FIG. 3.3 – Evolution temporelle de la contribution des eaux continentales (en équivalent niveau de la mer) simulée par ORCHIDEE en noir, et de l'expansion thermique moyenne globale des océans (tendance retirée) en rouge, d'après les données de a) Levitus et al. (2005), et b) Ishii et al. (2005). En pointillé : valeurs annuelles, en trait plein : moyenne glissante de 5 ans.

L'explication proposée (Ngo-Duc et al., 2005b) est la suivante : lorsque l'océan se réchauffe, d'une part l'expansion thermique augmente, d'autre part il y a plus d'évaporation et donc plus de précipitation sur les océans et sur les continents. Ceci conduit à plus d'eau stockée sur les continents, d'où une contribution des eaux continentales au niveau de la mer qui diminue. Cette hypothèse reste à démontrer, mais cette étude montre une fois encore l'importance de prendre en compte l'ensemble du système couplé océan-atmosphère dans les études sur le changement climatique global.

Une conclusion de cette étude importante pour notre analyse de la variabilité de l'expansion thermique est que la forte anti-corrélation observée entre la contribution des eaux continentales au niveau de la mer et l'expansion thermique des océans n'est sans doute pas fortuite. Ce résultat, qui reste à confirmer et à expliquer, suggère que les fluctuations décennales du contenu thermique de l'océan et de l'expansion thermique, déduits des observations historiques de température, sont sans doute réelles.

Effects of land water storage on global mean sea level over the past half century

T. Ngo-Duc,¹ K. Laval,¹ J. Polcher,¹ A. Lombard,² and A. Cazenave²

Received 15 February 2005; revised 31 March 2005; accepted 13 April 2005; published 12 May 2005.

[1] The output of the ORCHIDEE Land Surface Model, driven by a 53-yr (1948–2000) atmospheric forcing data set, was used to estimate the effects of land water storage on global mean sea level. Over the past half century, no significant trend was detected but there is a strong decadal variability in the land water storage, driven by precipitation and originating principally in the tropics. The land water contribution to sea level change over the past 50 yr appears highly anti-correlated with thermal expansion of the oceans. This result suggests that change in ocean heat content influences the global water cycle. It also shows that, at decadal time scale, there is partial compensation in sea level changes between thermal expansion and ocean water mass change due to changes in land water storage. **Citation:** Ngo-Duc, T., K. Laval, J. Polcher, A. Lombard, and A. Cazenave (2005), Effects of land water storage on global mean sea level over the past half century, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09704, doi:10.1029/2005GL022719.

1. Introduction

[2] Sea-level variation is an important consequence of climate change and involves many components of the climate system. In terms of global mean, interannual to decadal sea level change mainly results from thermal expansion of the oceans and water mass exchanged with other reservoirs (land water reservoirs, mountain glaciers and ice sheets). Tide gauge-based observations indicate that over the past 50 yr, the rate of global mean sea level rise was on the order of 1.8 mm/yr [Church et al., 2004; Holgate and Woodworth, 2004]. Recent estimates of the thermal expansion contribution based on global ocean temperature data for 1950–2000 give values around 0.4 mm/yr [Levitus et al., 2005; Lombard et al., 2005]. Mountain glaciers melting accounts for ~0.4 mm/yr sea level rise over the last 35 yr [Meier and Dyurgerov, 2002]. Most recent estimates of Greenland and Antarctica melting, mostly valid for the 1990s, provide another 0.5 mm/yr contribution [e.g., Thomas et al., 2004]. Summing all contributions indicates that climate-related factors explain ~1.3 mm/yr of the 1.8 mm/yr rate of sea level rise observed over the last few decades. Could the difference (~0.5 mm/yr) be explained by the land water contribution? The only study to date estimating the latter effect is that of Milly et al. [2003]; using the Land

Dynamics -LaD- land surface model (LSM), Milly et al. showed that only 0.12 mm/yr equivalent mean sea level could be attributed to the land water contribution over the last two decades, while a significant interannual signal was reported.

[3] In this study, we extend to the past half century (1948–2000) the estimate of the contribution of terrestrial waters to sea level change, using the ORCHIDEE (Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems) LSM developed at the Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France) for climate studies.

2. Short Description of the Model and the Numerical Experiment

[4] The ORCHIDEE model is used to estimate the time-varying storage of continental soil moisture and snow by solving water and energy-balance equations. A recent improvement of the model consisted of including a routing scheme, based on a simple linear cascade of reservoirs, as used for instance by Hagemann and Dümenil [1998]. At each time step, the runoff and drainage fluxes are temporarily stored in three reservoirs which have different residence time constants. The water is progressively routed to the oceans, following the main slopes of the topography and taking into account the tortuosity of the river channels. More detailed descriptions of the various components of ORCHIDEE can be found in work by de Rosnay and Polcher [1998], Verant et al. [2004] and Krinner et al. [2005].

[5] To run in a stand-alone mode, ORCHIDEE requires a high quality forcing data with sub diurnal sampling of precipitation, radiation and near-surface temperature, humidity, pressure and wind speed. Recently, Ngo-Duc et al. [2005], using the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis [Kistler et al., 2001] and constrained by Climate Research Unit (CRU) data [New et al., 2000] and the Surface Radiation Budget (SRB) data produced at the NASA Langley Research Center, have built such a near-global forcing data set, named NCC (NCEP/NCAR Corrected by CRU), for the last 53 yr (1948–2000). From the output of ORCHIDEE forced by NCC, we can study the interannual variability of surface conditions over the period of 1948–2000, as well as detect the trends. In this study, we focus on the contribution of simulated land water storage to sea level variations during the last 53 yr. Antarctica and Greenland are not taken into account in ORCHIDEE.

3. Results

3.1. Contribution of Land Water Storage to Sea Level Change Over the Last 50 Years

[6] For the past 50 yr, there is no significant trend but strong low frequency variability in the contribution of land

¹Laboratoire de Météorologie Dynamique, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

²Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, Toulouse, France.

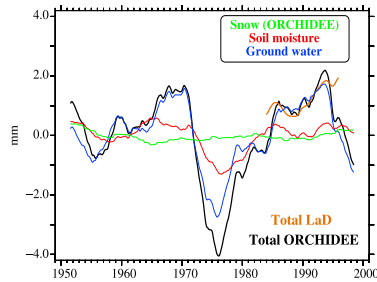


Figure 1. 5-yr moving average time series of water reservoirs changes expressed as equivalent global sea level anomalies for the past 50 yr. Red curve: soil moisture; green curve: snow pack; blue curve: groundwater; black curve: sum of the above components, which represents the land water storage variations simulated by the ORCHIDEE model. Brown curve: land water storage variations simulated by the LaD model.

water storage to sea level (Figure 1). A strong decrease in the beginning of 1970s was followed by a slow increase during the following 20 yr. The greatest variation is associated with the groundwater (the water in the river systems and in the aquifers simulated from runoff and drainage), followed by soil moisture. In the model, snow does not contribute significantly to this interannual variation. Figure 1 also shows the land water storage contribution from Milly *et al.* [2003] for the last two decades. Over their period of overlap (1981–1998), the LaD and ORCHIDEE models provide small positive sea level trends of 0.12 mm/yr and 0.08 mm/yr respectively. Both models display similar interannual/decadal variability except for 1993 when ORCHIDEE displays a downward trend, not seen in the LaD simulation.

[7] Figure 2 shows geographically averaged precipitation, evaporation and discharge to oceans of the ORCHIDEE run. Precipitation input to ORCHIDEE is provided by the NCC data set. The low frequency variability of land water storage is directly connected to precipitation variations. Under a decrease of precipitation, the land is generally dryer; hence more water is stored in the oceans. As expected, the discharge from the continents to the oceans varies in phase with the land precipitation. The simulated

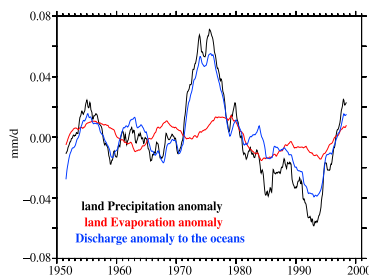


Figure 2. Anomaly time series (5-yr moving average) of land precipitation, land evaporation and discharge to the oceans for the past 50 yr.

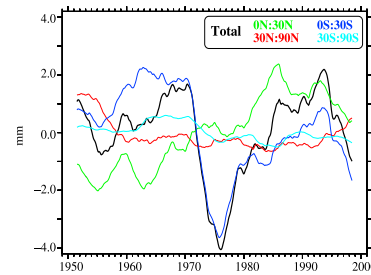


Figure 3. 5-yr moving average time series of changes in land water storage expressed as equivalent global sea level anomalies for the past 50 yr. Black curve: global mean; red curve: average from 30°N to 90°N; green curve: average from 0°N to 30°N; blue curve: average from 0°S to 30°S; cyan curve: average from 30°S to 90°S.

evaporation also shows low frequency variability, but not as strong as discharge.

[8] During the period of 1975–1993, the ORCHIDEE simulation shows an increase of 0.32 mm/yr for the total land water contribution. This strong increase appears to reflect natural long-term (20–25 yr periodicities) variability rather than systematic changes in hydrological condition.

3.2. Land Water Changes in the Tropical Zone

[9] Figure 3 presents equivalent sea level variations of land water storage, averaged over different latitudinal bands. The strong global change seen during the 1970s appears totally explained by changes occurring in the southern tropics (0°–30°S). Beyond 1980, large variations occur in the northern tropics (0°–30°N). The contribution of mid and high latitudes is small for both hemispheres. Over the northern tropics, there is an increasing trend of land water contribution to sea level, which means that the northern tropics lost water to the benefit of the oceans during the last 50 yr.

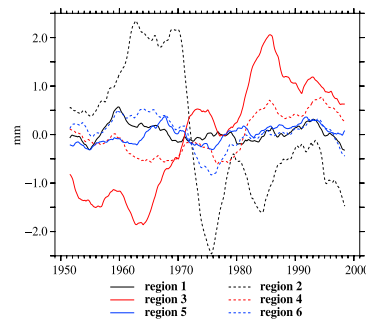


Figure 4. 5-yr moving average time series of changes in land water storage for the six studying regions, expressed as equivalent global sea level anomalies for the past 50 yr. Region 1: Central America, 0°–30°N, 125°W–25°W; region 2: South America, 0°–30°S, 125°W–25°W; region 3: north tropical Africa, 0°–30°N, 25°W–50°E; region 4: south tropical Africa: 0°–30°S, 25°W–50°E; region 5: India and southeast Asia, 0°–30°N, 50°E–125°E; and region 6: Indonesia and Australia, 0°–30°S, 50°E–125°E.

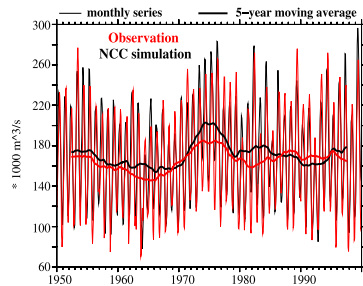


Figure 5. Discharge at the station Obidos, Amazon. Black curves: NCC simulation; red curves: observations of the HYBAM group.

[10] How can these large variations, that seem to occur preferentially over one hemisphere from the 1970s and to occur in two hemispheres during the 1980s, be understood? To investigate this, we analyzed land water storage change over six regions located in the tropics: Central America (region 1), South America (region 2), northern tropical Africa (region 3), southern tropical Africa (region 4), India and southeast Asia (region 5), Indonesia and Australia (region 6).

[11] Figure 4 shows land water storage variations over 1950–2000 for the six regions. We note that the largest variations arise from region 2 (South America) and region 3 (northern tropical Africa). In particular, the strong decrease of the early 1970s seen in Figure 3 is due to the Amazon basin. The river discharge computed by ORCHIDEE at Obidos (1.95°S , 55.51°W ; the closest station on the Amazon river to its mouth) is compared with the observations of the HYBAM (Hydrogeodynamique du Bassin Amazonien) group [Callède *et al.*, 2004] (Figure 5). We found a high correlation (0.9) between model predictions and observations over the past 50 yr. In particular the model predicts well the observed discharge increase in the early 1970s, an indication of a significant land water storage increase (hence a contribution to sea level decrease).

[12] Figure 4 also shows that the positive trend of the northern tropics (Figure 3) results mainly from the northern tropical Africa contribution. During the last 50 yr, this region lost water to the benefit of the oceans. This result agrees well with observations of Lake Chad's shrinking: formerly of about $24,000\text{ km}^2$ in the 1950–1960s, the area of Lake Chad has since varied between 2000 and $15,000\text{ km}^2$ depending on years and seasons [Lemoalle, 2004].

[13] Figure 4 indicates that the contributions to sea level of regions 2 and 3 are highly anti-correlated (-0.78) over the period of 1957–1993, suggesting a possible teleconnection mechanism between the two regions. This opposition in the hydrological budget between tropical Africa and South America has been recorded for the past millenniums [Marchant and Hooghiemstra, 2004]. Understanding this mechanism is interesting but would go beyond the scope of this paper.

3.3. Relations Between Land Water-Based and Thermosteric Sea Level Fluctuations at Decadal/Interdecadal Time Scales

[14] In Figure 6, we have superimposed the land water storage contribution estimated in the present study and the

thermosteric (i.e., due to thermal expansion) sea level curve for the past 50 yr. The thermosteric sea level was computed by Lombard *et al.* [2005] using two global ocean temperature data sets [Ishii *et al.*, 2003; Levitus *et al.*, 2005]. They cover the periods 1950–1998 and 1955–2003 respectively. The thermosteric effects inferred from the Ishii and Levitus data display similar interannual/decadal variability and thus only the one computed from the 0–500 m data of Levitus *et al.* is shown in Figure 6. Since there is no significant trend in the land water storage contribution (section 3.1), we have removed the trend in the thermosteric signal to make Figure 6 more readable.

[15] A clear negative correlation appears in Figure 6 between thermosteric sea level and the land water contribution, at decadal/interdecadal time scales. For the period of overlap, the correlation is -0.84 .

[16] As the thermosteric sea level closely follows the variations of the ocean heat content [e.g., Levitus *et al.*, 2005], increasing thermosteric sea level corresponds to ocean warming. Lombard *et al.* [2005] showed that temperature change in the upper ocean layers mostly contributes to thermosteric sea level change. We further checked that thermosteric decadal variability mainly arises from the tropical oceans (30°S to 30°N). The anti-correlation between thermosteric sea level and land water storage fluctuations may be explained by the following hypothesis: As ocean temperature rises, evaporation increases; hence more precipitation over the oceans and land occurs. An increase in precipitation will lead to more water stored on the continents, leading to a negative feedback on sea level. Warming of the oceans thus influences the water cycle, leading to increased storage of water on continents, which in turn partly compensates for the thermal expansion contribution to sea level change.

4. Conclusions

[17] This study has estimated the contribution of land water storage to sea level change over the past half century. We show that over the past half century the contribution of land water storage to sea level has no significant trend but displays strong decadal variability, mainly due to changes in hydrological basins of South America and northern tropical Africa. We also report a high negative correlation between the contribution of land water to sea level and thermal

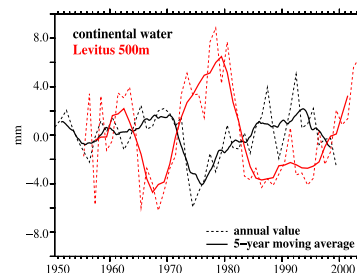


Figure 6. Time series of changes expressed as equivalent global sea level anomalies (mm) for the past 50 yr. Black curve: land water simulated by the ORCHIDEE LSM forced by the NCC forcing data; red curve: Levitus thermosteric down to 500 m.

expansion of the oceans, suggesting that change in ocean heat content has significant influence on the global hydrological cycle. This result somewhat contradicts the suggestions of Gregory *et al.* [2004] that decadal fluctuations in ocean heat content reported by recent analyses of global ocean temperature data sets are not real, but artifacts of the interpolation processes of raw hydrological data. Our result also indicates that at decadal time scales there is partial compensation between thermal expansion and land water contribution to sea level.

[18] In the absence of direct observational data at global scale, this study provides an interesting alternative of using an LSM driven by observation-based atmospheric forcing data to estimate the contribution of land water storage to sea level change over recent past decades.

[19] **Acknowledgments.** The authors wish to thank Bryan C. Weare and Alan Robock for helpful suggestions on improving the manuscript. They also thank C. Milly and an anonymous referee for helpful reviews.

References

- Callède, J., J. L. Guyot, J. Ronchail, Y. L'Hôte, H. Niel, and E. de Oliveira (2004), Evolution du débit de l'Amazone à Obidos de 1903 à 1999, *Hydrol. Sci. J.*, *49*(1), 85–97.
- Church, J. A., N. J. White, R. Coleman, K. Lambeck, and J. X. Mitrovica (2004), Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period, *J. Clim.*, *17*, 2609–2625.
- de Rosnay, P., and J. Polcher (1998), Modeling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *2*(2–3), 239–256.
- Gregory, J. M., H. T. Banks, P. A. Stott, J. A. Lowe, and M. D. Palmer (2004), Simulated and observed decadal variability in ocean heat content, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L15312, doi:10.1029/2004GL020258.
- Hagemann, S., and L. Dümenil (1998), A parametrization of the lateral waterflow on the global scale, *Clim. Dyn.*, *14*, 17–31.
- Holgate, S. J., and P. L. Woodworth (2004), Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L07305, doi:10.1029/2004GL019626.
- Ishii, M., K. Masahide, and K. Misako (2003), Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates, *Mon. Weather Rev.*, *131*(1), 51–73.
- Kistler, R., et al. (2001), The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *82*, 247–267.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I. C. Prentice (2005), A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cycles*, *19*, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199.
- Lemoalle, J. (2004), Lake Chad: A changing environment, in *Dying and Dead Seas: Climatic Versus Anthropogenic Causes*, NATO Sci. Ser., vol. 36, edited by J. C. J. Nihoul, P. O. Zavialov, and P. P. Micklin, pp. 321–329, Springer, New York.
- Levitus, S., J. I. Antonov, and T. P. Boyer (2005), Warming of the world ocean, 1955–2003, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
- Lombard, A., A. Cazenave, P. Y. L. Traou, and M. Ishii (2005), Contribution of thermal expansion to present-day sea level rise revisited, *Global Planet. Change*, in press.
- Marchant, R., and H. Hooghiemstra (2004), Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: A review, *Earth Sci. Rev.*, *66*, 217–260.
- Meier, M. F., and M. Dyurgerov (2002), How Alaska affects the world, *Science*, *297*, 350–351.
- Milly, P. C. D., A. Cazenave, and M. C. Gennero (2003), Contribution of climate-driven change in continental water storage to recent sea-level rise, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, *100*, 13,158–13,161.
- New, M., M. Hulme, and P. Jones (2000), Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of a 1901–90 mean monthly grids of terrestrial surface climate, *J. Clim.*, *13*, 2217–2238.
- Ngo-Duc, T., J. Polcher, and K. Laval (2005), A 53-year forcing data set for land surface models, *J. Geophys. Res.*, *110*, D06116, doi:10.1029/2004JD005434.
- Thomas, R., et al. (2004), Accelerated sea-level rise from West Antarctica, *Science*, *306*, 255–258.
- Verant, S., K. Laval, J. Polcher, and M. Castro (2004), Sensitivity of the continental hydrological cycle to the spatial resolution over the Iberian peninsula, *J. Hydrometeorol.*, *5*, 265–283.

A. Cazenave and A. Lombard, Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, 18 Avenue E. Belin, F-31401 Toulouse cedex 04, France.

K. Laval, T. Ngo-Duc, and J. Polcher, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Université Pierre et Marie Curie, BP99, 4 place Jussieu, F-75252 Paris cedex 05, France. (thanh.ngo-duc@lmd.jussieu.fr)

3.3.2 Estimation de la contribution des eaux continentales liées aux activités humaines.

Les changements de l'hydrologie continentale sont liés aux changements climatiques, mais également à l'utilisation d'eau pour les activités humaines. Par exemple, la rétention d'eau dans les barrages et réservoirs tend à faire baisser le niveau de la mer, tandis que le pompage des nappes phréatiques pour l'irrigation pourrait contribuer à son élévation. Ce facteur anthropique aux variations du niveau moyen de la mer est à l'heure actuelle totalement méconnu.

Outre la variabilité climatique naturelle, l'utilisation d'eau pour les activités humaines a également une influence sur les variations des stocks d'eaux continentales. Si ces effets anthropiques sont bien identifiés, ils demeurent pour l'instant très difficilement chiffrables.

Gornitz (2001) et Sahagian (2000) ont fait un inventaire exhaustif des différents processus anthropiques responsables de changements du stock d'eaux continentales, impliquant donc des variations du niveau marin.

Certaines activités humaines induisent une baisse du niveau de la mer. Ce sont :

– *La construction de réservoirs et de barrages :*

L'eau retenue ne s'écoule plus jusqu'à la mer, une partie s'évapore, une autre partie s'infiltré dans le sol, ce qui génère une baisse du niveau marin. Ainsi, la construction de grands barrages au cours du XX^{ème} siècle aurait masqué la hausse du niveau de la mer d'environ -0,5 mm/an (Chao, 1994 ; Sahagian et al., 1994). Cependant, le ralentissement de la construction de barrages aurait un effet contraire, c'est-à-dire positif sur la hausse du niveau de la mer.

– *L'irrigation :*

Une partie de l'eau des fleuves utilisée pour l'irrigation des champs — en particulier dans les zones arides — s'infiltré dans le sol, une autre part est rejetée dans l'atmosphère par évapotranspiration des plantes cultivées. L'eau ainsi utilisée pour l'irrigation ne s'écoule plus jusqu'à l'océan. Une augmentation de l'irrigation entraîne par conséquent une baisse du niveau marin.

D'autres activités humaines induisent une hausse du niveau de la mer. Ce sont :

– *La déforestation :*

La destruction des forêts, en particuliers les forêts tropicales, entraîne une baisse de l'évapotranspiration et de l'infiltration d'eau dans les sols, ce qui favorise l'écoulement de l'eau vers les océans. Ainsi une augmentation de la déforestation est responsable d'une hausse du niveau marin.

– *Le pompage des nappes phréatiques :*

L'extraction d'eau des nappes phréatiques par l'homme est faite à une vitesse telle que celles-ci n'ont pas le temps de se recharger complètement, en particulier dans les

régions arides et semi-arides. Ainsi une partie de l'eau pompée se retrouve finalement dans les océans, contribuant à la hausse du niveau de la mer.

Le bilan de ces effets anthropiques sur l'évolution du niveau de la mer est pour l'instant totalement méconnu. Même le signe de la contribution à la hausse du niveau de la mer due à l'utilisation d'eau pour les activités humaines reste à déterminer. Les estimations récentes proposent les chiffres suivants :

- -0.95 ± 0.5 mm/an (Gornitz, 2001)
- 0. mm/an (Sahagian, communication personnelle, 2005 et IPCC 2005)

Nous voyons qu'il peut s'agir d'une contribution mal connue mais d'importance majeure, car capable de contrecarrer la hausse du niveau de la mer due au réchauffement des océans.

3.4 Estimation de la contribution des glaciers continentaux et des calottes polaires.

Les modifications du bilan de masse des glaciers de montagne et des calottes polaires par fonte ou formation de glace constituent une troisième source d'échanges d'eau avec les océans. Notons que la fonte des glaces de mer (par exemple la banquise des régions du Pôle Nord) n'affecte pas le niveau de la mer, en raison du principe d'Archimède.

3.4.1 Les calottes polaires.

Les calottes polaires de l'Antarctique et, à un moindre degré, du Groenland représentent une contribution potentielle importante à la hausse du niveau de la mer dans le futur. En effet la fonte totale de ces calottes polaires entraînerait une élévation du niveau moyen de la mer de 60m (Lythe and Vaughan, 2001). Pour les années récentes, les variations de volume des calottes polaires ont été estimées à partir de mesures de l'élévation de la glace par altimétrie radar ou laser couplée à des mesures GPS (Krabill et al., 2005; Thomas et al., 2004; Joughin et al., 2004), ou bien en effectuant le bilan de masse de la calotte à partir de mesures in situ. Les différents termes du bilan de masse sont ainsi évalués : taux d'accumulation en surface, perte de masse par fonte en surface, par fonte au niveau du socle, flux d'ablation de la calotte en icebergs. Cependant, les données in situ sont rares, et les mesures altimétriques locales et ponctuelles.

Krabill et al. (2005) a analysé les résultats de campagnes de mesure par altimétrie laser sur le Groenland, et montré que la contribution de la fonte des glaces du Groenland à la hausse du niveau de la mer est passé de 0,13 mm/an entre 1993 et 1998, à 0,20 mm/an depuis 1997, en lien avec une augmentation de la vitesse des grands glaciers. Ainsi, on estime que la contribution du bilan de masse du Groenland à la hausse du niveau de la mer est comprise entre 0,1 et 0,2 mm/an pour les années récentes (1993-2003).

En ce qui concerne l'Antarctique, les estimations sont beaucoup plus incertaines, le signe même son bilan de masse étant encore méconnu.

D'après Rignot et al. (2004), la fonte récente de la Péninsule Antarctique génère une hausse du niveau de la mer de 0,07 mm/an. De même, l'analyse récente de mesures par altimétrie laser dans la région de la Mer d'Amundsen en Antarctique de l'Ouest a permis à Thomas et al. (2004) de montrer que la décharge importante des glaciers dans ce secteur suffisait à augmenter le niveau moyen de la mer de 0,24 mm/an. Parallèlement, les mesures de ERS-1 et 2 ont montré que l'épaisseur de glace avait augmenté en Antarctique de l'Est, laissant supposer un bilan de masse positif dans ces régions (Davis et al., 2005 ; Vaughan, 2005).

La contribution de la fonte de la calotte polaire Antarctique à la hausse du niveau moyen global de la mer est donc pour l'instant très incertaine, non significativement différente de 0.0 mm/an.

Le bilan de masse des calottes polaires implique donc une élévation du niveau de la mer de 0,1 à 0,2 mm/an pour les années récentes. Malheureusement nous manquons d'informations sur les incertitudes associées à ces différentes contributions de fonte des calottes polaires. De plus, l'information manque pour les décennies passées.

3.4.2 Les glaciers continentaux.

Les glaciers de montagne et les petites calottes de glace constituent également un réservoir d'eau qui peut contribuer à l'élévation du niveau de la mer. Ce sont des indicateurs sensibles des changements climatiques. La fonte intégrale des 150 000 glaciers et étendues de glace dans le monde impliquerait une hausse du niveau moyen des océans de 50 cm selon Meier and Bahr (1996), à 70 cm d'après l'étude récente de Dyurgerov and Meier (2005). Malheureusement, les mesures de terrain restent sous échantillonnées à cause du grand nombre et de l'inaccessibilité des glaciers. Les études à partir de photographies aériennes souffrent de leur couverture limitée. Un ensemble de données in situ (pour quelques glaciers seulement) ainsi que la modélisation de la sensibilité des glaciers à la température permettent d'estimer les bilans de masse des glaciers par région (par exemple la contribution des glaciers d'Alaska a été étudiée par Arendt et al., 2002). Récemment, E. Berthier (thèse, 2005) a montré l'apport important de l'imagerie satellitaire haute résolution (SPOT5 notamment) pour mesurer l'évolution dynamique et volumétrique des glaciers.

Les quelques données historiques de mesures directes du bilan de masse de certains glaciers ont été compilées, et sont distribuées par le World Glacier Monitoring Service (WGMS). A partir de ces données, des séries temporelles interannuelles du bilan de masse d'environ 300 glaciers ont été reconstituées pour les 50 dernières années (Cogley, 2005 ; Dyurgerov and Meier, 2005 ; Ohmura, 2004). Les bases de données ainsi constituées ont permis à ces auteurs d'estimer un bilan de masse global des glaciers dans le monde, en utilisant des techniques de pondération géographique (Dyurgerov and Meier, 2005 ; Ohmura, 2004), ou d'interpolation spatiale (Cogley, 2005).

Pour la période de 1967/68 à 1996/97, ils évaluent la contribution des glaciers de montagne et des petites calottes de glace (exceptées celles entourant le Groenland et l'Antarctique) à 0,28 mm/an (Cogley, 2005), 0,37 mm/an (Ohmura, 2004), et 0,43 mm/an (Dyurgerov and Meier, 2005). L'étude de Dyurgerov and Meier (2005) est plus complète puisque dans leur base de données, outre les mesures in situ directes de bilan de masse, ils

incorporent les mesures altimétriques récentes effectuées en Alaska (Arendt et al., 2002) et en Patagonie (Rignot et al., 2003). Pour la dernière décennie (1992/93 à 2002/2003), la perte de masse des glaciers de montagne et des petites calottes de glace est deux fois plus grande que pour la période de 1960/61 à 1997/98. D'après Dyurgerov and Meier (2005), la contribution récente des glaciers de montagne à la hausse du niveau de la mer atteint donc 0,88 mm/an.

Outre ces estimations globales, de nombreuses études ont estimé des bilans de masse de glaciers de montagne dans certaines régions.

Arendt et al. (2002) ont estimé la contribution à la hausse récente du niveau marin de la fonte des glaciers d'Alaska à $0,28 \pm 0,10$ mm/an, en s'appuyant sur des mesures effectuées depuis 1999 par altimétrie laser sur 27 glaciers d'Alaska. Ils montrent en outre que les glaciers d'Alaska ont fondu plus rapidement depuis 1999 qu'au cours des 50 dernières années ($0,14 \pm 0,05$ mm/an).

Rignot et al. (2003) ont montré que les calottes de glace de Patagonie ont perdu une masse équivalente à une hausse du niveau de la mer de $0,10 \pm 0,01$ mm/an entre 1995 et 2000, soit une contribution deux fois supérieure à celle des 50 dernières années ($0,05 \pm 0,01$ mm/an).

Abdalati et al. (2004) ont estimé que la fonte des calottes glaciaires du Canada contribue pour 0,07 mm/an à l'élévation du niveau marin.

Une étude récente par E. Bertier (thèse, 2005) de quelques glaciers alpins, islandais et himalayens, basée sur l'analyse d'images optiques de SPOT5, suggère une contribution de ces régions de l'ordre de 0,15 mm/an pour les 20 dernières années.

La synthèse proposée par l'IPCC (2005) propose que la contribution de la fonte des glaciers à la hausse du niveau moyen global de la mer atteint $0,43 \pm 0,06$ mm/an pour les décennies passées (début des années 1960 à fin des années 1990), et $0,88 \pm 0,13$ mm/an pour les années récentes (1993-2003).

3.4.3 Bilan.

Le bilan des contributions respectives des apports d'eau douce dus à la fonte des glaciers et des calottes polaires est résumé dans le tableau 3.1 :

RÉGION	CONTRIBUTION 1961-1998 (mm/an)	CONTRIBUTION 1993-2003 (mm/an)	SOURCE
GLACIERS			
Alaska	0,14	0,28	Arendt et al. (2002)
Patagonie	0,04	0,10	Rignot et al. (2003)
Canada	0,06	0,07	Abdalati et al. (2004)
Himalaya		0,10	Berthier (2005)
Asie	0,08	0,12	Dyurgerov and Meier (2005)
Arctic	0,10	0,22	Dyurgerov and Meier (2005)
Europe	0,00	0,02	Dyurgerov and Meier (2005)
Péninsule Antarctique	0,03	0,10	Rignot et al. (2005)
CALOTTES POLAIRES			
Antarctique Ouest		0,24	Thomas et al. (2004)
Antarctique Est		-0,12	Davis et al. (2005)
Antarctique	0,10 ± 0,15	0,0 ± 0,10	Modèles
Groenland	0,05 ± 0,08	0,15 ± 0,03	Krabill et al. (2005)
Total GLACIERS	0,43 ± 0,06	0,88 ± 0,13	IPCC(2005)
Total CALOTTES POLAIRES	0,15 ± 0,15	0,15 ± 0,10	IPCC(2005)
Total GLACES CONTINENTALES	0,58 ± 0,15	1,03 ± 0,15	

TAB. 3.1 – Contribution des glaces continentales (glaciers de montagne et calottes polaires) à la hausse du niveau de la mer.

3.5 Synthèse.

Le bilan des différentes contributions climatiques à la hausse du niveau de la mer au cours des 50 dernières années est résumé dans le tableau 3.2. Les termes du bilan dont on a montré que leur contribution était négligeable (expansion halostérique, vapeur d'eau atmosphérique, eaux continentales : variabilité naturelle et anthropique), sont volontairement omis.

FACTEUR	CONTRIBUTION (MM/AN)
1. Expansion thermique (0-3000m)	$0,40 \pm 0,10$
2. Fonte des glaciers	$0,43 \pm 0,06$
3. Fonte du Groenland	$0,05 \pm 0,08$
4. Fonte de l'Antarctique	$0,10 \pm 0,15$
Total Contributions climatiques (1+2+3+4)	$1,0 \pm 0,3$
Observations Marégraphes	$1,8 \pm 0,3$

TAB. 3.2 – Bilan des différentes contributions climatiques à la hausse du niveau de la mer au cours des 50 dernières années.

Pour les 50 dernières années, la somme des différentes contributions climatiques à la hausse du niveau de la mer est comprise entre 0,7 et 1,3 mm/an. Au cours de la même période, les observations marégraphiques ont enregistré une élévation du niveau marin de $1,8 \pm 0,3$ mm/an. Ainsi, la somme des contributions climatiques identifiées n'explique qu'environ 55% de la hausse du niveau de la mer, et une part d'environ $0,8 \pm 0,3$ mm/an reste inexplicée.

Le bilan pour la dernière décennie (1993-2003) est résumé dans le tableau 3.3.

FACTEUR	CONTRIBUTION (MM/AN)
1. Expansion thermique (0-700m)	$1,50 \pm 0,3$
2. Fonte des glaciers	$0,88 \pm 0,13$
3. Fonte du Groenland	$0,15 \pm 0,03$
4. Fonte de l'Antarctique	$0,00 \pm 0,10$
Total Contributions climatiques (1+2+3+4)	$2,6 \pm 0,4$
Observations Topex/Poseidon	$3,1 \pm 0,4$

TAB. 3.3 – Bilan des différentes contributions climatiques à la hausse du niveau de la mer au cours de la dernière décennie.

Pour la dernière décennie, la somme des différentes contributions climatiques à la hausse du niveau de la mer est comprise entre 2,2 et 2,9 mm/an, expliquant une large partie (85%) de la hausse du niveau de la mer observée par Topex/Poseidon, de $3,1 \pm 0,4$ mm/an. Cependant, environ $0,5 \pm 0,4$ mm/an de hausse du niveau de la mer ne sont pas expliqués par le bilan des contributions climatiques à la hausse du niveau de la mer.

Quelle que soit la période considérée (les derniers 50 ans, ou la dernière décennie), le bilan de hausse du niveau de la mer demeure ouvert. Entre 0,1 et 1,1 mm/an de hausse du niveau de la mer ne sont pas expliqués par le bilan des contributions climatiques connues. Cette part pourrait être due à l'utilisation d'eau pour les activités humaines, qui est potentiellement importante mais pour l'instant trop incertaine.

3.6 Perspectives : Apport de la mission gravimétrique GRACE

Mise en orbite en mars 2002, la mission spatiale GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) est dédiée à la cartographie globale à haute résolution (200-300 km) des variations spatio-temporelles du géoïde (équipotentielle du champ de gravité terrestre), avec des applications importantes pour l'hydrologie continentale, l'océanographie et le niveau de la mer (Tapley et al., 2004a,b; Schmidt et al., 2005).

Cette mission consiste en deux véhicules spatiaux identiques, en poursuite à une distance d'environ 200km, sur une orbite d'altitude 400-500km et d'inclinaison 89° , afin de bien couvrir les régions polaires. C'est la mesure des variations de vitesse entre ces deux véhicules par un système optique en bande K embarqué, associé à un système de positionnement précis des véhicules par GPS, ainsi qu'à un accéléromètre trois axes mesurant les forces non conservatives à retirer du signal, qui permet d'extraire la composante gravitationnelle.

Cette mission permet donc, pour la première fois, de mesurer les variations spatio-temporelles du champ de gravité à l'échelle planétaire et sur des échelles temporelles allant du mois à la décennie, ceci avec une précision jamais atteinte auparavant (quelques mm sur la hauteur du géoïde). Ces variations du champ de gravité terrestre sont associées aux redistributions des masses d'eau dans l'océan, sur les continents, et dans l'atmosphère. A une époque donnée, les observations réalisées par GRACE représentent la somme, intégrée suivant la verticale, des effets de toutes les variations de masse dans la Terre solide et des redistributions fluides au sein des enveloppes de surface.

Les géoïdes mensuels issus des observations de GRACE sont calculés et fournis par le GeoForschungsZentrum (GFZ) en Allemagne, et par le Center of Space Research (CSR) aux Etats-Unis. Ces géoïdes se présentent sous forme d'un ensemble de coefficients harmoniques représentant le champ de gravité terrestre pour chaque mois, jusqu'aux degrés 100-120 correspondant à une résolution spatiale d'environ 300km. Cependant, la présence de bruit de mesure dans les géoïdes GRACE pour les degrés supérieurs à 10-15 (résolution spatiale 2000km) est un facteur limitant pour les études régionales.

Les données de GRACE présentent des intérêts multiples pour l'étude des variations du niveau de la mer :

- Il est désormais possible de quantifier *l'évolution spatio-temporelle des stocks d'eau sur les continents*, et par conséquent d'estimer l'impact des eaux continentales sur le niveau de la mer grâce à ces observations. Jusqu'ici, l'estimation de la contribution des eaux continentales à la hausse du niveau de la mer n'était rendue possible que par l'utilisation des sorties de modèles hydrologiques de surface (LaD, ORCHIDEE), les données d'observations in situ étant trop rares. En outre, seule la part due à la variabilité naturelle du bilan hydrologique était modélisée, les effets anthropiques demeurant totalement méconnus. Grâce à GRACE, nous avons accès à la somme des effets naturels et anthropiques agissant sur les variations du stock d'eaux continentales.

Ramillien et al. (2004, 2005) ont développé une méthode d'inversion des géoïdes GRACE afin de pouvoir séparer les contributions des principaux réservoirs fluides de surface que sont : l'atmosphère, les océans, et les eaux continentales. Cette méthode de séparation a été appliquée au calcul des séries temporelles de cartes globales mensuelles des variations du stock d'eaux continentales (eaux de surface + humidité du sol + eaux souterraines + couverture neigeuse aux hautes latitudes), avec une résolution spatiale de 600 km (degré 30) s'affranchissant ainsi d'une partie du bruit contenu dans les géoïdes bruts. Les résultats de cette méthode ont révélé des variations saisonnières régionalement importantes (200-300mm) dans les grands bassins fluviaux comme le bassin de l'Amazonie ou le bassin du Congo, en accord avec les simulations du modèle ORCHIDEE (Ngo-Duc et al. 2005c).

Globalement, nous avons estimé la contribution de l'évolution du stock d'eaux continentales à la variation du niveau moyen de la mer entre 2002 et 2004, à partir des solutions mensuelles calculées par Ramillien et al. (2005). Pour cela, nous avons auparavant retiré les cycles saisonniers (annuel et semi-annuel) de la série temporelle mensuelle du stock d'eaux continentales. La variation du niveau de la mer due aux apports d'eaux continentales entre mai 2002 et juillet 2004 obtenue atteint $+ 0,6 \pm 0,6$ mm/an. Cette tendance n'est pas significative. Il faut attendre de disposer d'une série temporelle plus longue pour pouvoir conclure sur la contribution des eaux continentales à la hausse récente du niveau de la mer.

- On pourra également effectuer un *bilan de masse des calottes polaires*, et étudier l'impact de la fonte des calottes polaires sur le niveau des océans. Une des difficultés majeures de cette étude réside dans la prise en compte et la correction de l'effet du rebond post-glaciaire qui devrait contaminer une partie du signal observé par GRACE.

L'analyse des géoïdes bruts mensuels GRACE fournis par le CSR et le GFZ, à la résolution spatiale d'environ 2000km (degrés 10-15), montre d'ores et déjà une perte de masse importante au niveau des calottes polaires Antarctique et Groenland entre 2002 et 2004. (Fig. 3.4)

En particulier, une forte perte de masse est observée par GRACE dans la région de la Mer d'Amundsen en Antarctique de l'Ouest (localement perte de l'équivalent de 7 cm d'eau/an). Or c'est dans cette région que Thomas et al. (2004) observent une décharge très importante des glaciers dans l'océan au cours de la dernière décennie, pouvant générer selon lui une hausse du niveau moyen de la mer de 0,24 mm/an.

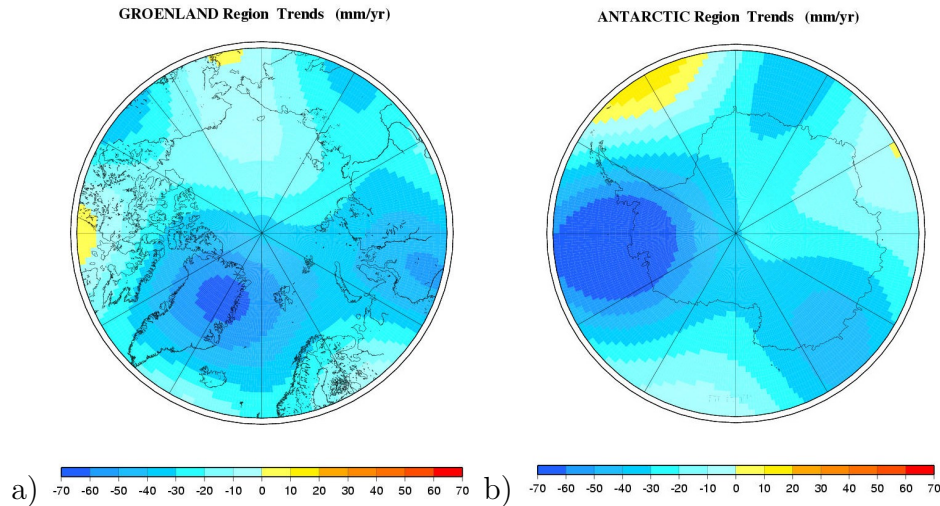


FIG. 3.4 – Variations de masse (en équivalent niveau de la mer) des calottes polaires : a) Groenland, et b) Antarctique, mesurées par GRACE entre 2002 et 2004.

Ces observations de GRACE sont donc prometteuses. L'utilisation combinée des observations GRACE sur une plus longue période, et des modèles de rebond post-glaciaire, nous permettront de déterminer la contribution de la fonte des calottes polaires à la hausse du niveau de la mer.

- L'analyse des *observations de GRACE sur les océans* doit nous permettre d'observer les redistributions de masses d'eaux dans les océans, et ainsi de fournir une estimation directe de la contribution des apports de masse d'eau douce à la hausse du niveau de l'océan global.

Chambers et al. (2004) ont montré que GRACE observe correctement le cycle saisonnier de masse de l'océan global, en le comparant avec la variation saisonnière du niveau de la mer observé par T/P corrigé de la contribution stérique (moyennes climatologiques sur une longue période), qui correspond théoriquement à la même grandeur. Ils estiment qu'il devrait être possible d'observer la contribution des variations à long terme de la masse de l'océan avec une précision similaire, dès lors qu'on disposera d'une série temporelle plus longue et qu'on aura corrigé l'effet du rebond post-glaciaire sur l'évolution long terme du niveau de la mer.

De plus, en combinant les observations de GRACE sur les océans (composante de masse d'eau seulement) avec les observations altimétriques du niveau de la mer (composante de masse d'eau + effets stériques), nous pouvons estimer de manière indirecte la contribution stérique aux variations du niveau de la mer, et la comparer à celle que nous estimons actuellement à partir des bases de données globales de température (et salinité) de l'océan.

Dans une étude récente — papier Garcia et al., 2005 soumis à GRL —, nous avons appliqué une telle méthode afin d'estimer les variations annuelles du niveau stérique moyen de l'océan global sur une période de plus de deux ans (mars 2002 à juillet 2004). L'article correspondant est inséré en annexe D.

Dans un premier temps, nous discutons les corrections à appliquer aux données de GRACE sur les océans. En particulier, nous montrons que pour extraire le signal

océanique des variations de masse d'eau dans les observations de GRACE sur les océans, il est nécessaire de corriger l'effet des variations annuelles de la pression moyenne au dessus des océans. Ces corrections une fois appliquées, nous vérifions que les observations de GRACE correspondent bien au signal océanique résultant des échanges de masse d'eau entre l'océan et les autres réservoirs (atmosphère, eaux continentales, cryosphère). Pour cela, nous comparons les variations annuelles de la composante massique du niveau moyen global de la mer déduites des observations de GRACE, avec la même grandeur estimée indépendamment en faisant la différence, en moyenne globale, entre les mesures altimétriques de T/P du niveau de la mer et l'expansion thermique des océans (Fig. 3.5).

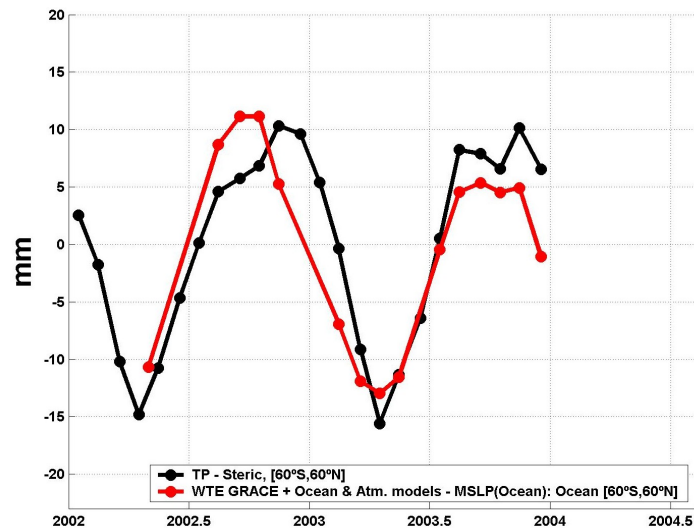


FIG. 3.5 – Variations annuelles de la composante massique du niveau moyen global de la mer déduites des observations de GRACE (en rouge), et des observations altimétriques de Topex/Poseidon auxquelles on a retiré l'expansion thermique des océans avec les données de Ishii et al. (2005) (en noir).

Nous trouvons un très bon accord entre ces deux estimations indépendantes, et validons ainsi les observations de GRACE de la composante massique des variations annuelles du niveau moyen global de l'océan.

Dans la deuxième partie de l'étude, nous proposons une estimation de la composante stérique des variations annuelles du niveau moyen global de la mer sur la période des observations GRACE, en faisant la différence entre le niveau moyen de la mer issu des données T/P et celui issu des données GRACE, les corrections appropriées étant appliquées aux deux types de données. Nous la comparons à l'estimation indépendante de l'expansion thermique des océans déduite des données de température de l'océan fournies par Ishii et al. (2005), entre mars 2002 et décembre 2003 (Fig. 3.6).

Nous trouvons un bon accord entre les deux estimations des variations saisonnières, avec cependant des différences importantes pour les mois de novembre 2002 et de

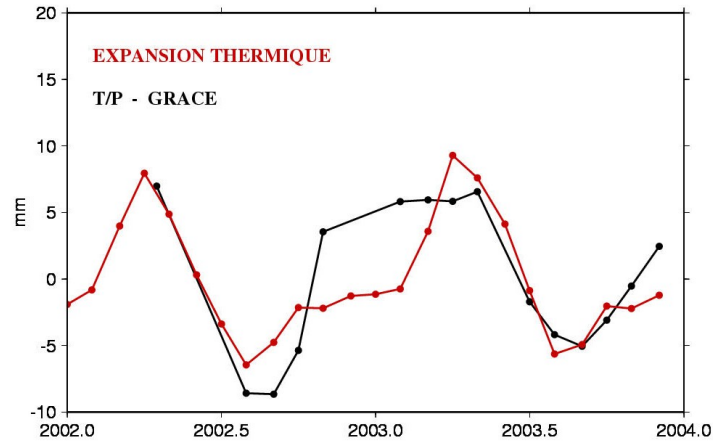


FIG. 3.6 – Variations annuelles de la composante stérique du niveau moyen global de la mer déduites des observations altimétriques de Topex/Poseidon auxquelles on a retiré la composante massique estimée avec les données GRACE (en noir), et des données de température de l’océan fournies par Ishii et al. (2005) (en rouge).

février 2003. Les causes de ces différences peuvent être multiples, elles feront l’objet d’une analyse ultérieure.

Cette étude est limitée à une période courte d’environ 2 ans, ainsi nous ne pouvons pour l’instant estimer que les variations saisonnières de la contribution stérique au niveau de la mer en utilisant cette méthode de combinaison des données altimétriques T/P et gravimétriques GRACE. Dès que nous disposerons de séries temporelles de données gravimétriques et altimétriques plus longues, il nous sera alors possible d’estimer de même les variations interannuelles de l’expansion stérique des océans.

Conclusion et perspectives

Une conséquence importante du changement climatique prévu pour les prochaines décennies est l'élévation du niveau des océans. Des estimations théoriques sont régulièrement proposées par les climatologues, sur la base de différents scénarii d'élévation de la température moyenne du globe en réponse à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre. Les modèles climatiques prédisent que vers 2100 le niveau de la mer se sera élevé de 10 à 80 cm en moyenne globale au dessus du niveau actuel, avec une valeur médiane de 40 cm. Ces projections indiquent que la dilatation thermique des océans liée au réchauffement de l'eau de mer sera l'effet dominant, suivi par la fonte des glaciers continentaux. Les modèles prédisent aussi une importante variabilité régionale de la hausse du niveau de la mer.

Cependant l'incertitude des modèles est encore très grande (± 30 cm pour la moyenne globale et de très grands désaccords pour la variabilité régionale — voir le rapport de l'IPCC, 2001). Une part de cette incertitude provient de l'incertitude liée aux différents scénarii de réchauffement des prochaines décennies. Mais, l'incertitude résulte aussi de l'incapacité actuelle des modèles climatiques à modéliser de façon réaliste les divers facteurs responsables de la hausse du niveau de la mer (réchauffement de l'océan, fontes des calottes polaires, échanges d'eau avec les réservoirs continentaux). De plus, ces modèles sont actuellement incapables de reproduire la variabilité décennale du niveau de la mer des dernières décennies, donc de correctement prédire cette variabilité décennale pour les prochaines décennies. Or au cours de cette thèse, nous avons mis en évidence l'importante variabilité décennale, tant spatiale que temporelle, de l'expansion thermique des océans, en lien avec les fluctuations naturelles du système climatique. Un autre résultat très important de cette thèse montre que la variabilité décennale du contenu thermique de l'océan est fortement corrélée au cycle de l'eau continentale des 50 dernières années, ce qui suggère que ces oscillations sont bien réelles car observées à partir de données de nature totalement différente.

Par ailleurs, nous avons proposé une nouvelle synthèse des différentes contributions des facteurs climatiques à l'élévation actuelle du niveau de la mer, pour les 50 dernières années et pour la dernière décennie. Nous avons montré qu'au cours des 50 dernières années, l'expansion thermique ne contribue qu'à la hauteur de 25% aux 1,8 millimètres par an de hausse séculaire du niveau marin observés par les marégraphes, tandis que la fonte des glaciers et calottes polaires expliquent environ 35% de cette hausse. Pour la dernière décennie, la situation est différente : l'élévation du niveau de la mer mesurée par Topex/Poseidon depuis 1993 avoisine 3 millimètres par an, dont la moitié sont d'origine thermique, et environ 35% dus aux échanges d'eaux avec les continents. Ainsi, le bilan des nouvelles observations nous permet d'expliquer en partie la hausse observée du niveau de

la mer mais d'importantes incertitudes demeurent encore sur les contributions respectives des facteurs climatiques.

L'ensemble de ces résultats apparaîtront dans le 4ème rapport de l'IPCC à paraître en 2007.

D'autre part, ces résultats ont soulevé plus de nouvelles questions qu'ils n'en ont résolu : Assiste-t-on à une accélération de l'élévation du niveau moyen cette dernière décennie, ou bien est-ce le reflet d'une oscillation décennale ? Quel est précisément l'impact de l'utilisation d'eau pour les activités humaines sur le niveau de la mer ? En plus de l'expansion thermique, quelles sont les autres causes de la variabilité régionale des vitesses de variations du niveau de la mer ? Peut-on comprendre l'influence des fluctuations décennales sur le niveau de la mer, et notamment le lien entre le réchauffement des océans et l'hydrologie continentale ?

Il nous faut désormais approfondir notre connaissance des causes climatiques à l'origine de la hausse du niveau de la mer.

Nous nous efforcerons tout d'abord de quantifier de façon précise les parts respectives de l'expansion thermique et des apports d'eau douce à l'océan en utilisant de façon combinée différents types de données : les données globales de température et de salinité du projet international ARGO pour estimer l'expansion thermique et la contribution halostérique ; les données de la mission spatiale GRACE pour quantifier l'évolution spatio-temporelle des stocks d'eau sur les continents et les bilans de masse des calottes polaires ; les observations altimétriques du niveau de la mer de Topex/Poseidon, Jason-1 et ENVISAT qui donnent accès à la somme des effets stériques et des apports d'eau douce à l'océan utilisées en synergie avec les observations de GRACE (qui renseignent sur les apports d'eau douce à l'océan seulement) sur l'océan permettant une mesure indirecte des effets stériques.

Un autre volet de l'étude sera d'approfondir les processus physiques à l'origine des oscillations décennales du contenu thermique de l'océan et leur lien avec le cycle de l'eau continentale. Etudier l'influence de cette variabilité décennale sur le niveau de la mer est de toute première importance pour séparer les effets à long terme du réchauffement climatique d'origine anthropique et la variabilité naturelle du système climatique.

Enfin, un autre objectif de ces recherches sera une meilleure compréhension via la modélisation, des processus causant les variations géographiques des vitesses de variations du niveau de la mer.

L'ensemble de ces recherches devrait permettre de façon ultime d'améliorer les modèles climatiques de prédiction du niveau de la mer pour les prochaines décennies.

Bibliographie

ACHUTARAO, K.M., P.J. Gleckler, B.D. Santer, K.E. Taylor, D. Pierce, and T.P. Barnett, **2005**. Variability of ocean heat uptake : reconciling observations and models. *Journal of Geophysical Research*, submitted.

AHRENDT, A.A., K.A. Echelmeyer, W.D. Harrison, C.S. Lingle, and V.B. Valentine, **2002**. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level, *Science*, 297, 382-386.

ANTONOV, J.I., S. Levitus, and T. Boyer, **2002**. Steric sea level variations during 1957-1994 : Importance of salinity, *J. Geophys. Res.*, 107, 8013, doi :10.1029/2001JC000964.

ANTONOV, J.I., S. Levitus, and T.P. Boyer, **2005**. Steric variability of the world ocean, 1955-2003, *Geophysical Research Letters*, 32(12), L12602, doi :10.1029/2005GL023112.

BARNETT, T.P., D.W. Pierce, and R. Schnur, **2001**. Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans, *Science*, 292, 270-274.

BARNETT, T.P., D.W. Pierce, K. M. AchutaRao, P.J. Gleckler, B.D. Santer, J.M. Gregory, W.M. Washington, **2005**. Penetration of human-induced warming into the world's oceans, *Scienceexpress*, 10.1126/science.1112418.

BOYER, T.P., S. Levitus, J.I. Antonov, R.A. Locarnini, and H.E. Garcia, **2005**. Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955-1998, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01604, doi :10.1029/2004GL021791.

BOYER, T.P., M.E. Conkright, J.I. Antonov, O.K. Baranova, H. Garcia, R. Gelfeld, D. Johnson, R. Locarnini, P. Murphy, T.O. Brien, I. Smolyar, and C. Stephens, **2001**. *World Ocean Database 2001, Volume 2 : Temporal Distribution of Bathythermograph Profiles*, NOAA Atlas NESDIS 43. 119 pp., CD-ROMs, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.

BRETHERTON, F. P., R. E. Davis, and C. B. Fandry, **1976**. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73, *Deep-Sea Res.*, 23, 559-582.

CABANES, C., A. Cazenave, and C. LeProvost, **2001a**. Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations, *Science*, 294, 840-842.

CABANES, C., A. Cazenave, and C. LeProvost, **2001b**. Sea level change from TOPEX/Poseidon altimetry for 1993-1999 and possible warming of the southern oceans, *Geophys. Res. Lett.*, 28(1), 9-12.

CARRÈRE, L. and F. Lyard, **2003**. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing, Comparisons with observations, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 6, 1275.

CABANES, C., **2003**. Les variations du niveau moyen global et régional de la mer par altimétrie satellitale et marégraphie, analyse et interprétation physique, Thèse de doctorat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse III, Toulouse, France.

CARTON, J.A., B.S. Giese, and S.A. Grodsky, **2005**. Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis, *J. Geophys. Res.*, 110, C09006, doi :10.1029/2004JC002817.

CARTON, J.A., and B.S. Giese, **2005**. SODA : A Reanalysis of Ocean Climate, *J. Geophys. Res.*, submitted.

CAZENAVE, A., K. Dominh, M.C. Gennero, and B. Ferret, **1998**. Global mean sea level changes observed by Topex/Poseidon and ERS-1, *Physics and Chem. Earth*, 23, 1069-1075.

CAZENAVE, A., F. Rémy, K. Dominh, and H. Douville, **2000**. Global ocean mass variation, continental hydrology and the mass balance of Antarctica ice sheet at seasonal time scale, *Geophys. Res. Letters*, 27, 3755-3758.

CAZENAVE, A., and R.S. Nerem, **2004**. Present-day sea level change : Observations and causes, *Rev. Geophys.*, 42, RG3001, doi :1029/2003RG000139.

CHAMBERS, D.P., S.A. Hayes, J.C. Ries, and T.J. Urban, **2003**. New Topex sea state bias models and their effect on global mean sea level, *J. Geophys. Res.*, 108(C10), 3305, doi :10.1029/2003JC001839.

CHAMBERS, D. P., J. Wahr, and R. S. Nerem, **2004**. Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13310, doi :10.1029/2004GL020461.

CHAPPELL, J., A. Omura, T. Esat, M. McCulloch, J. Pandelfi, Y. Ota, and B. Pillans, **1996**. Reconciliation of Late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records, *Earth Planet. Sci. Letter*, 141, 227-236.

CHAPPELL, J., **1982**. Evidence for smoothly falling sea level relative to north Queensland, Australia, during the past 6000 years, *Nature*, 302, 406-408.

CHEN, J.L., C.R. Wilson, D.P. Chambers, R.S. Nerem, and B. Tapley, **1998**. Seasonal global water mass budget and mean sea level variations, *Geophys. Res. Letters*, 25, 3555-3558.

CHURCH, J.A., J.M. Gregory, P. Huybrecht, M. Kuhn, K. Lambeck, M.T. Nhuan, D. Qin, and P.L. Woodworth, **2001**. Changes in sea level, in *Climate Change 2001 : The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by J.T. Houghton et al., 639-693, Cambridge Univ. Press, New York.

CHURCH, J.A., N.J. White, R. Coleman, K. Lambeck, and J.X. Mitrovica, **2004**. Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period, *J. Clim.*, 17, 2609-2625.

CHURCH, J.A., and N.J. White, **2005**. A 20th century acceleration in global sea-level rise, submitted to *Geophys. Res. Lett.*.

CONKRIGHT, M. E., J. I. Antonov, O. Baranova, T. P. Boyer, H. E. Garcia, R. Gelfeld, D. Johnson, R. A. Locarnini, P. P. Murphy, T. D. O'Brien, I. Smolyar, C. Stephens, **2002**. NOAA Atlas NESDIS 42, *WORLD OCEAN DATABASE 2001 Volume 1 : Introduction*, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 160pp.

DAY, J.W., and P.H. Templet, **1989**. Consequences of sea-level rise : Implications for the Mississippi Delta, *Coastal Management*, 17, 2411-257.

DELMOTTE, M., J. Chappellaz, E. Brook, P. Yiou, J.-M. Barnola, C. Goujon, D. Raynaud, and V.I. Lipenkov, **2004**. Atmospheric methane during the last four glacial-interglacial cycles : rapid changes and their link with Antarctic temperature, *Journal of Geophysical Research*, 109(D12104), doi :10.1029/2003JD004417.

DÖLL, P., F. Kaspar, B. Lehner, **2003**. A global hydrological model for deriving water availability indicators : model tuning and validation, *J. Hydrology*, 270, 105-134.

DOUGLAS, B.C., **2001**. Sea level change in the era of the recording tide gauge, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, edited by B.C. Douglas, M.S. Kearney, and S.P. Leatherman, 37-64, Academic, San Diego, Calif..

DOUGLAS, B.C. and W.R. Peltier, **2002**. The puzzle of global sea-level rise, *Phys. Today*, 55, 35-40.

DOWNS, L.L., R.J. Nicholls, S.P. Leatherman and J. Hautzenroder, **1994**. Historic evolution of a marsh island : Bloodworth Island, Maryland, *Journal of Coastal Research*, Vol. 10, 1031-1044.

DYURGEROV, M. and Meier, M.F., **2005**. *Glaciers and Changing Earth System : a 2004 snapshot*, INSTAAR, Boulder.

EMILIANI, C., **1955**. Pleistocene temperatures, *J. Geolog.*, 63, 538-578.

EPICA COMMUNITY MEMBERS, **2004**. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, 429, doi :10.1038/nature02599.

GILL, A.E., **1982**. In *Atmosphere-Ocean Dynamics*, 662pp., Academic Press, San Diego, Calif..

GORNITZ, V., **2001**. Impoundment, groundwater mining, and other hydrologic transformations : Impacts on global sea level rise, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, edited by B.C. Douglas, M.S. Kearney, and S.P. Leatherman, 37-64, Academic, San Diego, Calif..

GREGORY, J.M., J.A. Church, G.J. Boer, K.W. Dixon, G.M. Flato, D. R. Jackett, J. A. Lowe, S. P. O'Farrell, E. Roeckner, G.L. Russell, R. J. Stouffer, M. Wintern, **2001**. Comparison of results from several AOGCMs for global and regional sea level change 1900-2100, *Clim. Dynam.*, 18, 225-240.

GREGORY, J. M., H. T. Banks, P. A. Stott, J. A. Lowe, and M. D. Palmer, **2004**. Simulated and observed decadal variability in ocean heat content, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L15312, doi :10.1029/2004GL020258.

GUINEHUT, S., **2002**. Vers une utilisation combinée des données altimétriques et des mesures des flotteurs profilants. Thèse de doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse.

GUINEHUT, S., P.Y. Le Traon, G. Larnicol and S. Philipps, **2004**. Combining Argo and remote-sensing data to estimate the ocean three-dimensional temperature fields - a first approach based on simulated observations. *J. Mar. Sys.*, 46, 85-98.

HANAWA, K., P. Raul, R. Bailey, A. Sy, M. Szabados, **1995**. A new depth-time equation for Sippican or TSK T-7, T-6, and T-4 expendable bathy thermographs (XBTs), *Deep-Sea Research Part I*, 42, 1423-1451.

HOLGATE, S.J., and P.L. Woodworth, **2004**. Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07305, doi :10.1029/2004GL019626.

IPCC, 2001 : Church, J. et al., **2001**. Changes in sea level, in *Climate Change 2001, The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by J.T. Houghton et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge.

ISHII, M., M. Kimoto, M. Kachi, **2003**. Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates, *Monthly Weather Review*, 131, 51-73.

ISHII, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S.I. Iwasaki, **2005**. Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates - Revised, submitted to *Monthly Weather Review*.

ISHII, M., A. Shoji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, **2005**. Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and marine meteorological variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection, *Int. J. Climatol.*, 25, 865-879.

JOUGHIN, I., W. Abdalati, and M. Fahnestock, **2004**. Large fluctuations in speed on Greenland's Jacobshavn Isbrae glacier, *Nature*, 432, 606-610.

JOUZEL, J., et al., **1996**. Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records, *Clim. Dynam.*, 12, 513-521.

KAPLAN, A., Y. Kushnir, and M.A. Cane, **2000**. Reduced space optimal interpolation of historical marine sea level pressure, *J. Climate*, 13, 2987-3002.

KISTLER, R., et al., **2001**. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis : Monthly means CD-Rom and documentation, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 247-267.

KRABILL, W., E. Hanna, P. Huybrechts, W. Abdalati, J. Cappelen, B. Csatho, E. Frederick, S. Manizade, C. Martin, J. Sonntag, R. Swift, R. Thomas and J. Yungel, **2005**. Greenland Ice Sheet : increased coastal thinning, *Geophys. Res. Lett.*, in press.

LAMBECK, K., **2002**. Sea level change from mid-Holocene to recent times : An Australian example with global implications, *Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth*, J.X. Mitrovica and B.L.A. Vermeersen, Eds., *Geodynamics Series*, Vol. 29, 33-50.

LAMBECK, K., and E. Bard, **2000**. Sea level change along the French Mediterranean coast since the time of the last Glacial Maximum, *Earth Planetary Science Letters*, 175, 203-222

LAMBECK, K., F. Antonioli, A. Purcell, and S. Silenzi, **2004**. Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr, *Quaternary Science Reviews*, 23(14-15), p. 1567-1598.

LETELLIER, T., Lyard F. Le Provost C., **2005**. Reducing the dispersion of Topex/Poseidon tidal analyses with an improved model of the high-frequency atmospheric ocean response, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, submitted.

LEFEVRE, F., F. Lyard, C. Le Provost and E.J.O Schrama, **2002**. FES99 : A Global Tide Finite Element Solution assimilating Tide Gauge and Altimetric Information, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 1345-1356.

LEULIETTE, E., R.S. Nerem, and G.T. Mitchum, **2004**. Calibration of Topex/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change, *Mar. Geod.*, 27(I), doi :10.1080/01490410490465193.

LEVERMANN, A., A. Griesel, M. Hofmann, M. Montoya, and M. Rahmstorf, **2005**. Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation, *Climate Dynamics*, 24, 347-354, doi :10.1007/s00382-004-0505-y.

LEVITUS, S., **1982**. Climatological Atlas of the World Ocean, NOAA Prof. Paper No. 13 , US Government Printing Office, Washington DC, 17 fiches, 173 pp.

LEVITUS, S., T. Boyer, **1994**. World Ocean Atlas 1994, Vol. 4 : Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 117 pp.

LEVITUS, S., T. Boyer, J. Antonov, **1994**. World Ocean Atlas 1994, Vol. 5 : Interannual variability of upper ocean thermal structure. NOAA Atlas NESDIS 5. U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 176 pp.

LEVITUS, S., T.P. Boyer, M.E. Conkright, T. O' Brien, J. Antonov, C. Stephens, L. Stathoplos, D. Johnson, R. Gelfeld, **1998**. NOAA Atlas NESDIS 18, World Ocean

Database 1998 : VOLUME 1 : INTRODUCTION, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 346pp.

LEVITUS, S., C. Stephens, J.I. Antonov, and T.P. Boyer, **2000**. Yearly and year-Season upper ocean temperature anomaly fields, 1948-1998, NOAA Atlas NESDIS 40, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md..

LEVITUS, S., S. Sato, C. Maillard, N. Mikhailov, P. Caldwell, and H. Dooley, **2005**. Building Ocean Profile-Plankton Databases for Climate and Ecosystem Research, NOAA Technical Report NESDIS 117, U.S. Government Printing Office, Wash., D.C., 29 pp.

LOMBARD, A., A. Cazenave, P.Y. Le Traon, and M. Ishii, **2005a**. Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited, *Global and Planetary Change*, 47, 1-16.

LOMBARD, A., A. Cazenave, K. DoMinh, C. Cabanes, and R.S. Nerem, **2005b**. Thermosteric sea level rise for the past 50 years; comparison with tide gauges and inference on water mass contribution, *Global and Planetary Change*, 48, 303-312.

MCCARTHY, M.C., L.D. Talley, and D. Roemmich, **2000**. Seasonal to interannual variability from expendable bathythermograph and Topex/Poseidon altimeter data in the South Pacific subtropical gyre, *J. Geophys. Res.*, 105(C8), 19535-19550.

MEIER, M.F., and M. Dyrugerov, **2002**. How Alaska affects the world, *Science*, 297, 350-351.

MEIER, M.F., and D.B. Bahr, **1996**. Counting glaciers : use of scaling methods to estimate the number and size distribution of the glaciers of the world, in *Glaciers, Ice Sheets and Volcanoes : A Tribute to Mark F. Meier*, edited by S.C. Colbeck , CRREL Special Report 96-27, 89-94. U. S. Army Hanover, New Hampshire.

MILLER, L., and B. Douglas, **2004**. Mass and volume contributions to 20th century global sea-level rise, *Nature*, 428, 406-409, doi :10.1038/nature02309.

MILLERO, F. J., and A. Poisson. **1981**. International one-atmosphere equation of state for seawater, *Deep-Sea Research*, 28, 625-29.

MILLY, P.C.D., and A.B. Shmakin, **2002**. Global modelling of land water and energy balances : I, The land dynamics (LaD) model, *J. Hydrometeorol.*, 3, 283-299.

MILLY, P.C.D., A. Cazenave, and M.C. Gennero, **2003**. Contribution of climate-driven change in continental water storage to recent sea-level rise, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 100(23), 13, 158-13, 161.

MINSTER, J.F., C. Brossier, P. Rogel, **1995**. Variations of the mean sea level from Topex-Poseidon data, *J. Geophys. Res.*, 100, 25153-25162.

MINSTER, J.F., A. Cazenave, Y.V. Serafini, F. Mercier, M.C. Gennero, P. Rogel, **1999**. Annual cycle in mean sea level from Topex/Poseidon and ERS-1 : Inference on the global hydrological cycle, *Global and Planetary Change*, 20, 57-66.

MITCHUM, G.T., **1998**. Monitoring the stability of satellite altimeters with tide gauges, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 721-730.

MITCHUM, G.T., **2000**. An improved calibration of satellite altimetric heights using tide gauges sea levels with adjustment for land motion, *Mar. Geod.*, 23, 145-166.

MITROVICA, J.X., M.E. Tamisiea, L.D. Davis, and G.A. Milne, **2001**. Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change, *Nature*, 409, 1026-1029.

MUNK, W., **2002**. Twentieth century sea level : An enigma, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 99(10), 6550-6555.

MUNK, W., **2003**. Ocean freshening, sea level rising, *Science*, 300, 2041-2043.

NEILAN, R.E, P.A. Van Scoy, and P.I. Woodworth, eds. **1997**. Workshop on methods for monitoring sea level, IGS Workshop Proceedings, Pasadena, CA.

NEREM, R.S., **1995**. Measuring global mean sea level variations using Topex/Poseidon altimeter data, *J. Geophys. Res.*, 100, 25135-25152.

NEREM, R.S., D.P. Chambers, E.W. Leuliette, G.T. Mitchum, and B.S. Giese, **1999**. Variations in global mean sea level associated with the 1997-1998 ENSO event : Implications for measuring long term sea level changes, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3005-3008.

NEREM, R.S., and G.T. Mitchum, **2001**. Sea level change, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences, A Handbook of Techniques and Applications*, edited by L. Fu and A. Cazenave, 329-349, Academic Press, San Diego, Calif..

NICHOLLS, R.J., and S.P. Leatherman, **1994**. The implications of accelerated sea-level rise and developing countries : a discussion, *J. Coastal Res.*, Special Issue n° 14.

NGO-DUC, T., J. Polcher and K. Laval, **2005a**. A 53-year forcing data set for land surface models, *J. Geophys. Res.*, 110, D06116, doi :10.1029/2004JD005434.

NGO-DUC, T., K. Laval, J. Polcher, A. Lombard, and A. Cazenave, **2005b**. Effects of land water storage on global mean sea level over the past half century, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09704, doi :10.1029/2005GL022719.

PATULLO, J.G., W.H. Munk, R. Revelle, and E. Strong, **1955**. The seasonal oscillation of sea level, *J. Mar. Res.*, 14, 88, 155.

PELTIER, W.R., **1986**. Deglaciation-induced vertical motion of the North American continent and transient lower mantle rheology, *J. Geophys. Res.*, 91, 9099-9123.

PELTIER, W.R., **1998**. Postglacial variations in the level of the sea : Implications for climate dynamics and solid-earth geophysics, *Reviews of Geophysics*, 36(4), 603-689.

PELTIER, W.R., **2001**. Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea-level history, in *Sea Level Rise, History and Consequences*, edited

by B.C. Douglas, M.S. Kearney, and S.P. Leatherman, 37-64, Academic, San Diego, Calif..

PELTIER, W.R., **2004**. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth : the ICE-5G(VM2) model and GRACE, *Ann. Rev. Earth Planet. Sc.*, 32, 111-149.

PÉPIN, L., D. Raynaud, J.-M. Barnola, and M.F. Loutre, **2001**. Hemispheric roles of climate forcings during glacial-interglacial transitions, as deduced from the Vostok record and LLN-2D model experiments, *Journal of Geophysical Research*, 106(D23), 31,885-31,892.

PETIT, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, et al., **1999**. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399, 429-436.

PIRAZZOLI, P.A., textbf1996. *Sea Level Changes : The Last 20,000 Years*, John Wiley and Sons, Chichester, 211 p.

PUGH, D.T., **2004**. *Changing sea levels : effects of tides, weather and climate*, Cambridge University Press.

RAMILLIEN, G, A. Cazenave, O. Brunau, **2004**. Global time variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry, *Geophys. J. Int.*, 158, 813-826.

RAMILLIEN, G., A. Cazenave, Ch. Reigber, R. Schmidt and P. Schwintzer, **2004**. Recovery of global time- variations of surface water mass by GRACE geoid inversion, *Proceedings GGSM 2004, IAG Symposium, Porto, Portugal*, Springer.

RAYNAUD, D., J. Jouzel, J.M. Barnola, J. Chappellaz, R.J. Delmas, and C. Lorius, **1993**. The ice record of green house gases, *Science*, 259, 926-934.

RAYNAUD, D., J.-M. Barnola, R. Souchez, R. Lorrain, J.-R. Petit, P. Duval, and V.Y. Lipenkov, **2005**. The record for marine isotopic stage 11, *Nature*, 436, 39-40.

RAYNER, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V, Rowell, D.P., Kent, E.C. and Kaplan, A., **2003**. Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, *J. Geophys. Res.*, 108, 4407, 1871-2000, doi 10.1029/2002JD002670.

RIGNOT, E., A. Rivera, and G. Casassa, **2003**. Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise, *Science*, 302, 434-437.

RIGNOT, E., G. Casassa, P. Gogineni, W. Krabill, A. Rivera, and R. Thomas, **2004**. Accelerated ice discharge from the Antarctic peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18401, doi :10.1029/2004GL020697.

ROEMMICH, D., **1983**. Optimal estimation of hydrographic station data and derived fields, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1544-1549.

SCHMIDT, R., F. Flechtner, Ch. Reigber, P. Schwintzer, A. Gunter, P. Doll, G. Ramillien, A. Cazenave, S. Petrovic, H. Jochman and J. Wunsch, **2005**. GRACE observations of changes in continental water storage, in press, *Global and Planetary Change*.

SHACKLETON, N.J., **1987**. Oxygen isotopes ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190.

SHACKLETON, N.J., **2000**. The 100 000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity, *Science*, 289, 1897-1902.

TABATA, S., B. Thomas, and D. Ramsden, **1986**. Annual and interannual variability of steric sea level along line P in the northeast Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 1378-1398.

TAMISIEA, M. E., J. X. Mitrovica, G. A. Milne, and J. L. Davis, **2001**. Global geoid and sea level changes due to present-day ice mass fluctuations, *J. Geophys. Res.*, 106, 30,849-30,863.

TAMISIEA, M.E., J.X. Mitrovica, R.S. Nerem, E.W. Leuliette, and G.A. Milne, **2004**. Correcting satellite-derived estimates of global mean sea level change for glacial isostatic adjustment, *Geophysical J. Int.*, submitted.

TAPLEY, D.B., S. Bettadpur, M. Watkins and C. Reigber, **2004a**. The gravity recovery and climate experiment : Mission overview and early results, *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L09607.

TAPLEY, D.B., S. Bettadpur, J.C. Ries, P.F. Thompson and M.M. Watkins, **2004b**. GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System, *Science*, Vol. 305.

THOMAS, R., E. Rignot, G. Casassa, P. Kanagaratnam, C. Acuna, T. Akins, H. Brecher, E. Frederick, P. Gogineni, W. Krabill, S. Manizade, H. Ramamoorthy, A. Rivera, R. Russell, J. Sonntag, R. Swift, J. Yungel and J. Zwally, **2004**. Accelerated Sea Level Rise from West Antarctica, *Science*, 306,255-258.

TOUMAZOU, V., and J.F. Crétau, **2001**. Using a Lanczos eigensolver in the computation of empirical orthogonal functions, *Monthly Weather Review*, 129, 1243-1250.

TRENBERTH, K.E., and C.J. Guillemot, **1994**. The total mass of the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 99(D11), 23079-23088.

TRENBERTH, K.E., A. Dai, R.M. Rasmussen, and D.B. Parsons, **2003**. The changing character of precipitation, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84, 1205-1217.

TRENBERTH, K.E., and L. Smith, **2005**. The mass of the atmosphere : a constraint on global analyses, *Journal of Climate*, 18, 864-875.

VAIL, P.R., R.M. Mitchum, and S. Thompson, **1977**. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4/ Global cycles of relative changes in sea level. In *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration (Memoir 26)*, C.E. Payton (ed.), Am. Assoc. Petrol. Geol., 83-97.

VERANT, S., **2004**. Le bilan hydrologique régional en Europe : étude de sa variabilité à l'aide de simulations numériques, *Science de l'eau, Ecole Nationale du génie Rural, des Eaux et des Forêts (ENGREF)*.

VIVIER, F., K.A. Kelly, and L. Thompson, **1999**. Contribution of wind forcing, waves, and surface heating to sea surface height observations in the Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 104(C9), 20767-20788.

WADHAMS, P., and W. Munk, **2004**. Ocean freshening, sea level rising, sea ice melting, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11311, doi :10.1029/2004GL020039.

WHITE, W.B., D.R. Cayan, M.D. Dettinger, and G. Auad, **2001**. Sources of global warming in upper ocean temperature during El Niño, *J. Geophys. Res.*, 106 (C3), 4349-4367.

WILLIS, J.K., D. Roemmich, and B. Cornuelle, **2003**. Combining altimetric height with broadscale profile to estimate steric height, heat storage, subsurface temperature, and sea-surface temperature variability, *J. Geophys. Res.*, 108, 3292.

WILLIS, J.K., D. Roemmich, and B. Cornuelle, **2004**. Interannual variability in upper-ocean heat content , temperature and thermosteric expansion on global scales, *J. Geophys. Res.*, 109, C12036, doi :10.1029/2003JC002260.

WOODROFFE, C., and R. McLean, **1990**. Microatolls and recent sea level change on coral atolls, *Nature*, 334, 531-534.

WOODWORTH, P.L. and Player R., **2003**. The Permanent Service for Mean Sea Level : an update to the 21st century. *Journal of Coastal Research*, 19, 287-295.

WÖPPELMAN, G., **1997**. Rattachement géodésique des marégraphes dans un système de référence mondial par techniques de géodésie spatiale, Thèse de Doctorat de l'Observatoire de Paris.

Annexe A

Principe de fonctionnement du marégraphe

Au 18ème siècle, les premières mesures marégraphiques sont des lectures de hauteur d'eau sur une échelle de marée, simple mire graduée en bois fixée à un quai. De telles observations à l'échelle de marée sont souvent limitées aux mesures des pleines et basses eaux, mais utiles à l'étude des marées.

Dès le 19ème siècle, de nombreux modèles de marégraphes mécaniques à enregistrement automatique sont ensuite développés : ce sont les marégraphes à flotteur. Leur principe repose sur le déplacement d'un flotteur dans un puits de tranquillisation, qui filtre mécaniquement les oscillations de courte période de la surface de la mer. Les mouvements verticaux du flotteur sont transmis par un système complexe à un stylo, et ainsi enregistrés analogiquement sur un rouleau de papier, appelé marégramme, dont la courbe représente les hauteurs d'eau instantanées en fonction du temps.

C'est suivant ce principe que le célèbre marégraphe de Marseille fut mis en service en 1885 par le Service du Nivellement Général de la France pour déterminer le niveau moyen de la mer à Marseille et établir l'origine du système d'altitudes de notre pays.

Depuis, les techniques se sont considérablement modernisées : les marégraphes à ultrasons mesurent le temps de propagation aller-retour d'une onde acoustique émise au-dessus du plan d'eau, tandis que les marégraphes à pression mesurent la pression exercée par la colonne d'eau au-dessus de l'appareil immergé. Ce sont des instruments numériques et interrogeables à distance pour la collecte des données.

Quelle que soit la technique utilisée, le marégraphe mesure le niveau instantané de la mer par rapport au niveau de référence de l'observatoire. Cette référence locale est définie par rapport à des repères matériels au voisinage immédiat du socle de l'instrument, appelés repères de marée. Ces repères assurent la continuité et la cohérence des observations du niveau de la mer, notamment lorsque celles-ci sont effectuées par plusieurs marégraphes successifs.

La continuité des enregistrements marégraphiques est en effet un paramètre crucial pour l'étude des variations à long terme du niveau de la mer.

Annexe B

Altimétrie spatiale

Historique

Alors qu'avec les premières missions altimétriques Geos 3 (1975), Seasat (1978) puis Geosat (1985-1989), l'essentiel des études ne concernaient que la mesure du géoïde marin, au cours de la décennie 1990 se sont développées les premières applications océanographiques de l'altimétrie grâce aux missions franco-américaines Topex-Poseidon (1992-) et européenne ERS-1 (1991-) et ERS-2 (1995-). De nombreux travaux sur les différentes corrections géophysiques et surtout sur le calcul de l'orbite du satellite ont permis d'améliorer de façon spectaculaire la précision de détermination de la hauteur instantanée de la mer, ouvrant de nombreux champs d'application en océanographie et en hydrologie spatiale.

Parmi les différentes applications de l'altimétrie spatiale, celle qui nous intéresse concerne bien sûr la mesure très précise de l'évolution temporelle du niveau moyen global de la mer ainsi que la possibilité de cartographier pour la première fois la distribution régionale des vitesses d'évolution du niveau de la mer. Au fil des différentes missions altimétriques, la précision de la détermination du niveau moyen absolu instantané de la surface de la mer est passée de quelques mètres à quelques centimètres.

En décembre 2001 a été lancé le successeur de Topex-Poseidon : JASON-1. Cette mission altimétrique aux caractéristiques similaires à celle de Topex-Poseidon permet d'allonger les séries temporelles de hauteur de la mer, essentielles pour les applications scientifiques et opérationnelles de l'océanographie spatiale. La plate-forme européenne ENVISAT lancée en mars 2002, contribue aussi à ces objectifs.

Caractéristiques de Jason-1

Comme pour son prédécesseur Topex/Poseidon, l'orbite du satellite Jason-1 est optimisée pour satisfaire les contraintes d'une mission de circulation océanique globale : l'altitude (1336 km) est assez élevée pour limiter les effets du frottement atmosphérique et filtrer une partie des irrégularités du champ de gravité terrestre, mais assez basse pour maintenir la précision des capteurs. L'inclinaison (66 degrés) permet d'assurer une couverture de 90% des océans. Son orbite est répétitive, c'est-à-dire que le satellite repasse sur les mêmes traces à mieux qu'un km près de manière cyclique tous les 10 jours environ,

ce qui permet d'étudier la variabilité temporelle des champs de niveau de la mer. Ses observations fournissent donc un échantillonnage homogène des océans, avec une distance intertrace à l'équateur d'environ 310km.

Principe de la mesure altimétrique

Le radar altimètre mesure la distance entre l'antenne et le point sub-satellite à la surface de la mer ; pour cela il émet des impulsions et mesure leur temps de propagation aller et retour. La distance satellite-océan est déduite du temps mis par l'onde pour faire l'aller-retour. Des corrections instrumentales prennent en compte notamment des mesures de calibration interne effectuées régulièrement par l'altimètre. (Fig. B.1)

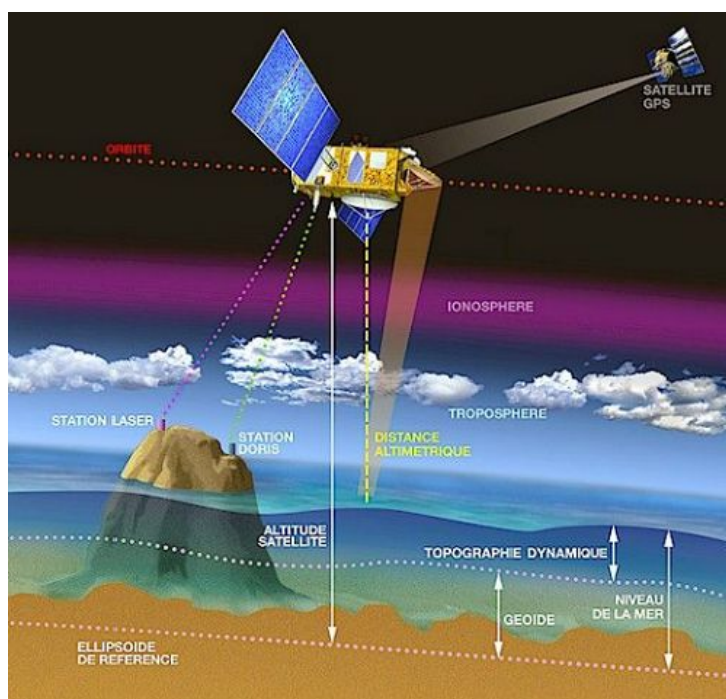


FIG. B.1 – Principe de la mesure altimétrique.

D'autre part les ondes émises par le radar sont ralenties pendant leur traversée de l'atmosphère. Des corrections d'environnement sont donc nécessaires pour tenir compte des perturbations de distance dues à la propagation ionosphérique (électrons à haute altitude pouvant créer une erreur de 2 à 25 cm) et troposphérique (traversée de l'atmosphère : 2 m, effet de la vapeur d'eau : 0 à 40 cm). Le biais électromagnétique dû, quant à lui, à la réflexion des ondes radar sur les facettes des vagues peut atteindre plusieurs centimètres selon la houle et le développement de la mer. A l'issue de ces corrections de mesure, la distance satellite-océan (R) est déterminée avec une précision de quelques centimètres toutes les secondes.

Enfin, l'objectif final étant de mesurer le niveau de la mer par rapport à un référentiel terrestre, il est nécessaire de connaître de manière indépendante la position exacte du

satellite sur son orbite dans un repère terrestre. Des systèmes de localisation comme Doris permettent une précision extrême sur cette position du satellite : un réseau de 50 balises au sol émet en direction du satellite et permet de connaître très précisément, par effet doppler, la vitesse du satellite sur son orbite. En s'appuyant ensuite sur un modèle précis et complet des forces agissant sur le satellite, on déduit de cette vitesse sa trajectoire et ainsi sa position par rapport à la surface de référence terrestre, choisie arbitrairement, appelée ellipsoïde de référence. L'altitude du satellite au-dessus de cette ellipsoïde de référence (H) est déterminée avec une précision centimétrique (2-3 cm).

Le niveau des océans (Sea Surface Height dans le jargon scientifique) mesuré par altimétrie correspond donc au niveau des océans par rapport à l'ellipsoïde de référence. Il s'obtient simplement en faisant la différence entre l'altitude du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence et la distance satellite-océan obtenue par mesure radar :

$$\text{SSH} = \text{H} - \text{R}.$$

Physiquement, le niveau des océans SSH est la somme de deux composantes. La première composante correspond à la partie stationnaire du niveau de la mer, obtenue en effectuant la moyenne temporelle des cartes de niveau de la mer sur une période donnée (longue de préférence) : elle correspond à la somme du géoïde¹ et de la circulation permanente des océans. Lorsque l'on retire cette composante stationnaire au niveau de mer SSH, on obtient alors la deuxième composante : c'est la partie variable du signal océanique, appelée anomalie de niveau de mer SSH, et c'est elle qui nous intéresse dans cette étude.

Corrections géophysiques

Outre les corrections de mesure de la distance satellite-océan, un certain nombre d'autres corrections géophysiques doivent être appliquées aux données altimétriques pour l'étude des variations du niveau de la mer.

Tout d'abord, il faut corriger le signal altimétrique des marées (océanique, terrestre et polaire) : ce sont les variations de hauteur de la terre solide et des océans dues à l'attraction de la Lune et du Soleil. Le déplacement vertical du sol et donc de la surface océanique dû aux marées terrestres atteint 50 cm. Les marées polaires, dues au mouvement du pôle autour de l'axe de l'ellipsoïde de référence, provoquent un mouvement vertical de l'ordre de 2 cm. La modélisation de ces phénomènes permet de corriger les mesures altimétriques avec une précision de l'ordre du millimètre.

Les marées océaniques, plus importantes, ont une amplitude de l'ordre de 1 m en plein océan et jusqu'à 15-20 m près des côtes. Pour Topex/Poseidon et Jason-1, le niveau de la mer est corrigé de la marée océanique en utilisant au choix les modèles GOT2000 ou FES2004 disponibles dans la base de données du CTOH (Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère) au LEGOS. La méthodologie de la modélisation FES (Finite

¹Géoïde : Surface équipotentielle dans le champ de gravité terrestre correspondant à la surface de la mer qu'elle aurait en l'absence de toute perturbation (vent, marées, courants, etc.). Cette surface reflète donc les variations d'attraction terrestre d'un point à un autre de l'océan liées aux différences de masses et de densité importantes du sol sous-marin.

Element Solution) (Lefevre, 2002 ; Letellier, 2005) basée sur les éléments finis et l'assimilation de données marégraphiques et/ou altimétriques permet d'obtenir des solutions globales de marée de précision centimétrique en plein océan et décimétrique en zones côtières.

Ensuite, il faut corriger les mesures altimétriques des effets de charge : ce sont les variations de hauteur (ordre de grandeur : 30 cm) dues aux variations de poids supporté par la surface (effet induit par la marée). Ces corrections sont calculées à partir de modèles avec une précision de l'ordre du millimètre.

Enfin, il faut tenir compte des variations de niveau de la mer dues aux effets météorologiques des variations de pression de l'atmosphère (effet de charge atmosphérique) et du vent. Ces mouvements barotropes présentent localement une amplitude de quelques centimètres, jusqu'à 5cm dans l'océan austral (Fukumori et al., 1998).

Traditionnellement, on a appliqué la correction dite du baromètre inverse. Elle représente la réponse statique de l'océan au forçage de la pression atmosphérique, en faisant l'hypothèse que cette réponse est instantanée. Ce modèle hydrostatique s'écrit : $-9,948 (p - p_{ref})$ avec p la pression atmosphérique (calculée à partir des champs météorologiques ECMWF) et p_{ref} , la pression moyenne sur l'océan global (Dorandeu et Letraon, 1999). Selon cette formule, une augmentation de un millibar de la pression atmosphérique correspond à une baisse d'environ un centimètre du niveau de la mer. Cependant cette paramétrisation du baromètre inverse classique a été sujette à de nombreuses critiques de la communauté scientifique (voir par exemple Stammer et al., 2000 ; Ponte and Gaspar, 1999 ; Gaspar and Ponte, 1997).

C'est pourquoi Carrère et Lyard (2003) ont entrepris la simulation globale de la réponse océanique au forçage atmosphérique entre 1992 et 2003 à partir du modèle barotrope à éléments finis Mog2D. Cette simulation fournit de meilleures corrections haute fréquence du niveau de la mer (par rapport au baromètre inverse classique) dans les données altimétriques. Le modèle Mog2D étant développé au LEGOS et ses corrections incluses dans la base de données du CTOH, nous appliquons donc par la suite cette correction de la composante barotrope pour l'étude des variations régionales du niveau de la mer.

Calibration des mesures altimétriques et corrections instrumentales

Les activités de calibration et validation des mesures altimétriques sont essentielles pour l'étude des variations à long terme du niveau de la mer, car elles permettent de détecter des biais et dérives instrumentaux éventuels, qui sont du même ordre de grandeur (plusieurs mm - mm/an) que la tendance du niveau de la mer recherchée.

D'une part, la vérification sur site (site de Senetosa et plate-forme pétrolière de Harvest par exemple) est destinée à étalonner localement la mesure altimétrique à l'aide de mesures in situ de niveau de la mer (marégraphes, bouées, radiomètres sol) et de mesures de poursuite laser (laser, balise DORIS...). Cette activité de calibration permet notamment de déterminer le biais absolu des mesures altimétriques.

D'autre part, la comparaison des mesures altimétriques et marégraphiques du niveau de la mer en un ensemble de sites marégraphiques soigneusement sélectionnés permet de détecter d'éventuelles dérives du système altimétrique. La méthode développée par Mitchum (1998, 2000) consiste à comparer les données locales de niveau de la mer mesurées par le marégraphe avec les données altimétriques simultanées sur les traces les plus proches. L'analyse statistique des séries temporelles des différences altimétrie-marégraphe obtenues permet alors de minimiser les erreurs de mesures instrumentales et ainsi d'estimer la dérive du système altimétrique.

C'est cette analyse qui a permis à Mitchum (1998) de mettre en évidence la dérive de l'oscillateur de bord (qui sert d'horloge interne pour l'émission des impulsions radar) due à une erreur d'algorithme dans le logiciel utilisé par Topex : cette erreur induisait alors une hausse apparente du niveau moyen de la mer de 5-7 mm/an (Nerem et al., 1995; Minster et al., 1995).

Après correction de cette erreur, une dérive résiduelle entre les mesures altimétriques et marégraphiques de -2 mm/an a permis de soupçonner une dérive instrumentale supplémentaire, celle du radiomètre (Cazenave et al., 1999), confirmée par la suite par des mesures indépendantes du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. Haines et al. (1998) estimèrent alors la dérive du radiomètre à $-1,2 \pm 0,4$ mm/an de début 1993 à fin 1996, puis celle-ci se stabilisa.

Enfin, lors du basculement de l'altimètre-A à l'altimètre-B Topex en février 1999, l'intercomparaison des données altimétriques et marégraphiques a permis à nouveau de détecter un biais de $7 \pm 0,7$ mm (Mitchum, 2000). De nombreuses études (Nerem et Mitchum, 2001 par exemple) ont utilisé ce résultat pour corriger le niveau moyen de la mer de ce biais, considérant qu'il est globalement uniforme.

Récemment, en utilisant des techniques d'intercalibration des altimètres Jason-1 et Topex, Chambers et al. (2003) ont montré que ce biais n'est pas uniforme, mais fortement dépendant des vagues et du vent de surface. En effet, ce biais apparent dans Topex-B est dû au fait que le modèle d'état de mer SSB (Sea State Bias) utilisé pour Topex-B est actuellement le même que pour Topex-A, ce qui n'est pas correct. Chambers et al. (2003) recommandent donc d'utiliser un nouveau modèle de SSB pour Topex-B au lieu d'appliquer un biais global artificiel. Ce modèle est en cours d'implémentation dans les bases de données Topex/Poseidon et Jason-1 du CTOH au LEGOS.

Annexe C

Instrumentes de mesures hydrographiques

Les principales techniques de mesures in situ sont les suivantes :

– *Les sondes CTD :*

Elles mesurent la conductivité (et donc la salinité), la température, et la profondeur. La technique de mesure consiste à descendre, à partir d'un navire à l'arrêt, un châssis équipé de bouteilles de prélèvements et de divers instruments dont la sonde CTD, au bout d'un câble électroporteur pouvant aller jusqu'à 6000 m de profondeur. Lorsque la bathysonde a atteint le fond, on la remonte en refermant les bouteilles une à une, à différentes profondeurs. L'eau ainsi prélevée est ensuite analysée (mesure de salinité). Au cours d'un profil vertical, la sonde CTD effectue des mesures de pression, température, et conductivité, qui sont transmises via le câble et traitées en temps réel à bord du navire. Ces profils verticaux sont réalisés le long de sections hydrographiques qui quadrillent l'ensemble des océans. Quelques sections sont répétées régulièrement afin de pouvoir suivre les variations temporelles.

– *Les sondes XBT (eXpendable BathyThermograph) :*

Elles permettent de réaliser des profils verticaux de température uniquement, entre la surface et une profondeur variable selon le type de sonde, pouvant atteindre 1500 m (typiquement 700 m pour le type le plus utilisé). Une sonde XBT se compose d'une enveloppe en plastique qui contient une bobine de fil de cuivre fin. Cette sonde est lancée à la mer à l'aide d'un pistolet lanceur. Pendant que la sonde descend dans la colonne de l'eau, la bobine de fil se déroule et transmet en temps réel la mesure de la température en fonction de la profondeur à bord du navire. Ces sondes XBT, plus rapides et faciles à mettre en oeuvre, ont remplacé les anciennes sondes MBT (Mechanical BathyThermograph) aujourd'hui obsolètes. Ces MBT autrefois largement utilisées, ne permettaient de réaliser des profils de température que jusqu'à environ 250 m de profondeur.

– *Les flotteurs profilants :*

Immergé en un point donné, le flotteur plonge jusqu'à une profondeur choisie (typiquement 2000 m), et dérive dans la masse d'eau pendant une durée qui dépend

du type de flotteur (de l'ordre de quelques semaines à quelques années). Puis il remonte à la surface, le temps de transmettre, via le système ARGOS, les mesures de température et de salinité effectuées en palier et lors de ses cycles de plongée/remontée, et pour les flotteurs de type PROVOR, d'être localisé en surface. Les flotteurs de type MARVOR sont équipés d'un système de localisation acoustique qui permet de les positionner géographiquement à tout instant et sous l'eau.

Annexe D

Article Garcia et al. (2005) soumis à GRL

Steric sea level variations inferred from combined Topex/Poseidon altimetry and GRACE gravimetry

D. Garcia*, G. Ramillien, A. Lombard and A. Cazenave

LEGOS, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France

* On live from Space Geodesy Laboratory, Applied Mathematics Department, EPS, University of Alicante, Spain

Abstract

We have combined Topex/Poseidon altimetry observations of the global mean sea level with averaged gravity variations over the oceans determined from the GRACE satellite data to estimate thermal expansion over a 2-year period (April 2002 through December 2003). In effect, altimetry-derived global mean sea level change results from steric (thermal) effects and ocean mass change due to water exchange with atmosphere and continents. On the other hand, GRACE data over the oceans provides the ocean mass change component only. The paper first discusses the corrections to apply to the GRACE data as well as the ability of GRACE to measure the total water mass budget by comparing GRACE ocean data with non steric mean sea level variations. Then the steric contribution to the global mean sea level is estimated using GRACE and Topex/Poseidon data. Comparison with available thermal expansion estimates is performed.

D.1 Introduction

Global mean sea level (GMSL) variations results from two processes : (1) steric height variations (hereafter $GMSL_{steric}$) produced by dilatation/contraction of sea water via temperature changes, and (2) variations of ocean mass due to water exchange with atmosphere, land waters and land ice. The ocean mass component is further denoted by $GMSL_{ocean\ mass}$. It comes out that :

$$\text{GMSL} = \text{GMSL}_{\text{steric}} + \text{GMSL}_{\text{ocean mass}}$$

Long-term sea level rise measured by tide gauges over the past decades (e.g., Holgate and Woodworth, 2004) and satellite altimetry since 1993 (e.g., Nerem and Mitchum, 2001, Leuliette et al., 2004) has been interpreted in terms of thermal expansion and ocean mass change using models and various observations (see Church et al., 2001 and Cazenave and Nerem, 2004, for reviews). Other studies focused on the annual mean sea level (Chen et al., 1998, Minster et al., 1999, Cazenave et al., 2000, Milly et al., 2003) and showed that the non steric annual GMSL (based on Topex/Poseidon altimetry corrected for thermal expansion) is well explained by seasonal variations in atmospheric water vapor content and land water storage (as estimated from outputs of global land surface models).

The newly launched GRACE space mission devoted to measure tiny variations of the Earth's gravity field (Tapley et al., 2004a,b, Wahr et al., 2004, Schmidt et al., 2005) allows now direct estimates of land water storage change over continental areas as well as ocean mass change over oceanic areas. The latter application has been recently demonstrated by Chambers et al. (2004) who showed that the GRACE data averaged over the oceans closely follow the altimetry-derived GMSL after correcting for steric effects, thus represent the ocean mass component due to change in atmospheric water, land hydrology and land ice mass. In the present study, we propose a step further, consisting of estimating thermal expansion by combining GRACE data over the oceans with Topex/Poseidon-derived GMSL, over a short time span (April 2002-December 2003)

D.2 Data and processing

Topex/Poseidon altimetry data

GMSL is estimated from Topex/Poseidon (T/P) altimetry data (distributed by the AVISO data centre); We consider the period from April 2002 to December 2003. Usual geophysical and atmospheric corrections (tides, wet and dry tropospheric corrections, ionospheric correction, sea state bias as well as instrumental drifts and bias) are applied to the data, as recommended by AVISO. We also apply the inverted barometer (IB) correction to account for atmospheric loading on sea surface. For that purpose, we use the MOG2D barotropic model (Carrère and Lyard, 2003) instead for the classically used static IB correction. MOG2D is a hydrodynamic finite element ocean model, which computes, among others, dynamic sea surface height change due to high-frequency atmospheric wind and pressure forcing. Corrected T/P sea level data are interpolated onto ($1^\circ \times 1^\circ$) regular grids at 10-day interval (the duration of the T/P orbital cycle), then spatially averaged between latitudes 60°S and 60°N , using equi-area weighting, and further expressed as monthly means between April 2002 and December 2003.

Steric sea level data

Although our purpose is to estimate thermal expansion from the combined analysis of T/P and GRACE data, in a first step we wish to test the ability of GRACE to estimate the ocean mass change component of the GMSL. In particular, we wish to test the best suited geophysical corrections to apply to the GRACE data, a still debated matter. As done in Chambers et al. (2004), this validation is performed by comparing GRACE data

averaged over the oceans with T/P-based GMSL corrected for thermal expansion. In the present study, GMSL_{steric} is computed using Ishii et al. (2005) global ocean temperature data, which consist of $1^\circ \times 1^\circ$ gridded temperature fields given as monthly means down to 700 m, from 1945 to 2003 (see Ishii et al. 2005 and Lombard et al., 2005 for detailed description). Unless using an ocean temperature climatology (i.e., based on data averaged over many years) as done in Chambers et al. (2004), the Ishii et al. data base is the only one providing monthly mean temperatures suitable for the short time span of overlap with the GRACE data (April 2002 through December 2003). Indeed other available global ocean data bases (e.g., Levitus et al., 2005, Willis et al., 2004) provide only yearly-mean temperatures. Monthly thermosteric sea level maps are computed by vertically integrating density anomalies through the equation of state (see Lombard et al., 2005) and further spatially averaged between 60°S and 60°N , using equi-area weighting. For the validation step, this GMSL_{steric} component has been removed to the T/P-based GMSL. The corresponding (GLSM- GMSL_{steric}) curve is shown in Fig.1. Because of the very short time span considered here (less than 2 years), we focus on the annual GMSL (each time series was detrended). No error bars are provided with the (GLSM- GMSL_{steric}) curve. Errors associated with monthly T/P GMSL values are estimated to ± 4 mm (Nerem and Mitchum, 2001). Errors associated to the GMSL_{steric} time series are much more problematic to estimate (although uncertainties of temperature data are available, realistic errors of the thermal expansion curve should take into account data gaps and interpolation errors; this question is beyond the scope of the present study).

GRACE

Launched in March 2002, the GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) mission measures spatio-temporal gravity variations, providing direct monitoring of water mass change in the Earth system (Tapley et al., 2004a,b, Wahr et al., 2004). Here we focus on the ocean mass component that can be determined by considering the GRACE data over the oceanic domain. We use the GRACE L-2 products made available by the GRACE project (Level-2 Gravity Field Product User Handbook, S. Bettadpur, 2004a). These consist of monthly solutions of geoid spherical harmonic coefficients, up to degree and order 120, from April 2002 through December 2003. Note that several monthly solutions are missing (June 2002, July 2002, December 2002, January 2003 and June 2003). During the GRACE data processing, a number of effects are corrected (see Bettadpur, 2004b, and Fletchner, 2003). In addition to solid Earth and ocean tides, other corrections include atmospheric loading based on ECMWF (European Center for Meteorological Weather Forecast) data and ocean effects computed with a mass-conserving barotropic ocean model driven by high-frequency winds and atmospheric pressure (see Fletchner, 2003). Due to high frequency noise affecting current GRACE solutions (Tapley et al., 2004a; Wahr et al., 2004), we only use harmonic degrees up to degree 15, which corresponds to a spatial resolution of ≈ 1300 km. Since we are interested into the total ocean mass signal, we have added back the barotropic ocean model removed during the GRACE data processing. As mentioned in Chambers et al. (2004), the barotropic model is mass-conserving. Thus it cannot introduce parasitic signal to GRACE $\text{GMSL}_{ocean\ mass}$ as far as global average is concerned (we checked that missing the high-latitude ocean domain above 60°N , has negligible effect on the $\text{GMSL}_{ocean\ mass}$ curve). As we will compare/combine the GRACE ocean signal with T/P sea level corrected for the IB response, we also need to add back

the atmospheric model to the GRACE data (Chambers, personal communication, 2005; note that an alternative approach would have been to use T/P data non IB corrected and GRACE data without the atmospheric model added back, as done in Chambers et al., 2004). The GRACE coefficients do not include degree 1 and secular degree 2 harmonic coefficients. As discussed in Chambers et al. (2004), these terms should also be added back since altimetry sea level data include such terms. For that purpose, we use an updated version of the secular degree 2, order zero term estimated by Cox and Chao (2002) from Satellite Laser Ranging observations (Cox, personal communication, 2005). The degree 1 terms which represent the position of the Earth's center of mass in a terrestrial reference frame need to be accounted for in the GRACE data to be consistent with the reference frame used for the T/P sea level data. We use degree 1 harmonic values given in Chen et al. (1999).

The GRACE monthly spherical harmonics are then converted into surface mass variations and expressed into equivalent sea level (Wahr et al., 1998, Chao, 2005, Ramillien et al., 2005). In order to minimize the leakage error due to land water mass signal over the continents, a Gaussian filter with a radius of 1000 km, as described by Swenson and Wahr (2002), has been applied. Finally we average the gridded GRACE data over the 60°S-60°N ocean domain for each available month from April 2002 through December 2003.

D.3 Results

D.3.1 Validation of the GRACE ocean mass signal

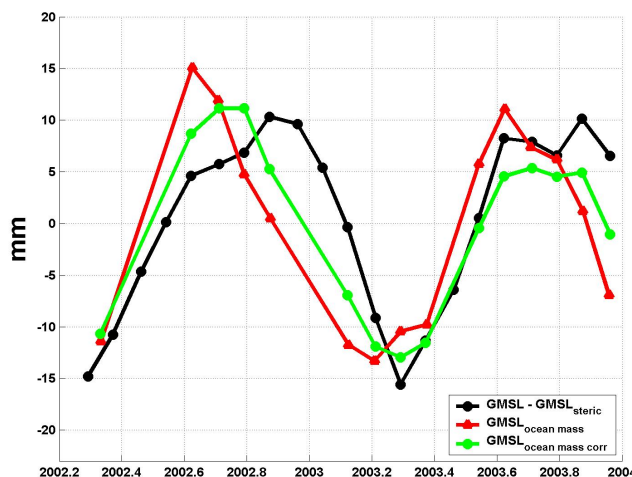


FIG. D.1 – Global mean sea level (GMSL) over 2002-2004. Black curve : (T/P GMSL - GMSL_{steric}). Red curve : GRACE GMSL_{ocean mass}. Green curve : GRACE GMSL_{ocean mass corr} (see text).

Figure 1 shows the GMSL_{ocean mass} measured directly by GRACE between 60°S and 60°N (errors bars are not shown but are on the order of 2-4 mm for each monthly solution; Chambers et al., 2004). On Fig.1 is superimposed the T/P sea level corrected for steric

effects (GMSL - GMSL_{steric}). Both curves show clear seasonal signal. The least-squares fitted annual amplitudes and phases are presented in Table 1. The GMSL_{ocean mass} measured by GRACE has an annual amplitude of 12.6 ± 2.3 mm, which is quite comparable to that of GMSL - GMSL_{steric}, of 11.0 ± 1.4 mm. However, GMSL_{ocean mass} annual phase is $245.8^\circ \pm 12.0^\circ$, about 50° (*thickapprox* 2 months) ahead of the (GMSL - GMSL_{steric}) phase. The amplitude and phases reported in Table 1 are significantly different from the values given in Chambers et al. (2004). Several factors can explain these differences : (1) the ocean domain over which the data are averaged (60°N - 60°S here, instead of 66°N - 66°S), (2) the IB correction applied in our study but not in Chambers et al. (2004), (3) the inclusion, in our study, of the atmospheric model in the GRACE data, (4) the accurate time series of the coefficient of degree 2 and order 0 estimated from SLR, and (5) the different ocean temperature data used in each study.

	ANNUAL AMPLITUDE (MM)	ANNUAL PHASE ($^\circ$)
(T/P GMSL-GMSL _{steric})($\pm 60^\circ$)	11.0 ± 1.4	296.5 ± 7.5
GRACE GMSL _{ocean mass} ($\pm 60^\circ$)	12.6 ± 2.3	245.8 ± 12.0
GMSL _{ocean mass} - (GMSL-GMSL _{steric}) ($\pm 60^\circ$)	10.1 ± 3.5	189.7 ± 20.2
GMSL _{ocean mass} - MSLP ($\pm 60^\circ$)	11.7 ± 2.0	277.5 ± 13.0
GMSL _{ocean mass} - MSLP (whole ocean)	10.0 ± 2.3	282.1 ± 16.3

TAB. D.1 – Annual amplitudes and phases of the sinusoid fitting the time series shown in Fig. 1 and 2. The phase f is defined in degrees from January 1 using a $\cos(2\pi t/T - f)$ definition ($2\pi/T$ is the annual frequency and t is time). Adjustments are performed over the April 2002-December 2003 time span.

Figure 2 displays the residual curve between the two time series GMSL_{ocean mass} and (GMSL- GMSL_{steric}) while Table 1 provides the amplitude and phase of the corresponding best fit residual annual sinusoid. We note that the residual curve has a significant annual amplitude, of *thickapprox* 10 mm. As we will show below, this residual signal mainly results from the different approaches used to correct the IB ocean response to both GRACE and altimetry data. To correct the T/P data, we used a more sophisticated method based on the MOG2D model (Carrère and Lyard, 2003) than the more classical approach consisting of removing, at each data point, local sea level pressure minus mean (time-variable) pressure over the oceans (e.g., Minster et al., 1999). However to first order, the two methods are equivalent. The time-variable mean sea level pressure over the oceans is mass conservative and thus does not contribute to the GMSL (note however that T/P does not exactly cover the whole ocean domain). On the other hand the time-variable mean sea level pressure over the oceans gives rise to a time-variable gravity signal that is recorded by GRACE. For the comparison with T/P data (corrected for steric effects), this factor has to be removed to the GRACE data (F. Lyard, personal communication, 2005). In Fig.2 is plotted the mean sea level pressure -denoted MSLP-

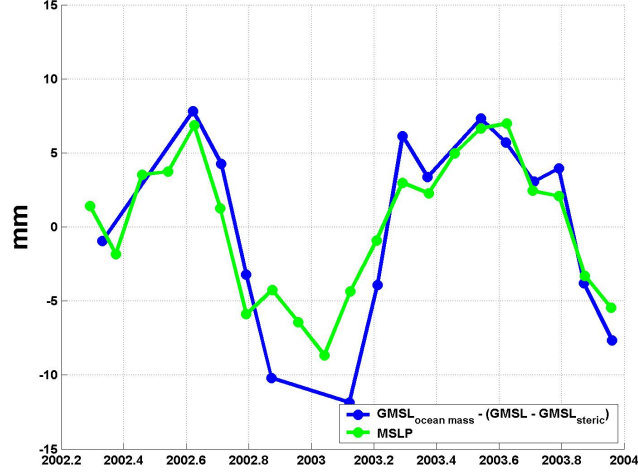


FIG. D.2 – Blue curve : $\text{GMSL}_{\text{ocean mass}} - (\text{GMSL} - \text{GMSL}_{\text{steric}})$. Green curve : Mean sea level pressure over the oceans (MSLP).

computed with the ECMWF pressure data over the oceans. Compared to the residual curve $\text{GMSL}_{\text{ocean mass}} - (\text{GMSL} - \text{GMSL}_{\text{steric}})$, the MSLP curve agrees reasonably well, although some discrepancy is noticed at the end of 2002 where GRACE data are missing. For further comparisons with T/P-derived GMSL, we remove this MSLP component to the GRACE data. We note $\text{GMSL}_{\text{ocean mass corr}}$ the corresponding GRACE ocean mass signal. The $\text{GMSL}_{\text{ocean mass corr}}$ time series is presented in Fig.1. As expected, we now obtain much better agreement with the $(\text{GMSL} - \text{GMSL}_{\text{steric}})$ curve.

D.3.2 Estimate of thermal expansion by combining GRACE and T/P altimetry data

In the previous section, we have checked that the GRACE data over the oceans indeed contains the ocean mass signal due to water mass exchange with other surface mass reservoirs. This was assessed by comparing GRACE data with GMSL data from T/P altimetry after correcting for steric effects (in addition, we also compared the $\text{GMSL}_{\text{ocean mass corr}}$ time series with the equivalent sea level due to land water storage using several global land surface models-not shown-. Here also the agreement was found very good; such comparisons will be the object of a separate study). In this section we now show that combining T/P-derived GMSL data -without any steric correction- with GRACE data (with the appropriate IB correction) allows us to estimate thermal expansion.

Fig.3 presents the difference time series between observed T/P GMSL and GRACE $\text{GMSL}_{\text{ocean mass corr}}$. In principle this difference curve represents the steric contribution to GMSL. On Fig.3 is superimposed the Ishii-based steric component $\text{GMSL}_{\text{steric}}$. We observe rather good agreement between the two curves (as in Fig.2, we note some discrepancy however around December 2002-January 2003 where two GRACE solutions are lacking).

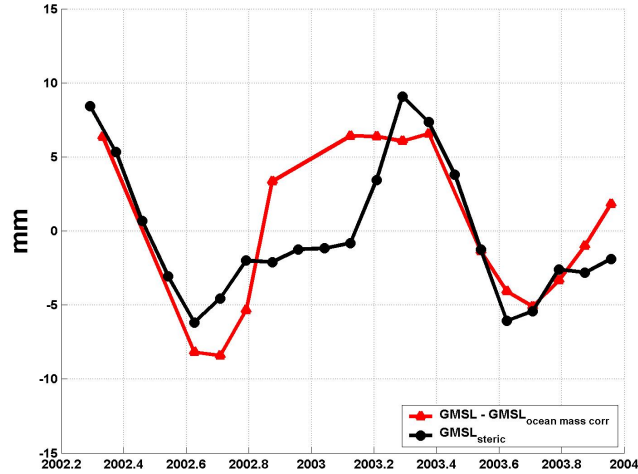


FIG. D.3 – Red curve : $\text{GMSL} - \text{GMSL}_{\text{ocean mass corr}}$. Black curve : Thermal expansion from Ishii et al. (2005) temperature data.

Besides errors of each data set, other differences are also to be expected. For example, the Ishii-based steric sea level curve is based on ocean temperature data down to 700 m only , with very sparse coverage in the southern oceans (Ishii et al., 2005). Although shallow ocean layers contribute most to thermal expansion, deep ocean contribution is not negligible (e.g., Lombard et al., 2005). The southern ocean is also expected to have a significant contribution, as shown in Willis et al. (2004) and Lombard et al. (2005), but the coverage of the Ishii et al. temperature data is very sparse in these remote regions.

D.4 Discussion

In this study, we first confirmed earlier results which showed that GRACE data over the oceans reflect the ocean mass signal due to the sum of atmospheric water mass, land hydrology and ice sheets mass change. Instead of using a mean annual signal, we compared, over their common time span, T/P GMSL, $\text{GMSL}_{\text{steric}}$ and $\text{GMSL}_{\text{ocean mass}}$. Combining the observed T/P GMSL (not corrected for steric effects) with GRACE data with appropriate atmospheric corrections, we get an estimate of globally averaged thermal expansion, totally independent from subsurface ocean temperature data. The present study is limited to a very short time span of less than 2 years. However when the GRACE time series extend in the future, this approach will provide unvaluable information on the global ocean heat content change, with important new perspectives on a better estimate of the oceans contribution to the net radiative imbalance of the Earth's climate system (Levitus et al. 2005) and to sea level rise.

Acknowledgements

We are very grateful to S. Bettadpur and F. Fletchner from the GRACE project for clarifications about the GRACE data processing. We also thank D. Chambers, J.M. Le-moine and F. Lyard for helpful discussion about the GRACE and T/P inverted barometer correction. Finally we are grateful to C.Cox from GSFC/NASA for supplying J2 SLR time series.

References

AVISO/Altimetry (1996), AVISO user handbook for merged TOPEX/Poseidon products, AVI-NT-02-101, Edition 3.0. Available at www.aviso.oceanobs.com.

Bettadpur, S. (2004a), GRACE 327-742, UTCSR Level-2 Processing Standards Document for Level-2 Product Release 0001, online available from http://podaac.jpl.nasa.gov/grace/documentation_test.html.

Bettadpur, S. (2004b), GRACE 327-742, UTCSR Level-2 Processing Standards Document for Level-2 Product Release 0001, online available from http://podaac.jpl.nasa.gov/grace/documentation_test.html.

Carrère, L. and F. Lyard (2003). Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing, Comparisons with observations, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 6, 1275.

Cazenave, A., F. Remy, K. Dominh and H. Douville (2000), Global ocean mass variations, continental hydrology and the mass balance of Antarctica ice sheet at seasonal timescale, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 27, No. 22, 3755-3758.

Cazenave, A, and R. S. Nerem (2004), Present-day sea level change : Observations and causes, *Reviews of geophysics*, 42, RG3001.

Chambers, D. P., J. Wahr and R. S. Nerem (2004), Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, L13310.

Chao, B. F (2005), On inversion for mass distribution from global (time-variable) gravity field, in press, *J. Geodynamics*, 39, 223-230, doi :10.1016/j.jog.2004.11.001.

Chen, J. L., C. R. Wilson, D. P. Chambers, R. S. Nerem and B. D. Tapley (1998), Seasonal global water mass budget and mean sea level variations, *Geophys. Res. Lett.*, 32, 19, 3555-3558.

Chen, J. L., C.R. Wilson, R. J. Eanes and R. S. Nerem (1999), Geophysical interpretation of the observed geocenter variations, *J. Geophys. Res.*, 104, B2, 2683-2690.

Church J. A., J. M. Gregory, P. Huybrechts, M. Kuhn, K. Lambeck, M. T. Nhuan, D. Qin and P. L. Woodworth (2001), Changes in Sea Level, *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*, eds. Houghton and Ding, Cambridge Univ. Press.

- Cox, C. and B. F. Chao (2002), Detection of a large-scale mass redistribution in the terrestrial system since 1998, *Science*, 297.
- Flechtner, F. (2003), GRACE AOD1B Product description document, online available from http://podaac.jpl.nasa.gov/grace/documentation_test.html.
- Holgate S. J., and P. L. Woodworth (2004), Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07305.
- Ishii, M., A. Shoji, S. Sugimoto and T. Matsumoto (2005), Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and marine meteorological variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection, *Int. J. Climatol.*, 25, 865-879.
- Leuliette, E. W., R. S. Nerem, and G. T. Mitchum (2004), Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change, *Mar. Geod.*, 27, 79- 94.
- Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer (2005), Warming of the world ocean, 1955-2003, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02604.
- Lombard A., A. Cazenave, P.Y. Le Traon and M. Ishii (2005), Contribution of thermal expansion to present-day sea level rise revisited, in press *Global and Planetary Change*.
- Milly, P. C. D., A. Cazenave, and M. C. Gennero (2003), Contribution of climate-driven change in continental water storage to recent sea-level rise, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 100, 13,158-13,161.
- Minster, J. F., A. Cazenave, Y. V. Serafini, F. Mercier, M.C. Gennero and P. Rogel (1999), Annual cycle in mean sea level from Topex-Poseidon and ERS-1 : inference on the global hydrological cycle, *Global and Planetary Change*, 20, 57-66.
- Nerem, R.S., and G.T. Mitchum (2001), *Sea Level Change, Satellite altimetry earth sciences*, Fu and Cazenave, Ed., Academic Press, San Diego.
- Ramillien G., Frappart F. and Cazenave A., Change in land water storage from 2 years of GRACE satellite data, *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 283-301, 2005
- Swenson, S. and J. Wahr (2002), Methods for inferring regional surface-mass anomalies from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) measurements of time-variable gravity, *J. Geophys. Res.*, 107, B9, 2193, doi :10.1029/2001JB000576.
- Tapley, D. B., S. Bettadpur, M. Watkins and C. Reigber (2004a), The gravity recovery and climate experiment : Mission overview and early results, *Geophys. Res. Lett.*, 31 L09607.
- Tapley, D. B., S. Bettadpur, J. C. Ries, P. F. Thompson and M. M. Watkins (2004b), GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System, *Science*, 305.
- Wahr, J., M. Moleenar and F. Bryan (1998), Time variability of the Earth's gravity field : Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *J. Geophys. Res.*, 103, B12, 30205-30229.

Wahr, J., S. Swenson, V. Zlotnicki and I. Velicogna (2004), Time-variable gravity from GRACE : First results, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, L11501.

Willis, J. K., D. Roemmich, and B. Cornuelle (2004), Interannual variability in upper ocean heat content, temperature, and thermosteric expansion on global scales, *J. Geophys. Res.*, 109, C12036.

AUTHOR : Alix LOMBARD

TITLE : Present-day sea level variations : Observations and causes.

PhD ADVISOR : Anny CAZENAVE

PLACE AND DATE : LEGOS, 25/11/2005.

ABSTRACT : Whereas sea level has changed little over the last 2000 years, it has risen at a rate of about 2 mm/year during the 20th century. This unexpected sea level rise has been attributed to the anthropogenic global warming, recorded over several decades. Sea level variations have been measured globally and precisely for about 12 years due to satellite altimeter missions Topex/Poseidon and Jason-1. These observations indicate a global mean sea level rise of about 3 mm/year since 1993, a value significantly larger than observed during previous decades.

Recent observations have allowed us to quantify the various climatic factors contributing to observed sea level change : thermal expansion of sea water due to ocean warming, melting of mountain glaciers and ice sheets, and changes in the land water reservoirs. A water budget based on these new observations allows us to partly explain the observed sea level rise. In particular, we show that the thermal expansion explains only 25

In addition, the high regional variability of sea level trends revealed by satellite altimetry is mainly due to thermal expansion. There is also an important decadal spatio-temporal variability in the ocean thermal expansion over the last 50 years, which seems to be controlled by natural climate fluctuations. We question for the first time the link between the decadal fluctuations in the ocean thermal expansion and in the land reservoirs, and indeed their climatic contribution to sea level change. Finally a preliminary analysis of GRACE spatial gravimetric observations over the oceans allows us to estimate the seasonal variations in mean sea level due to ocean water mass balance variations.

KEYWORDS : sea level rise, global climate change, ocean warming, thermal expansion, decadal fluctuations, natural climate variability, regional variability, mass balance, mountain glaciers, ice sheets, land waters, spatial altimetry, Topex/Poseidon, Jason-1, Grace.

AUTEUR : Alix LOMBARD

TITRE : Les variations actuelles du niveau de la mer : Observations et causes.

DIRECTEUR de THÈSE : Anny CAZENAVE

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : LEGOS, Vendredi 25 novembre 2005.

RÉSUMÉ : Alors que depuis un peu plus de 2000 ans, le niveau moyen de la mer a peu varié, ce niveau s'est élevé d'environ 2 mm/an au cours du 20ème siècle. Cette hausse soudaine est attribuée au réchauffement climatique d'origine anthropique enregistré depuis plusieurs décennies. Depuis une douzaine d'années, on mesure de façon globale et précise les variations du niveau de la mer grâce aux satellites altimétriques Topex/Poseidon et Jason-1. Ces observations indiquent une hausse moyenne globale d'environ 3 mm/an depuis 1993, valeur sensiblement plus grande que celle des dernières décennies.

Diverses observations disponibles depuis peu nous ont permis de quantifier les contributions des divers facteurs climatiques à la hausse observée du niveau de la mer : expansion thermique de la mer due au réchauffement des océans, fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires, apport d'eau des réservoirs continentaux. Le bilan de ces nouvelles observations nous permet d'expliquer en partie la hausse observée du niveau de la mer. En particulier, nous montrons que l'expansion thermique des océans n'explique que 25% de la hausse séculaire du niveau de la mer enregistrée par les marégraphes depuis 50 ans, tandis qu'elle contribue à la hauteur de 50% à la montée du niveau marin au cours de la dernière décennie. Parallèlement, des études récentes estiment que la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires pourraient contribuer pour environ 1 mm/an à l'élévation du niveau de la mer au cours de la dernière décennie.

De plus, la forte variabilité régionale des vitesses d'évolution du niveau de la mer révélée par les observations altimétriques de Topex/Poseidon résulte en grande partie de l'expansion thermique. Nous mettons également en lumière l'importante variabilité spatio-temporelle décennale de l'expansion thermique des océans au cours des 50 dernières années, qui semble dominée par les fluctuations naturelles du climat. De plus nous posons pour la première fois la question du lien qui existe entre les fluctuations décennales de l'expansion thermique des océans et la contribution climatique des eaux continentales au niveau de la mer. Enfin, une analyse préliminaire des observations gravimétriques de la mission spatiale GRACE sur les océans nous permet d'évaluer les variations saisonnières du niveau moyen de la mer liées aux variations du bilan de masse d'eau des océans.

MOTS-CLÉS : hausse du niveau de la mer, changement climatique global, réchauffement des océans, expansion thermique, fluctuations décennales, variabilité climatique naturelle, variabilité régionale, bilan de masse, glaciers de montagne, calottes polaires, eaux continentales, altimétrie spatiale, Topex/Poseidon, Jason-1, GRACE.

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE : Océanographie spatiale

INTITULE ET ADRESSE DU LABORATOIRE :

LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale)

Observatoire Midi-Pyrénées

18 Av. E. Belin, 31400 Toulouse, FRANCE