



HAL
open science

Le sous-courant équatorial et les échanges de masse et de chaleur associés dans le Pacifique tropical : variabilité, liens avec les événements El Niño-La Niña

Takeshi Izumo

► **To cite this version:**

Takeshi Izumo. Le sous-courant équatorial et les échanges de masse et de chaleur associés dans le Pacifique tropical : variabilité, liens avec les événements El Niño-La Niña. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2003. Français. NNT : . tel-00006355

HAL Id: tel-00006355

<https://theses.hal.science/tel-00006355>

Submitted on 21 Jul 2004

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.

UNIVERSITE TOULOUSE III – PAUL SABATIER
Ecole doctorale « Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace »
Formation doctorale « Océan, Atmosphère et Environnement »

THESE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Spécialité : Océanographie physique

Le sous-courant équatorial et les échanges de masse et de chaleur associés dans le Pacifique tropical : variabilité, liens avec les événements El Niño-La Niña.

Soutenu par

Takeshi IZUMO

le 5 décembre 2003

Composition du jury:

Serge Chauzy (président du jury)

Gilles Reverdin (rapporteur)

Yves Tourre (rapporteur)

Joël Picaut (directeur de these)

Bruno Blanke (examineur)

Michael McPhaden (examineur)

Travaux effectués au LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales)

14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

UNIVERSITE TOULOUSE III – PAUL SABATIER
Ecole doctorale « Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace »
Formation doctorale « Océan, Atmosphère et Environnement »

THESE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Spécialité : Océanographie physique

Le sous-courant équatorial et les échanges de masse et de chaleur associés dans le Pacifique tropical : variabilité, liens avec les événements

El Niño-La Niña.

Soutenue par

Takeshi IZUMO

le 5 décembre 2003

Composition du jury:

Serge Chauzy (président du jury)

Gilles Reverdin (rapporteur)

Yves Tourre (rapporteur)

Joël Picaut (directeur de these)

Bruno Blanke (examineur)

Michael McPhaden (examineur)

Travaux effectués au LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales)

14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier mon directeur de thèse, Joël, pour m'avoir suivi pendant ces trois années de thèse, pour son investissement, sa confiance, et son enthousiasme lors de nos discussions scientifiques. Son expérience et son savoir, aussi bien bibliographique qu'expérimental, m'ont beaucoup apporté. C'est aussi grâce à lui et Mike McPhaden que j'ai eu la chance de partir en mer pour la maintenance du réseau de mouillages TAO, et je leur en suis très reconnaissant. Cette mission sur le Ka'imimoana entre Hawaii et les Marquises pendant un mois a été une expérience fabuleuse grâce à l'équipage qui m'a accueilli chaleureusement et en particulier à Helen, Mike et Jason, qui m'ont fait découvrir un nouveau visage de l'Amérique.

Je suis très honoré que Gilles Reverdin et Yves Tourre en tant que rapporteurs, et Michael McPhaden et Bruno Blanke en tant qu'examineurs, aient accepté de donner de leur précieux temps pour étudier cette thèse, et je les en remercie vraiment. Leurs commentaires, leurs questions et leurs remarques ont été très bénéfiques. J'ai été très heureux que Serge Chauzy est pu présider la soutenance, lui qui a le don de toujours rajouter une pointe de bonne humeur et d'humour, et je l'en remercie beaucoup. Et bien sûr, je tiens à adresser un grand merci à Bruno Blanke, pour l'utilisation de son outil de suivi lagrangien ARIANE et l'introduction très pédagogique qu'il m'en a faite, et surtout pour sa gentillesse et sa disponibilité tout au long de ma thèse. Même lorsque la thèse s'orienta vers une approche plus eulérienne, son intérêt pour suivre mon travail n'en diminua pas, et je garde un très bon souvenir de notre interaction et des nombreuses discussions que l'on a eu ensemble, qui m'ont beaucoup aidé pour améliorer le manuscrit.

Je souhaite aussi remercier toute l'équipe du LEGOS pour m'avoir accueilli pendant ces années, aussi bien les thésards et chercheurs que Martine, Nadine et Bruno, sans qui le fonctionnement du laboratoire ne serait possible. Merci à mes « compagnons » de bureau succesifs, Pascal, Sophie, Fabien, Sylvain, Baptiste, Marie, pour la bonne et chaleureuse ambiance de bureau qu'ils ont créé, leur soutien, et tous les bons moments passés ensemble, parfois lors de voyages lointains, qui ont soudé notre amitié. J'ai aussi vraiment apprécié toutes les discussions scientifiques que j'ai pu avoir avec les membres de l'équipe « tropiques », notamment la collaboration qui m'a vraiment motivé avec Sophie, ma « grande sœur » de thèse et Gaël, et je les en remercie tous sincèrement.

Enfin, je voudrais remercier de tout mon cœur mes parents, mon frère, et tous mes amis, de Toulouse, de Paris et d'ailleurs, avec qui j'ai partagé tant de bonheur, qui m'ont si bien soutenu au cours de cette thèse, et sans qui tout cela n'aurait pas été possible...notamment mes amis thésards « toulousains » comme moi, Olivier, Manu, Chico, Gaëtan, avec qui j'ai partagé cette expérience commune de la thèse ; Nils, Lucie, Tino, Germaine, Sophie, Antony, Fabien, Fred, Mickaël, Florent, Baptiste et Ariane, Yannick pour ces voyages extraordinaires partagés ensemble ; François et Steph, Luc et Ember, Max et Claire, Pierre et Elodie, Marie et Steve..., qui m'ont tant apporté par leur chaleur, leur confiance et leur amitié.

RESUME

Le sous-courant équatorial (EUC), en alimentant l'upwelling équatorial, peut avoir une forte influence sur la température de surface (SST) du Pacifique équatorial Est et donc sur la variabilité associée à El Niño. L'EUC et les cellules de circulation méridienne (shallow subtropical/tropical overturning cells, STCs/TCs) l'alimentant sont étudiés en combinant données in situ et modélisation. Les trajectoires de masses d'eau sont calculées dans des simulations réalistes (le modèle OPA forcé par les vents des réanalyses NCEP sur 1948-1999 ou des satellites ERS sur 1992-1999). Leur analyse met en évidence des cheminements des masses d'eaux propres aux événements El Niño-La Niña de 1997-1998, avec des recharges et décharges de la bande équatoriale complexes et asymétriques. Cette analyse montre aussi l'apport d'eaux froides par les STCs et l'EUC lors de la brusque transition vers La Niña en mai 1998. Les données de courant et de température des mouillages TAO/TRITON le long de l'équateur à 170°W, 140°W et 110°W sont méthodiquement bouchées sur 1980-2002. On montre que des séries continues du débit, de la température, de la profondeur et de l'énergie cinétique de l'EUC sur toute son extension méridienne peuvent alors être construites. Leur analyse révèle que la forte variabilité interannuelle du débit de l'EUC est une réponse linéaire et quasi-stationnaire à la tension de vent zonale équatoriale intégrée zonalement dans le Pacifique Ouest et central. La température de l'EUC, indispensable pour l'estimation du transport de chaleur, varie elle linéairement avec la différence des profondeurs de la thermocline et de l'EUC dans le Pacifique central.

Le modèle numérique, validé entre autre à l'aide des séries de l'EUC, est utilisé pour étudier sur 1951-1999 la circulation équatoriale associée à l'EUC: la convergence dans la pycnocline, l'upwelling équatorial et la divergence en surface à 5°N et 5°S. Leurs variabilités en débit sont quasi-égales à celle de l'EUC, qui est donc un bon indicateur de la force des STCs. Ces variabilités sont principalement causées par la tension de vent zonale intégrée zonalement sur tout le bassin, en accord avec des théories linéaires. Des déphasages avec la SST équatoriale, notamment l'avance de 5 mois de l'upwelling et de la divergence sur la SST, révèlent des relations de cause à effet très intéressantes, confirmées par les bilans de chaleur. La différence de température entre la divergence et la convergence a des variations interannuelles et à plus long-terme égales à celles de la SST équatoriale. Les conséquences sur les bilans et échanges de masse et de chaleur dans la bande équatoriale sont ensuite quantifiées. La variabilité du transport de chaleur méridien associé à la convergence/divergence est due aussi bien aux variations de débit que de température de la convergence et de la divergence. Ainsi, pendant un événement El Niño, la baisse des débits aura tendance à réchauffer la bande équatoriale (recharge), alors que l'augmentation de la différence entre les températures de la divergence et de la convergence aura l'effet contraire (décharge). Pour le Pacifique Est, les variations interannuelles du débit dominant celles de la température de l'EUC pour le transport de chaleur de l'EUC. Les liens avec les théories d'El Niño et sa variabilité décennale sont discutés.

ABSTRACT

The Equatorial UnderCurrent (EUC) is part of the shallow subtropical/tropical meridional overturning cells (STCs/TCs), and by feeding the equatorial upwelling it may have strong influences on the eastern equatorial sea surface temperature (SST) and thus on ENSO (El Niño-Southern Oscillation) and its long-term variations. The EUC and the meridional overturning cells are studied using both in situ data, analytical and numerical models. Trajectories of water masses are calculated in a realistic ocean general circulation model (OGCM, forced by winds from NCEP reanalyses over 1948-1999 or from ERS satellites over 1992-1999). Their analysis reveals complex and asymmetric recharges/discharges of the equatorial band associated with the 1997-1998 El Niño-La Niña events. This lagrangian analysis also shows how the outcrop of cold water appearing during the rapid transition to La Niña in may 1998 was fed by STCs and the EUC. Then it is shown that transport, transport-weighted temperature and depth, and kinetic energy of the EUC over the entire meridional section, can be estimated by using TAO/TRITON moored data of current and temperature right at the equator, with their gaps carefully filled. Continuous time series at 170°W, 140°W and 110°W are constructed and show strong variations on seasonal to interannual time scales over 1980-2002. Their physical analysis reveals that the interannual variations in mass transport are a linear and quasi-stationary response to zonal wind stretch integrated zonally over the west and central Pacific. EUC temperature, which is important for the estimation of EUC heat transport, varies linearly with the difference of thermocline and EUC depths.

The OGCM, validated especially with the EUC time series, is used to study over 1951-1999 the equatorial circulation associated with the EUC: pycnocline convergence, equatorial upwelling and surface divergence at 5°N and 5°S. Their interannual and long-term variations are all nearly equal (EUC is thus a good indicator of STCs strength), with some lags due to wave propagation. Such variations are mostly explained by linear ocean adjustment to zonal wind stretch integrated zonally over the equatorial Pacific, in agreement with linear theories. A decrease of about 30% in transport is thus seen over the last fifty years in the EUC and meridional overturning circulation, due to the overestimated decrease in NCEP easterlies. Analysis of the lags with equatorial SST, particularly the 5 months lead of upwelling and divergence over SST, reveals interesting cause to effect relationships, confirmed by heat budgets. The difference in temperature between divergence and convergence has the same variations as equatorial SST. A long-term decrease in EUC transport-weighted temperature of about 1°C is also seen, due to a shallower thermocline. For the heat budget of the eastern equatorial Pacific, EUC mass transport variations appear dominant on interannual timescale, but EUC transport-weighted temperature variations become also important on decadal timescale. For the heat budget of the equatorial band, both mass transport and temperature variations of meridional overturning are important. The links with theories of El Niño and decadal variability are finally discussed.

TABLE DES MATIERES

<i>RESUME</i>	6
<i>ABSTRACT</i>	7
<i>TABLE DES MATIERES</i>	8
<i>LISTE DES PRINCIPAUX ACRONYMES</i>	13
<i>INTRODUCTION</i>	14
CHAPITRE I : LE PACIFIQUE TROPICAL, LE SOUS-COURANT EQUATORIAL ET LA CIRCULATION OCEANIQUE ASSOCIEE	17
1 Le Pacifique Tropical et le phénomène ENSO	17
1.1 <i>Description climatologique du Pacifique tropical</i>	17
1.1.1 La situation atmosphérique et océanique moyenne.....	17
1.1.2 Le système de courants.....	20
1.1.3 Le cycle saisonnier	21
1.2 <i>Les caractéristiques du phénomène ENSO</i>	21
1.2.1 Historique.....	21
1.2.2 La phase chaude d'ENSO : El Niño.....	23
1.2.3 La phase froide d'ENSO : La Niña	23
1.2.4 Les impacts d'El Niño	24
1.2.5 Les théories d'El Niño	25
1.2.5.a Recharge-décharge de la zone équatoriale	26
1.2.5.b L'oscillateur retardé.....	27
1.2.5.c Advection de la warm pool.....	27
1.2.5.d Couplage dans l'extrême - Ouest du bassin	28
1.2.6 Modulation par les hautes fréquences	28
1.3 <i>Variabilité décennale du Pacifique et d'ENSO</i>	29
1.3.1 Description.....	29
1.3.2 Origines dynamiques possibles	30
2 Présentation du sous-courant équatorial et de la circulation océanique associée dans le Pacifique tropical	31
2.1 <i>Le sous-courant équatorial</i>	31
2.1.1 Description.....	31
2.1.2 Dynamique et thermodynamique de l'EUC.....	33
2.1.2 Les sources de l'EUC.....	36
2.1.3 Variabilité de l'EUC.....	37
2.1.3.a Le cycle saisonnier	37
2.1.3.b Variations interannuelles.....	38
2.1.3.c Variations décennales.....	38
2.1.3.d Lien potentiel entre variabilité de l'EUC et SST	39
2.2 <i>Les cellules d'alimentation méridienne de l'EUC</i>	39
2.2.1 Les STCs (shallow subtropical cells)	40
2.2.1.a Description.....	40

2.2.1.b	<i>Dynamique et variabilité</i>	41
2.2.2	Les TCs (tropical cells).....	44
2.2.3	La circulation interocéanique.....	45
2.3	Les bilans de masse et de chaleur dans le Pacifique tropical	45
2.3.1	Bilans moyens	46
2.3.2	Variabilité	47
	CHAPITRE 2 : DONNEES ET SIMULATIONS UTILISEES	49
1	Les données in situ	49
1.1	<i>Le système d'observation du Pacifique tropical</i>	49
1.2	<i>Le réseau de mouillages TAO/TRITON</i>	50
2	Le modèle OPA et les différents forçages utilisés	54
2.1	<i>Description</i>	54
2.1.1	Caractéristiques du modèle OPA global.....	54
2.1.2	Les différentes simulations utilisées.....	55
2.1.2.a	<i>Les forçages atmosphériques</i>	55
2.1.2.b	<i>Les simulations</i>	55
2.2	<i>Validation des courants de la simulation OPA/ERS</i>	56
	CHAPITRE 3 : ETUDE LAGRANGIENNE DE LA CIRCULATION OCEANIQUE DANS LE PACIFIQUE TROPICAL. APPLICATION A L'ETUDE DES EVENEMENTS EL NINO-LA NINA de 1997-98	59
1	Le programme de suivi lagrangien ARIANE	60
1.1	<i>Principe</i>	60
1.2	<i>Les différents voies d'exploitation et d'interprétation</i>	61
1.3	<i>Approximations, incertitudes sur les trajectoires</i>	61
1.4	<i>Approche et types d'expériences utilisées</i>	62
2	Etude de trajectoires climatologiques	63
3	Etude des événements El Niño-La Niña de 1997-98	66
3.1	<i>Particularités de ces évènements</i>	66
3.1.1	Les coups de vent d'Ouest et le début du couplage océan-atmosphère....	66
3.1.2	L'ampleur de la phase mature	67
3.1.3	La rapidité du passage à La Niña	67
3.1.4	La forte variabilité des transports associés	67
3.2	<i>Analyse des déplacements de masses d'eau</i>	69
3.2.1	Accumulation d'eau avant El Niño	69
3.2.2	Déplacement d'eau pendant El Niño	70
3.2.3	Transition vers La Niña	74
3.3	<i>Mise en évidence du rôle de l'EUC et des STCs lors de la transition El Niño-La Niña</i>	75
3.3.1	Description de la transition	76
3.3.2	Origine des eaux froides émergeant en mai-juin 1998 dans le Pacifique tropical Est	77
3.3.3	Discussion	79
4	Intérêts et limites de l'analyse lagrangienne	80

CHAPITRE 4 : ETUDE EULERIENNE DU SOUS-COURANT EQUATORIAL ET DE SA VARIABILITE..... 81

1 Estimation des caractéristiques de l'EUC à partir des données

TAO disponibles en U et T 83

1.1 Le bouchage des trous de données TAO en U et T..... 83

1.1.1 Les données in situ disponibles et utilisées..... 83

1.1.2 Les méthodes utilisées pour bouchage 85

1.1.2.a Régression bilinéaire..... 85

1.1.2.b Régression linéaire..... 86

1.1.2.c Régression linéaire avec 2°N ou 2°S pour T..... 88

1.1.2.d Régression linéaire avec le modèle pour T..... 89

1.1.3 Résultats..... 89

1.1.3.a Les séries bouchées 89

1.1.3.b Incertitudes sur U et T..... 91

1.2 Construction des séries temporelles à l'équateur du débit, de la température, de la profondeur et de l'énergie cinétique de l'EUC..... 91

1.2.1 Critères de définition de l'EUC..... 92

1.2.2 Définition et intérêt des diverses caractéristiques de l'EUC 94

1.2.2.a Débit 94

1.2.2.b Température pondérée par le courant zonal..... 95

1.2.2.c Profondeur pondérée par le courant zonal..... 96

1.2.2.d Energie cinétique..... 96

1.2.3 Choix et validation des interpolations optimales pour U et T 97

1.2.4 Bouchages finaux 99

1.2.5 Incertitudes sur les résultats 101

1.3 Extrapolation méridienne des caractéristiques de l'EUC. Comparaison avec les simulations 102

1.3.1 La méthode d'extrapolation méridienne..... 102

1.3.1.a Justification par les simulations..... 102

1.3.1.b Justification théorique : modèle linéaire de l'EUC 105

1.3.2 Extrapolation des données TAO 108

1.3.2.a Données in situ ponctuelles disponibles..... 108

1.3.2.b Validation de la méthode..... 109

1.3.3 Résultats et validation des caractéristiques de l'EUC dans les simulations
110

2 Analyse de la variabilité de l'EUC 114

2.1 Description..... 115

2.2 Causes physiques de variabilité..... 118

2.2.1 Débit 118

2.2.2 Température 122

2.2.3 Profondeur..... 124

2.3 Remarques..... 125

CHAPITRE 5 : VARIABILITE DE LA CIRCULATION TROPICALE, CONSEQUENCES SUR LES ECHANGES DE MASSE ET DE CHALEUR DANS LE PACIFIQUE TROPICAL..... 127

1	La circulation moyenne associée aux échanges méridiens dans les simulations.....	128
1.1	<i>Les cellules de circulation simulées dans le Pacifique tropical.....</i>	<i>128</i>
1.1.1	Les STCs, TCs et l'upwelling équatorial.....	128
1.1.2	Choix des latitudes d'étude.....	132
1.2	<i>Choix des critères de définition de convergence /divergence</i>	<i>133</i>
1.2.1	Distinction des transports méridiens dans la pycnocline et en surface... 133	
1.2.2	Distinction des transports par les bords Ouest et par l'intérieur	135
1.2.3	Répartition longitudinale de la convergence et de la divergence.....	136
2	Variabilité de la circulation tropicale	136
2.1	<i>Variabilité de la circulation méridienne.....</i>	<i>137</i>
2.1.1	Convergence dans la pycnocline	138
2.1.1.a	<i>Description de la variabilité</i>	<i>138</i>
2.1.1.b	<i>Causes physiques.....</i>	<i>140</i>
2.1.2	Divergence en surface.....	142
2.1.2.a	<i>Description de la variabilité</i>	<i>142</i>
2.1.2.b	<i>Comparaison au transport d'Ekman et à la théorie de Sverdrup... 144</i>	
2.1.3	Comparaison convergence/divergence/EUC	145
2.1.3.a	<i>Convergence/divergence à 5°N et 5°S.....</i>	<i>145</i>
2.1.3.b	<i>Convergence/divergence/EUC</i>	<i>146</i>
2.1.3.c	<i>Origine physique et lien avec ENSO</i>	<i>150</i>
2.1.3.d	<i>Utilisation de la différence de pression Ouest-Est comme proxy de la convergence/divergence. Application à l'étude de la tendance de OPA/NCEP. ... 152</i>	
2.1.3.e	<i>Sensibilité au choix des latitudes d'étude</i>	<i>153</i>
2.1.4	Etude des températures de la convergence et de la divergence	154
2.1.4.a	<i>Définition</i>	<i>155</i>
2.1.4.b	<i>Résultats et interprétation.....</i>	<i>155</i>
2.2	<i>Variabilité de l'upwelling équatorial.....</i>	<i>158</i>
2.2.1	Définition et comparaison avec l'EUC.....	158
2.2.1.a	<i>Définition</i>	<i>158</i>
2.2.1.b	<i>Variabilité du transport de masse, comparaison avec l'EUC</i>	<i>159</i>
2.2.2	Etude de la température de l'upwelling	160
2.2.2.a	<i>Définition</i>	<i>160</i>
2.2.2.b	<i>Variabilité interannuelle et tendance</i>	<i>161</i>
2.3	<i>Variabilité du courant équatorial Sud (SEC).....</i>	<i>163</i>
2.3.1	Définition	163
2.3.2	Débit du SEC. Comparaison avec l'EUC et l'upwelling.....	163
2.3.3	Température du SEC	164
2.4	<i>Remarques sur la comparaison convergence/divergence/ EUC/upwelling équatorial/SEC.....</i>	<i>165</i>
2.4.1	En débit	165
2.4.2	En température	167
3	Conséquences sur les échanges de masse et de chaleur	168
3.1	<i>Bilans de masse et de chaleur de toute la bande équatoriale du Pacifique.....</i>	<i>168</i>
3.1.1	Bilan de masse.....	168
3.1.2	Bilan de chaleur.....	170

3.1.2.a	<i>L'équation de chaleur et ses différents termes.....</i>	170
3.1.2.b	<i>Transport de chaleur associé à la circulation méridienne convergence/divergence.....</i>	172
3.1.2.c	<i>Importance relative des anomalies de débit et de température.....</i>	173
3.1.2.d	<i>Etude du flux de chaleur atmosphérique</i>	174
3.1.2.e	<i>Remarques.....</i>	175
3.2	<i>Bilan de chaleur du Pacifique tropical Est. Rôle de l'EUC</i>	176
3.2.1	<i>Bilan de chaleur.....</i>	176
3.2.2	<i>Echanges de chaleur associés à l'EUC</i>	177
3.2.2.a	<i>Estimation des anomalies des transports de chaleur advectifs.....</i>	177
3.2.2.b	<i>Importance relative des anomalies de débit et de température de l'EUC 178</i>	
3.2.2.c	<i>Lien avec ENSO et la variabilité décennale</i>	180
	<i>CONCLUSION ET PERSPECTIVES.....</i>	183
1	<i>SYNTHESE GENERALE</i>	183
2	<i>PRINCIPALES CONSEQUENCES ET PERSPECTIVES</i>	187
	<i>ANNEXE 1 : Tropical pathways, equatorial undercurrent variability and the 1998 La Niña (article publié dans GRL).....</i>	192
	<i>ANNEXE 2 : Long-term trends and decadal variability in a forced OGCM in the tropical Pacific (article soumis à GRL)</i>	198
	<i>LISTE DES FIGURES.....</i>	215
	<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	228

LISTE DES PRINCIPAUX ACRONYMES

ADCP: Acoustic Doppler Current Profiler
CTD : Conductivity, Temperature, Density
ENSO: El Niño Southern Oscillation
EUC Equatorial UnderCurrent
IOC: InterOcean Circulation
ITCZ: InterTropical Convergence Zone
LODYC : Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie
LPO : Laboratoire de Physique des Océans (Brest)
NCEP: National Center for Environmental Prediction
NEC: North Equatorial Current
NECC: North Equatorial CounterCurrent
OGCM : Ocean General Circulation Model
OPA : Océan Parallélisé
OPA/ERS :simulation d'OPA forcée par les vents ERS de mi-1992 à 1999
OPA/NCEP : simulation d'OPA forcée par les vents NCEP de 1948 à 1999
PDO: Pacific Decadal Oscillation
SEC : South Equatorial Current
SOI: Southern Oscillation Index
SPCZ: South Pacific Convergence Zone
SSS: Sea Surface Salinity
SST: Sea Surface Temperature
STCs: shallow SubTropical overturning Cells
TCs: shallow Tropical overturning Cells
TAO: Tropical Atmosphere-Ocean
TOGA: Tropical Ocean Global Atmosphere

INTRODUCTION

Le phénomène El Niño, qu'on accuse de tous les maux, est un dérèglement climatique qui apparaît tous les 2 à 7 ans. Le système couplé océan-atmosphère est alors complètement modifié dans le Pacifique tropical, avec un déplacement de l'énorme réservoir d'eaux chaudes, habituellement à l'Ouest du bassin, vers l'Est du Pacifique. Cela a des impacts climatiques sur une grande partie du globe. Ainsi, des pluies abondantes apparaissent en Equateur et au Pérou, créant des inondations catastrophiques, alors que la sécheresse favorise en Indonésie de terribles feux de forêt. Les phénomènes El Niño de 1982-83 et de 1997-98, qui ont tour à tour battu les records de mesure, ont ainsi eu des conséquences socio-économiques très importantes, bénéfiques parfois, le plus souvent désastreuses, surtout humainement. Pour pouvoir limiter tous les dégâts associés à El Niño, mais aussi pour pouvoir profiter et exploiter au mieux la modification climatique associée, sa prévision apparaît très utile. Elle peut permettre d'adapter les choix agricoles de l'année à venir, de construire des digues par exemple en Californie contre les tempêtes attendues, mais aussi d'en profiter pour organiser son prochain voyage dans les Caraïbes, sans risque de tomber en plein dans un cyclone...

Or, grâce à la forte inertie thermique de l'océan, l'évolution du système couplé océan-atmosphère est très lente et rend la prévision envisageable sur plusieurs mois, contrairement aux prévisions météorologiques, limitées à quelques jours. Il est donc très important de mieux comprendre le phénomène El Niño pour mieux le prévoir. Des réseaux d'observations ont donc été mis en place, notamment un réseau de mouillages ancrés dans tout le Pacifique tropical (Tropical Atmosphere Ocean array, TAO). L'ère spatiale a elle-aussi beaucoup apporté en permettant des mesures du niveau de la mer, de la température et des vents en surface avec une couverture globale de l'océan. Ces données ont permis une meilleure compréhension du phénomène El Niño, dont les mécanismes de base sont maintenant bien connus. Cependant, les diverses théories existantes mettent différentes interactions en avant, ou sont parfois différentes manières de voir les même processus physiques. Ces théories sont complémentaires et il est difficile d'estimer quantitativement les rôles relatifs des diverses mécanismes proposés. De plus, l'interaction et l'influence de l'intrasaisonnier, du cycle saisonnier, de la variabilité basse-fréquence du Pacifique, du réchauffement climatique anthropique, des régions extra-tropicales... sur El Niño sont mal connues.

La circulation océanique du Pacifique tropical est en outre très complexe et varie fortement. Le sous-courant équatorial (equatorial undercurrent, EUC) y joue un rôle fondamental. Ce courant très fort vers l'Est est centré à l'équateur et situé dans la pycnocline. Ses eaux froides proviennent en majeure partie des zones de subduction dans les subtropiques et sont apportées par convergence dans la pycnocline. L'EUC alimente la remontée des eaux froides vers la surface à l'Est du Pacifique équatorial (upwelling équatorial) et leur divergence vers les subtropiques en surface. On a donc des cellules de circulation tridimensionnelle, appelées shallow subtropical cells (STCs), qui engendrent d'importants échanges de masse et de chaleur entre les subtropiques et la bande équatoriale. Ces échanges ne sont pris en compte que de manière indirecte et simplifiée dans les modèles théoriques d'El Niño. De plus, avec des temps de transit associés de l'ordre de 10 à 20 ans, les STCs peuvent aussi avoir un rôle dans les variations basse-fréquence, notamment décennales, du Pacifique tropical, soit par des variations de température des eaux transportées, soit par des variations de transport de masse.

Les modèles numériques permettent eux d'identifier les STCs et la circulation zonale et méridienne associée. Les études des trajectoires de masses d'eau associées n'ont été faites que pour des simulations climatologiques, et il semble a priori intéressant d'étudier la variabilité des trajectoires dans des simulations interannuelles. Cependant, le manque de données hydrologiques et courantométriques dans les subtropiques rend l'estimation des cheminements et transports méridiens associés aux STCs très délicate, notamment leur variabilité. Par contre, on dispose de plus de mesures sur l'EUC, plus localisé spatialement, et qui fait partie intégrante des STCs. De plus, à l'équateur, grâce au réseau de mouillages TAO, il existe des séries quasi-continues de mesures à la fois de température et de courant en subsurface, parfois depuis 1980. Elles peuvent donner de précieuses informations sur la variabilité interannuelle, voir à plus long-terme, de l'EUC, en débit et température, donc sur la circulation méridienne associée aux STCs et sur l'upwelling équatorial. Nous nous intéresserons donc à voir dans quelle mesure on peut utiliser toutes les données in situ à notre disposition pour mieux connaître l'EUC, pour mieux comprendre dynamiquement ses variations en terme de débit et de température et pour les quantifier. Nous verrons ensuite si ces variations peuvent être liées à des variations des STCs, ou plus précisément de la convergence dans la pycnocline, de la divergence en surface et de l'upwelling équatorial. Enfin, les conséquences des variations de ces circulations sur les échanges de masse et de chaleur entre la bande équatoriale et les subtropiques, mais aussi entre l'Ouest et l'Est de la bande équatoriale, devront être mieux comprises et quantifiées, pour pouvoir améliorer la compréhension du phénomène El Niño et de sa variabilité à plus long-terme.

Dans un premier temps, on présentera le climat du Pacifique tropical, le phénomène El Niño, et les différentes théories proposées pour expliquer ce phénomène, mais aussi la variabilité décennale du Pacifique tropical. Dans ce premier chapitre, on fera ensuite une synthèse bibliographique des travaux faits sur l'EUC, sur les cellules de circulation méridienne, et sur les bilans de masse et de chaleur dans la bande équatoriale. Dans le deuxième chapitre, on décrira les données in situ, le modèle océanique et les forçages utilisés dans la présente étude, et on fera quelques comparaisons directes entre le modèle et les observations. Puis on présentera dans le chapitre 3 une étude lagrangienne de la circulation et de sa variabilité, en calculant les trajectoires des masses d'eau dans le modèle, aussi bien en climatologie qu'en utilisant les courants interannuels. On s'intéressera en particulier aux déplacements des masses d'eaux pendant les événements El Niño-La Niña de 1997-98, et on mettra en évidence dans le modèle les STCs et l'importance de l'EUC dans l'alimentation de la bande équatoriale. On étudiera alors l'EUC et sa variabilité à partir des séries de données in situ dans le chapitre 4. Dans ce chapitre important, on montrera d'abord comment ces données peuvent être méthodiquement bouchées, jusqu'à obtenir des séries continues du débit par unité de latitude, de la température, de la profondeur et de l'énergie cinétique de l'EUC à l'équateur. Ensuite, on montrera la possibilité d'extrapoler ces séries estimées à l'équateur à toute la section méridienne de l'EUC, en combinant données in situ, simulations numériques et un modèle analytique linéaire. Ces longues séries, commençant par exemple à 110°W en 1980, permettront de quantifier la variabilité de l'EUC à partir d'observations, et d'analyser ses causes dynamiques. On pourra en outre valider l'EUC dans le modèle. Ce modèle pourra alors être utilisé dans le dernier chapitre pour étudier la circulation associée à l'EUC : la convergence dans la pycnocline, la divergence en surface et l'upwelling équatorial. On comparera leurs variabilités interannuelles, mais aussi leurs tendances sur les 50 ans de simulation, en terme de débit et de température. On identifiera leurs causes physiques, pour expliquer leur covariabilité et les déphasages très intéressants avec la SST équatoriale. Les conséquences sur les bilans et échanges de masse et de chaleur de la bande équatoriale seront ensuite quantifiées. Enfin, les liens avec les théories d'El Niño et sa variabilité décennale seront discutés. Pour finir, les conclusions et les perspectives de ce travail seront présentées.

CHAPITRE I : LE PACIFIQUE TROPICAL, LE SOUS-COURANT EQUATORIAL ET LA CIRCULATION OCEANIQUE ASSOCIEE

On présentera brièvement dans ce chapitre introductif les conditions océaniques et climatiques moyennes dans le Pacifique tropical. Les dérèglements associés aux événements El Niño-La Niña et les principales théories cherchant à les expliquer seront décrits succinctement. La variabilité décennale du Pacifique sera elle-aussi présentée.

On s'intéresse dans cette thèse à l'EUC, à la circulation océanique associée et aux conséquences sur les bilans de masse et de chaleur dans le Pacifique équatorial. Un travail bibliographique synthétise dans la deuxième partie ce qui est connu sur ces sujets, et les différentes études parfois contradictoires, afin de bien introduire le sujet de cette thèse.

1 Le Pacifique Tropical et le phénomène ENSO

1.1 Description climatologique du Pacifique tropical

1.1.1 La situation atmosphérique et océanique moyenne

Dans l'Ouest du Pacifique se trouve une zone d'ascendance atmosphérique associée à une importante couverture nuageuse et de fortes précipitations. Cette zone de convection profonde est prolongée en haute troposphère par des vents d'Ouest, puis par une zone de subsidence au dessus de l'Amérique latine (cellule de Walker) (Fig. 1, au centre).

Les cellules de Hadley Nord et Sud associées à la circulation générale atmosphérique méridienne apportent par les alizés de Nord-Est et de Sud-Est de l'air sec et froid qui s'humidifie et se réchauffe en convergeant vers la zone de convergence inter-tropicale (Inter Tropical Convergence Zone, ITCZ). L'air ascendant y libère son humidité et retourne dans la haute troposphère vers le Nord-Est et le Sud-Est. L'ITCZ se trouve dans l'hémisphère Nord, entre 0° et 12° N, à cause de la présence plus forte des continents dans l'hémisphère Nord. Les pluies causées par cette ascendance sont une importante source d'eau douce pour l'océan. De même, une autre zone de convection moins marquée est la zone de convergence du Pacifique

Sud. Elle s'étend de la Papouasie-Nouvelle Guinée à Tahiti, et est elle aussi associée à un maximum des précipitations.

La situation océanique est directement liée au forçage atmosphérique. La principale source d'eaux chaudes (28° - 29°C) se situe dans le Pacifique occidental autour de l'équateur sur une profondeur allant jusqu'à 100 m sur plusieurs milliers de km². Sa formation est directement liée au régime des alizés. Ceux-ci poussent les eaux chaudes équatoriales qui s'accumulent alors dans l'Ouest du bassin. Cette région appelée réservoir d'eaux chaudes (ou 'warm pool') est très importante car la convection atmosphérique profonde est possible lorsque la SST (Sea Surface Temperature) est supérieure à 28°C. A l'Est du bassin équatorial se trouve la langue d'eau froide (22°-23°C) due à l'upwelling équatorial associé aux alizés. En profondeur, la thermocline s'enfonce jusqu'à 200 m à l'Ouest (accumulation d'eaux chaudes) et affleure la surface à l'Est (Fig. 1, centre). Cette différence marquée de SST alimente en retour le régime des vents en favorisant la circulation associée à la cellule de Walker. Ce couplage océan-atmosphère joue un rôle essentiel dans la dynamique d'ENSO (El Niño-Southern Oscillation).

Au Nord-Est et surtout au Sud-Est du bassin, entre 15° et 20° de latitude, l'évaporation causée par les alizés est forte, induisant des salinités élevées. Une subduction d'eaux salées froides (T~20°C) y est associée et ces eaux convergent vers l'équateur. Au contraire, la zone de convergence atmosphérique ascendante associée à la warm pool génère de fortes précipitations et donc une faible salinité de surface. On a donc dans la warm pool une halocline (associée à un fort gradient de salinité donc de densité) moins profonde que la thermocline. La couche entre la thermocline et la halocline (barrier layer) modifie la dynamique de l'océan équatorial, notamment en isolant la couche de surface du refroidissement des eaux sous la thermocline et en augmentant la sensibilité de l'océan équatorial aux forçages atmosphériques (coups de vent d'Ouest et jets équatoriaux).

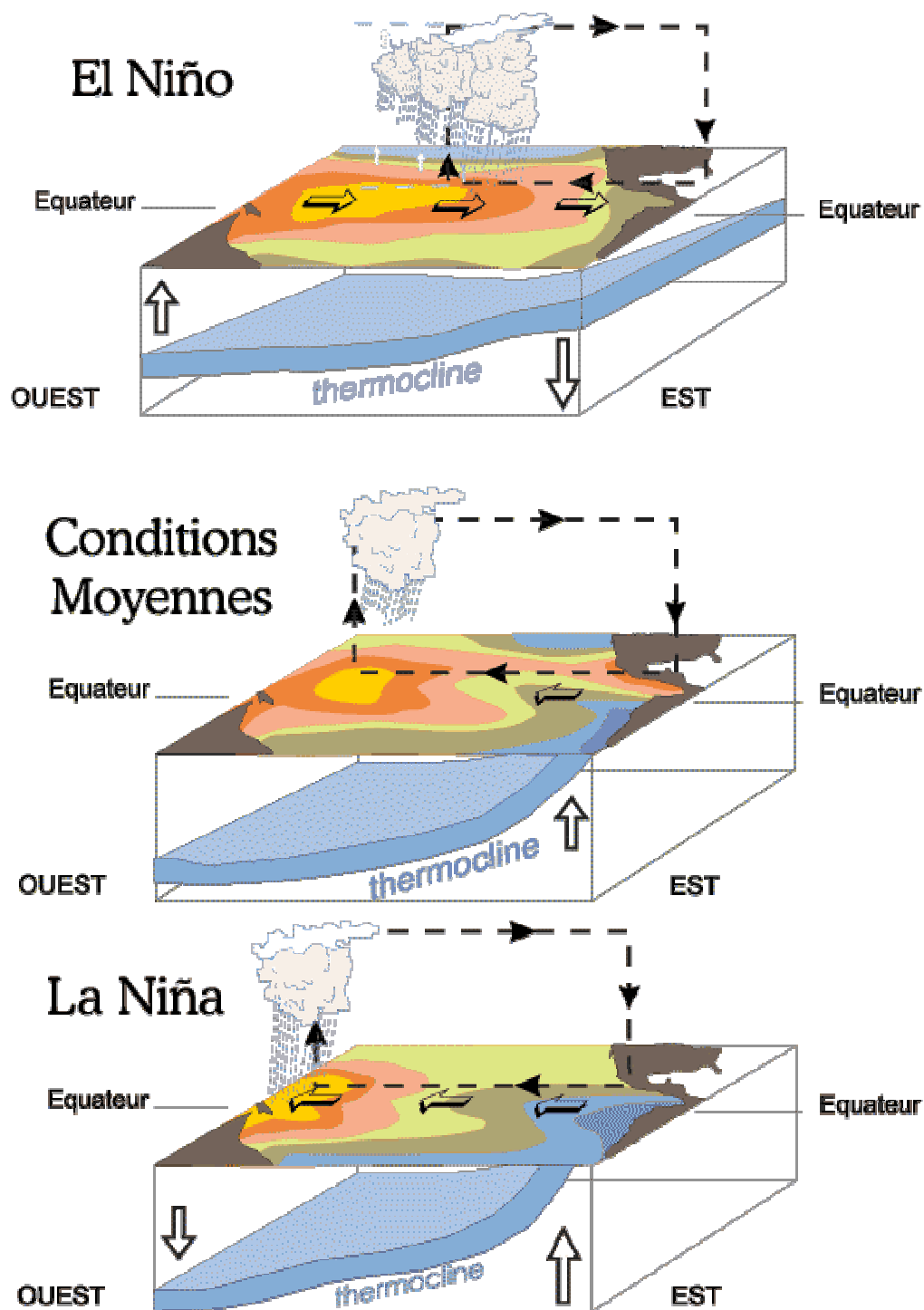


Figure 1.1 : Situations du système couplé océan-atmosphère dans le Pacifique tropical, lors de conditions El Niño (en haut), de conditions normales (au centre) et de conditions La Niña (en bas). La surface de l'océan est orange-rouge (bleue) lorsque les eaux de surface sont chaudes (froides). Les flèches verticales représentent l'évolution de la profondeur de la thermocline. Les flèches horizontales représentent le déplacement zonal des eaux chaudes de surface. Les flèches en pointillé représentent la cellule de Walker, la zone d'ascendance étant associée à une couverture nuageuse et des pluies importantes.

1.1.2 Le système de courants

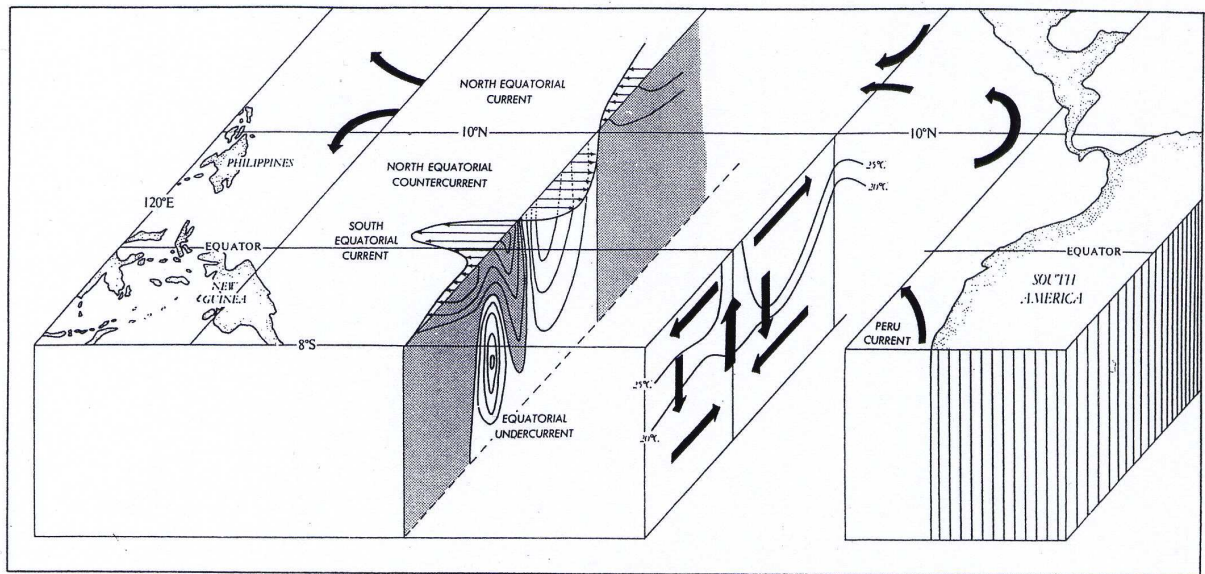


Figure 1.2: diagramme schématique de la circulation horizontale et verticale dans l'océan Pacifique tropical (Philander, 1990).

La Figure 1.2 montre les différents courants portant vers l'Ouest ou vers l'Est qui caractérisent le Pacifique tropical. Le courant vers l'Est, se trouvant approximativement entre 3°N et 10°N, est le contre courant Nord équatorial (NECC, North Equatorial CounterCurrent). Il s'écoule dans le sens opposé aux alizés et est de l'ordre de 50 cm/s en surface. Ce courant intense et étroit est situé entre deux larges courants Ouest de surface, le courant Nord-équatorial (NEC, North Equatorial Current) au Nord de 10°N et le courant Sud-équatorial (SEC, South Equatorial Current) au Sud de 3°N. Le NEC est relativement faible (de l'ordre de 20 cm/s) alors que les vitesses atteignent 100 cm/s dans la branche équatoriale Nord du SEC. Un contre-courant Sud-équatorial (SECC, South Equatorial CounterCurrent) est aussi présent vers 9°S à l'Ouest de 180°, au niveau de la zone de convergence du Pacifique Sud, mais il est plus sporadique.

En profondeur, le sous-courant équatorial (EUC), centré et convergeant vers l'équateur, porte vers l'Est. Ce courant, qui atteint des vitesses de l'ordre de 50-100 cm/s sous le SEC portant vers l'Ouest, a une section très fine de l'ordre de 300 km en latitude et de 150 m en profondeur et s'étend sur plus de 10 000 km de longitude. Son maximum est au niveau de la thermocline et remonte donc de 150 m à l'Ouest de 150°W à 50 m à l'Est du Pacifique. Il est associé au gradient de pression zonal résultant des alizés en surface qui n'est plus équilibré en profondeur. Il sera décrit plus en détail dans la deuxième partie de ce chapitre.

La coupe méridienne de la Figure 1.2 montre la circulation méridienne et verticale moyenne. La convergence géostrophique sur tout le bassin vers l'équateur, causée par le gradient de pression zonal, apporte notamment des eaux froides et salées subductées vers 20°S à l'Est du bassin. L'upwelling équatorial et la divergence d'Ekman causés par les alizés transportent les eaux froides en surface puis vers les régions subtropicales. Aux frontières Ouest du Pacifique, les courants de bord Ouest sont relativement intenses. Ils vont de la surface au fond et permettent d'équilibrer les transports méridiens associés au transport de Sverdrup à l'échelle du bassin.

1.1.3 Le cycle saisonnier

Les variations saisonnières dans le Pacifique tropical atteignent leurs maxima au printemps et en automne. Au printemps boréal (mars-avril), la zone de convergence intertropicale se rapproche de l'équateur. Les alizés de Sud-Est s'affaiblissent, les upwelling équatorial et côtier diminuent et la SST atteint alors ses maxima saisonniers dans l'Est. Les courants de surface sont alors faibles dans la partie Est du bassin et peuvent se renverser dans la partie centrale. Le NECC peut ainsi entièrement disparaître dans le Pacifique central alors que l'EUC atteint un maximum. A l'automne boréal, ces phénomènes saisonniers sont inversés. Un fort cisaillement entre l'EUC et le NECC apparaît, créant d'importantes ondes d'instabilité (leurs anomalies de courant peuvent atteindre 1 m/s).

1.2 Les caractéristiques du phénomène ENSO

1.2.1 Historique

El Niño (l'enfant Jésus) est décrit par les Péruviens comme un courant chaud dirigé vers le Sud apparaissant le long des côtes du Pérou au moment de Noël. Habituellement, l'upwelling associé au courant péruvien dirigé vers le Nord apporte des eaux profondes plus froides et riches en éléments nutritifs favorables au développement du phytoplancton, base de la chaîne alimentaire marine. Aussi ce courant chaud vers le Sud défavorise les pêches locales. Cependant, ce réchauffement peut être plus intense et plus étendu spatialement et temporellement certaines années. Ce phénomène a donc été appelé El Niño. Il concerne en réalité tout l'océan Pacifique et affecte le climat de nombreuses régions du globe. Bjerkness (1969) fût le premier à observer la corrélation entre les événements océaniques El Niño et la diminution de l'oscillation australe. Cette dernière (documentée par Walker dès 1924) est un

mouvement de bascule entre les pressions atmosphériques du Sud-Est et celles de l'Ouest du Pacifique. El Niño est en fait la phase chaude d'un cycle climatique couplé. Ce cycle appelé ENSO (El Niño-Southern Oscillation) a une période très variable de 2 à 7 ans. Il comporte en général une phase chaude (El Niño) suivi d'une phase froide (La Niña) mais l'intensité des deux phases est indépendante, et elles ne sont pas toujours observées toutes les deux au cours d'un cycle. Il existe différents indices d'El Niño, soit océaniques, comme par exemple la SST dans le Pacifique équatorial Est (dans les régions Niño3.4 ou Niño3 par exemple), soit atmosphériques, comme la différence de pression entre l'Ouest et l'Est du Pacifique équatorial (notamment entre Tahiti et Darwin, pour définir le SOI, Southern Oscillation Index), qui sont fortement anti-corrélés, étant donné le fort couplage océan-atmosphère de ce phénomène (Figure 1.3). El Niño existe depuis longtemps (Figure 1.4) (au moins sur les 5000 dernières années), et on retrouve sa trace aussi bien dans les archives historiques (Quinn et al., 1987) que dans les carottes glacières et les coraux (Corrège et al., 2000). Cependant, les événements sont plus ou moins précoces et intenses, et les plus forts observés jusqu'à présent sont ceux de 1982-83 et 1997-98.

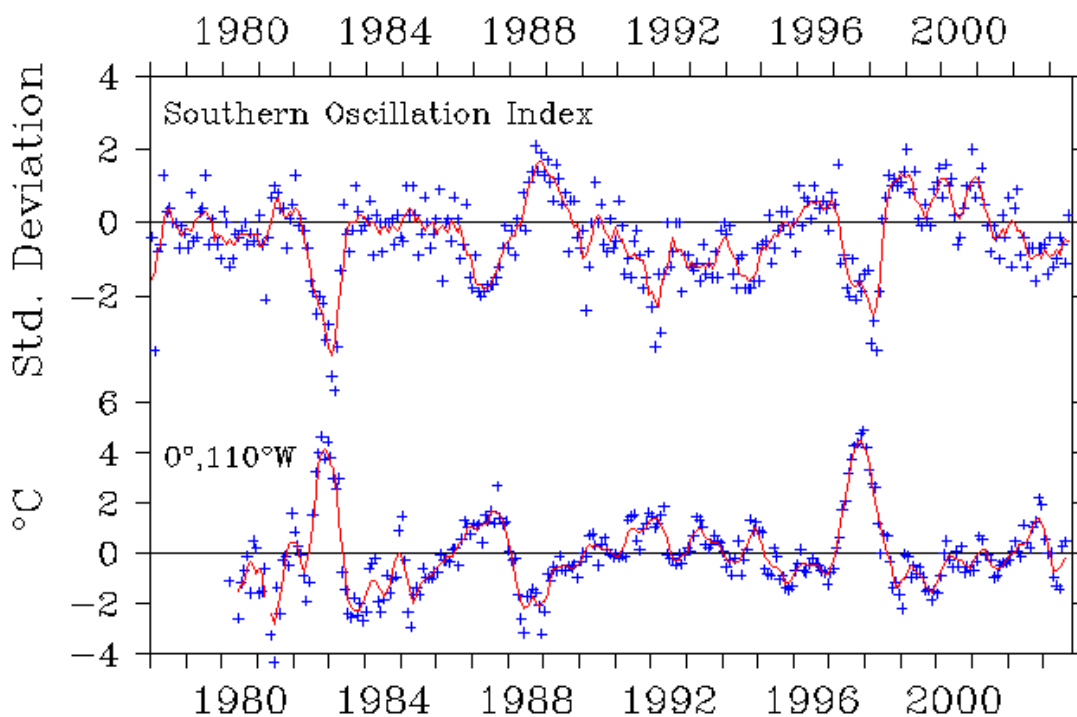


Figure 1.3 : index de l'oscillation australe en haut (différence de pression au niveau de la mer entre Tahiti et Darwin, divisée par sa déviation standard) et SST à 0°,110°W mesurée par le mouillage TAO/TRITON (en bas, anomalie en °C par rapport à la climatologie de Reynolds et Smith, 1995). Les moyennes mensuelles sont les croix bleues et la moyenne glissante sur 5 mois est en rouge. Cette figure montrant les mesures les plus récentes est disponible sur l'excellent site www.pmel.noaa.gov/tao.

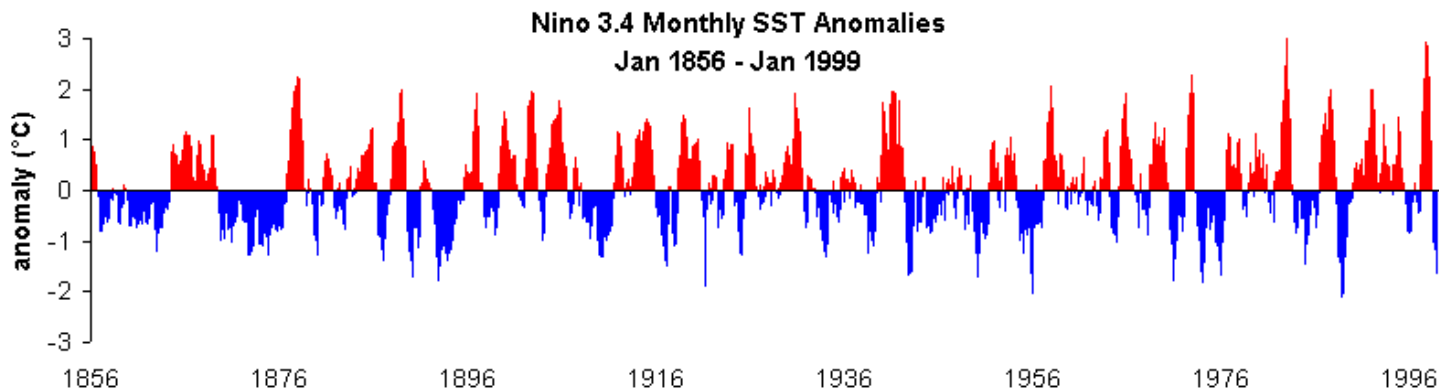


Figure 1.4 : anomalies mensuelles de la SST sur la région Niño 3.4 (170°W-120°W, 5°N-5°S) de 1856 à 1999. Le début de la série doit être interprété avec précaution, à cause du manque de données (source : S.R. Hare, JISAO).

1.2.2 La phase chaude d'ENSO : El Niño

Comme on peut le voir sur le haut de la Figure 1.1, les eaux chaudes de surface, situées en moyenne dans la moitié Ouest du bassin, se déplacent vers l'Est et envahissent une grande partie, voir toute la bande équatoriale. Dans le Pacifique Est, les eaux de surface peuvent atteindre de 5 à 7°C au dessus de la situation moyenne. La thermocline, inclinée en moyenne d'Est en Ouest, devient presque horizontale.

La situation atmosphérique est aussi modifiée. En suivant le déplacement des eaux chaudes de surface, la zone de convection (fortes précipitations) migre vers l'Est jusque dans le Pacifique centre-Est. Un climat anormalement sec s'installe à l'Ouest (Australie, Indonésie) et un climat anormalement humide et pluvieux peut apparaître au-dessus de la côte Ouest d'Amérique du Sud.

Le couplage océan-atmosphère se fait essentiellement au niveau de la warm pool. Le déplacement vers l'Est de la warm pool diminue le contraste thermique entre l'Est et l'Ouest et affaiblit les alizés. Cet affaiblissement entraîne en retour un réchauffement des eaux de surface dans la bande équatoriale amplifiant ainsi le phénomène El Niño.

1.2.3 La phase froide d'ENSO : La Niña

En période La Niña (Figure 1.1, en bas), les alizés sont renforcés. La warm pool et la zone pluvieuse de convection atmosphérique se trouvent donc situées plus à l'Ouest du Pacifique tropical. En outre, l'upwelling équatorial est plus intense et la langue d'eau froide à l'Est du bassin est plus étendue. La thermocline est par conséquent plus inclinée vers l'Ouest.

Le SEC est plus intense et le cisaillement avec le NECC génère de fortes ondes d'instabilité se propageant vers l'Ouest.

Les caractéristiques d'El Niño-La Niña peuvent apparaître d'abord comme une réduction ou une amplification du cycle saisonnier. Cette simplification, surtout valable pour la phase froide La Niña, peut être excessive, comme le prouve l'exemple de 1997-98 (cf. chapitre 3).

1.2.4 Les impacts d'El Niño

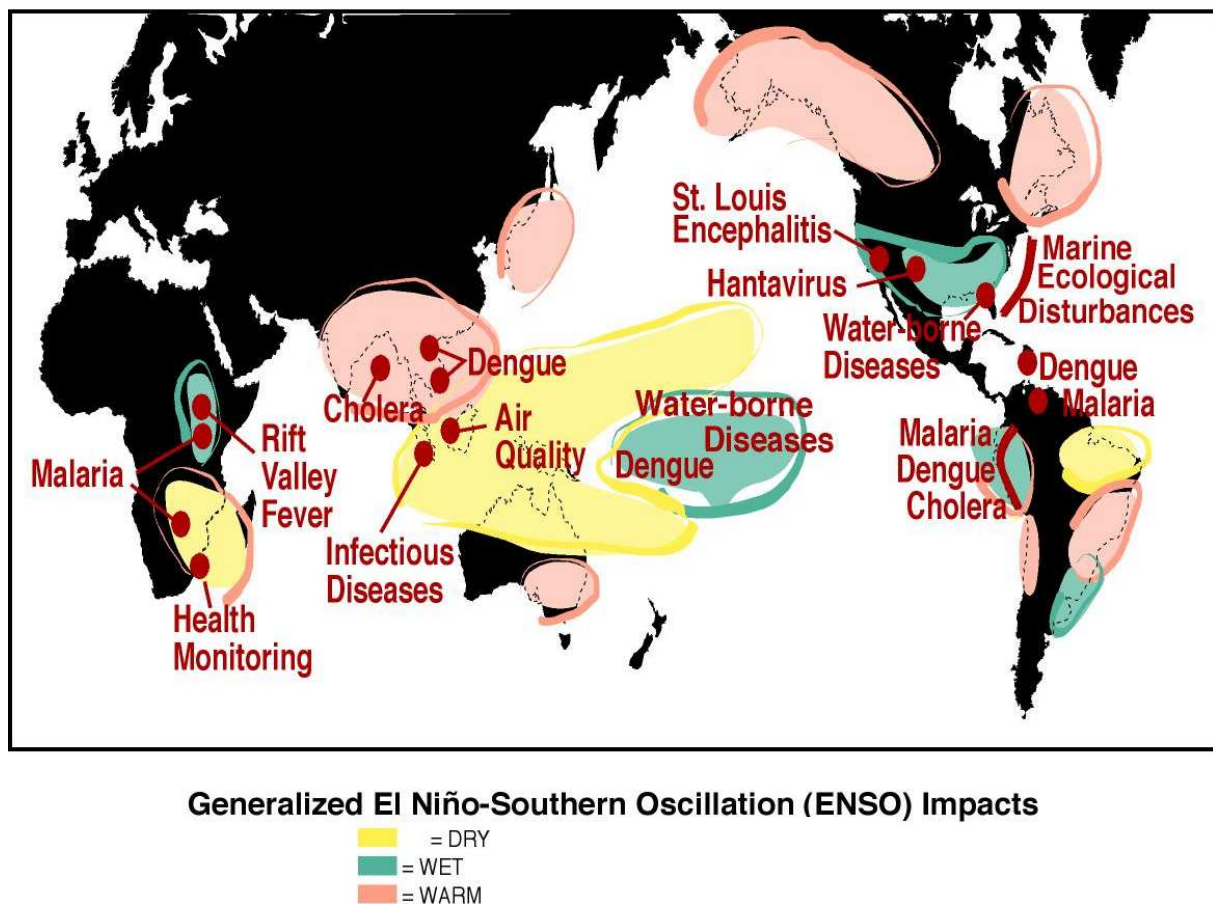


Figure 1.5 : impacts climatiques et conséquences sur la santé lors d'un El Niño. Source : Office of Global Programs, NOAA.

ENSO est le premier mode de variabilité du climat de la terre à l'échelle récente de l'humanité. La complète modification de l'état du système couplé océan-atmosphère du Pacifique tropical associée à El Niño a des répercussions climatiques sur de nombreuses régions du globe, même éloignées du Pacifique, par téléconnexions atmosphériques. Ainsi, outre les pluies anormalement fortes en Amérique du Sud et la sécheresse à l'Ouest du Pacifique sur l'Indonésie et l'Australie notamment, une diminution de la mousson indienne, des sécheresses en Afrique du Sud-Est et un réchauffement en Amérique du Nord sont

souvent observés pendant El Niño (Figure 1.5). Parallèlement, le nombre de cyclones sur les Caraïbes et la côte Est des Etats-Unis diminue alors qu'il augmente en Polynésie et à Hawaii. Toutes ces modifications climatiques (inversées lors d'un événement La Niña) ont de multiples conséquences, aussi bien des catastrophes naturelles soudaines (inondations et torrents de boues dévastateurs, incendies dus à la sécheresse...) que des conséquences socio-économiques à long-terme, la propagation d'épidémies comme la malaria et la dengue (Figure 1.5), le bouleversement de l'écosystème marin, de l'agriculture... Les conséquences humaines d'El Niño sont très graves dans les pays pauvres, qui n'ont pas les moyens de faire face aux modifications climatiques, alors qu'il n'a qu'un coût financier dans les pays développés, comme l'exemple du tristement célèbre El Niño de 1997 le montre (Figure 1.6).

Coût direct aux équipements	34 milliards de dollars
Mortalité	22 000
Personnes atteintes de maladies	540 000
Personnes déplacées ou sans-abri	4,8 millions
Surfaces touchées par le feu, les inondations, la sécheresse	22 millions d'hectares

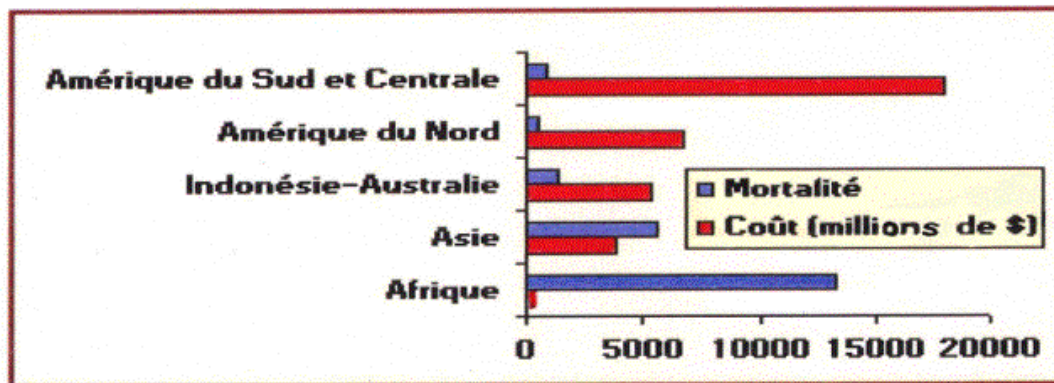


Figure 1.6 : bilan du très fort El Niño de 1997-98. L'histogramme (en bas) compare les conséquences humaines et financières sur les principales parties du monde concernées. Source : <http://www.espace-sciences.org>.

1.2.5 Les théories d'El Niño

Pour comprendre comment bascule le système couplé d'un état à l'autre et pourquoi chaque événement est différent, plusieurs théories ont été proposées. Un consensus semble faire jour, suggérant que ces différents mécanismes jouent tous un rôle et une tentative d'unification a été récemment élaborée (Wang, 2000).

1.2.5.a Recharge-décharge de la zone équatoriale

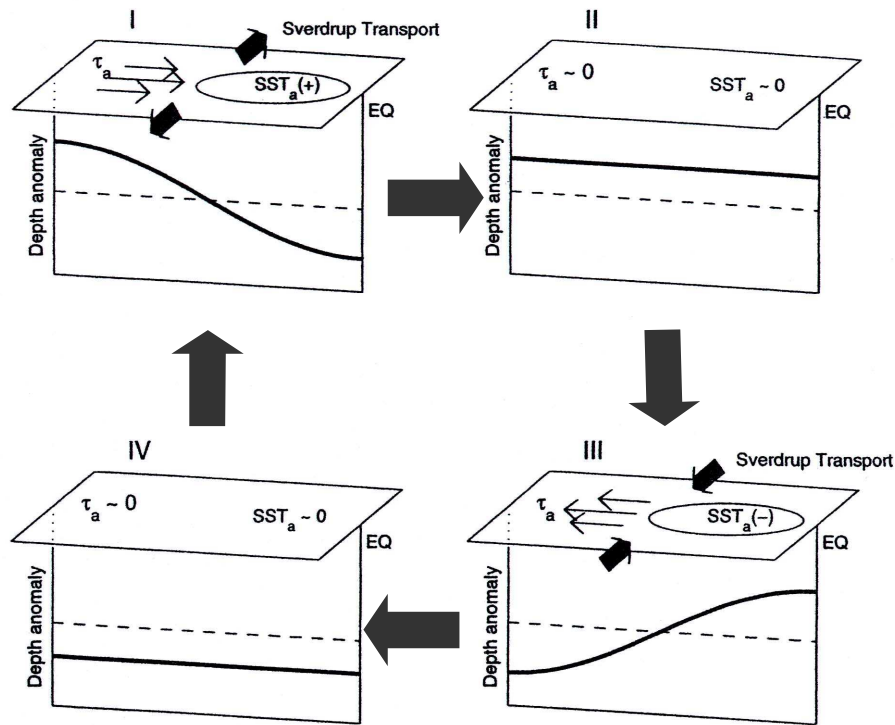


Figure 1.7 : Schéma de principe du mécanisme de recharge-décharge de Jin (1997a,b), avec les quatre phases de l'oscillation : I) la phase chaude, II) la transition de la phase chaude à la phase froide, III) la phase froide et IV) la transition de la phase froide à la phase chaude. Les anomalies de la SST à l'Est du bassin (ellipse), de la tension de vent zonale dans le centre-Ouest (flèches fines), du transport de Sverdrup (grosses flèches) et de la profondeur de la thermocline (trais épais) sont représentées (Meinen et McPhaden, 2000).

Wyrtki (1985) proposa le premier une théorie de recharge-décharge. Un renforcement des alizés recharge le réservoir d'eaux chaudes, avec montée du niveau de la mer et enfoncement de la thermocline. Lorsque les alizés faiblissent, le gradient de pression n'est plus équilibré par les vents à la surface de la mer et l'eau chaude accumulée s'écoule alors vers l'Est, provoquant un événement El Niño. La décharge des eaux chaudes vers les pôles à l'Est du Pacifique entraîne une perte d'eaux chaudes de l'océan tropical et un événement La Niña s'en suit. La recharge se fera alors progressivement jusqu'au El Niño suivant. Cette explication est simple mais n'explique pas ce qui provoque l'affaiblissement des alizés.

Jin (1997) améliore la théorie avec un modèle conceptuel incluant la recharge/décharge, associée à une augmentation/diminution de la profondeur de la thermocline, par convergence/divergence du transport de Sverdrup vers la bande équatoriale. Physiquement, une anomalie initiale par exemple positive de la SST à l'Est du Pacifique induit une anomalie

de vent d'Ouest dans le Pacifique central-Ouest. La pente de la thermocline diminue alors rapidement, et le mécanisme de rétroaction positif entraîne l'augmentation de l'anomalie de SST. On arrive alors à la phase mature de l'oscillation (Figure 1.7, I). Dans le même temps, le transport de Sverdrup intégré zonalement de l'Est à l'Ouest du bassin est anormalement divergent. Cela cause une décharge en eaux chaudes et une remontée graduelle de la profondeur moyenne de la thermocline sur toute la bande équatoriale, donc une tendance au refroidissement. Ce mécanisme de rétroaction négatif permet de passer par une phase neutre où la thermocline est anormalement proche de la surface (II) pour arriver dans la phase froide (III) où la bande équatoriale va au contraire se recharger. Les conditions vont alors graduellement redevenir favorables à l'apparition d'un nouvel El Niño.

Cette théorie a l'avantage d'expliquer la nature oscillante d'ENSO, et le phénomène de recharge-décharge a bien été mis en évidence dans les études observationnelles (Meinen et McPhaden, 1999, 2000) et numériques (Goddard et Philander, 2000, Alory et al., 2002, Sun, 2003, Kug, 2003). Cependant, des asymétries Nord-Sud sont observées dans ces études, qui n'apparaissent pas dans la théorie. De plus, la recharge favorise effectivement le déclenchement d'un El Niño, mais n'est pas une condition suffisante (Kessler, 2002).

1.2.5.b L'oscillateur retardé

Selon la théorie la plus communément admise, dite de l'oscillateur retardé (Suarez et Schopf, 1988, Battisti et Hirst, 1989), l'événement El Niño s'installe après deux étapes intermédiaires. Dans un premier temps, les alizés diminuent ou se renversent dans le Pacifique central. L'anomalie de vent d'Ouest génère, à partir du Pacifique central, une onde équatoriale de Kelvin se propageant vers l'Est et une onde équatoriale de Rossby se propageant vers l'Ouest: l'onde équatoriale de Kelvin de downwelling élève le niveau de la mer sur son passage et abaisse la thermocline, tandis que l'onde équatoriale de Rossby produit l'effet inverse. L'onde de Kelvin équatoriale crée le réchauffement du Pacifique Est caractéristique d'El Niño (Figure 1.1, en haut). L'onde équatoriale de Rossby se propage vers l'Ouest pour se réfléchir sur les côtes indonésiennes en onde équatoriale de Kelvin d'upwelling. Cette dernière remonte la thermocline sur son passage vers l'Est et diminue ainsi l'anomalie El Niño. Une succession de trains d'ondes va donc progressivement restituer l'état normal ou, si elle est assez intense, amener un événement La Niña (Figure 1.1, en bas).

1.2.5.c Advection de la warm pool

L'étude récente de Picaut et al. (1997) vient nuancer le rôle fondamental joué par le déplacement de la thermocline dans l'Est et par la frontière Ouest dans la théorie de l'oscillateur retardé. Picaut et al. (1996) ont découvert une zone océanique de convergence sur le bord Est de la warm pool associée à un front de salinité. Ce front est une véritable frontière physique entre la warm pool et la langue d'eaux froides qui se déplace sur des milliers de km le long de l'équateur en phase avec ENSO. Cela met en évidence l'importance de l'advection zonale de la warm pool et du couplage sur le centre-Ouest du bassin, plutôt que la rétroaction sur le centre-Est impliquée dans la théorie de l'oscillateur retardé. Ils développent un modèle conceptuel couplé simple qui montre aussi le rôle fondamental des réflexions d'ondes équatoriales sur les deux frontières de l'océan Pacifique.

1.2.5.d Couplage dans l'extrême - Ouest du bassin

Un quatrième mécanisme possible pouvant se superposer aux autres a été proposé (Weisberg et Wang, 1997). Des anomalies chaudes de température et des anomalies de pression négatives extra-équatoriales favorisent la création d'une paire de cyclones extra-équatoriaux donc de coups de vent d'Ouest à l'équateur à l'Ouest du bassin, créant ainsi des ondes équatoriales de Kelvin de downwelling qui vont déclencher le couplage océan-atmosphère et le passage à une situation El Niño. D'un autre côté, cette paire de cyclones extra-équatoriaux va relever la thermocline dans l'Ouest par pompage d'Ekman, amenant un refroidissement de la SST et un accroissement de pression au niveau de la mer. Pendant la phase mature d'El Niño, cela va engendrer des anomalies de vents d'Est dans la partie Ouest du bassin qui vont générer des ondes équatoriales de Kelvin d'upwelling. Ces ondes vont progressivement faire basculer le système d'El Niño en La Niña.

1.2.6 Modulation par les hautes fréquences

Les hautes fréquences agissent sur le cycle climatique ENSO. ENSO interagit très fortement et non-linéairement avec le cycle saisonnier. Les événements haute fréquence que sont les coups de vent d'Ouest semblent jouer un rôle important dans le déclenchement d'El Niño ainsi que sur son ampleur. Ces coups de vent sont associés à l'oscillation atmosphérique de Madden-Julian (MJO) d'une période de 45-60 jours. Ils génèrent des ondes de Kelvin ayant une périodicité autour de 70 jours qui déplacent la warm pool. Une nouvelle variabilité intrasaisonnière à une période de 120 jours a récemment été découverte dans le vent zonal et dans les ondes de Kelvin qui pourrait elle-aussi influencer ENSO (Cravatte et al., 2003).

1.3 Variabilité décennale du Pacifique et d'ENSO

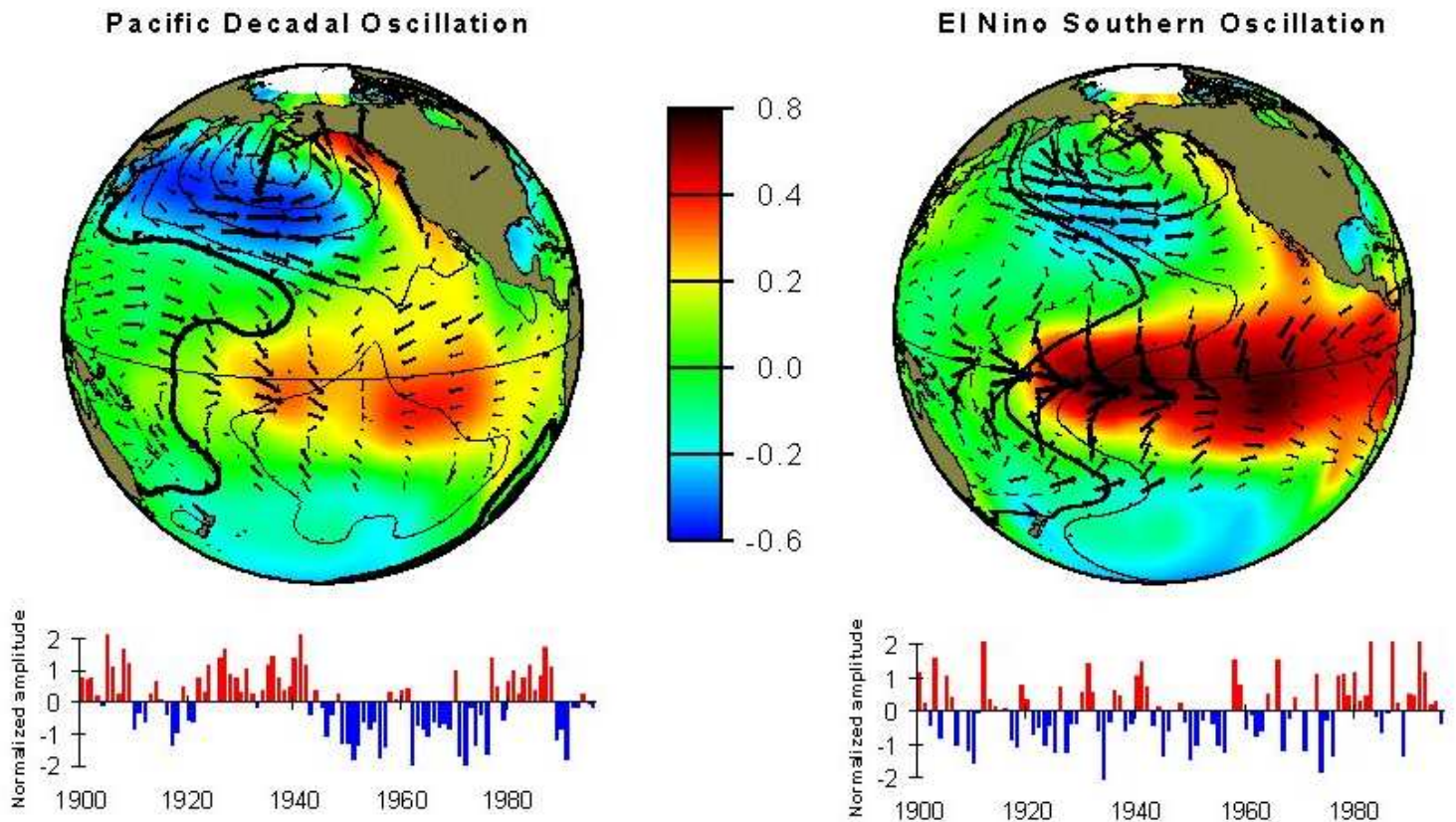


Figure 1.8 : comparaison de la PDO (à gauche) et d'ENSO (à droite). En haut, anomalies annuelles de la SST (en couleur), de la pression au niveau de la mer (contours noirs) et de la tension de vent en surface (flèches) associées aux phases chaudes de ces oscillations. En bas, index de la PDO et d'ENSO sur le 20^{ième} siècle (moyennes annuelles de 1900 à 1998). Source : S.R. Hare, JISAO.

1.3.1 Description

Le Pacifique tropical et El Niño sont aussi sujet à une modulation à plus basse fréquence que les variations interannuelles, notamment à une variabilité décennale. On a aussi noté une augmentation ces 30 dernières années de la fréquence des événements El Niño (Fedorov et Philander, 2000 ; Wang et An, 2002) qui pourrait être corrélée à l'élévation globale de température due à l'effet de serre (Figure 1.4).

Un mode de variabilité décennale du climat du Pacifique Nord, la PDO (Pacific Decadal Oscillation, Mantua et al., 1997 ; Mantua et Hare, 2002) a été découvert, notamment par l'analyse de la pêche de saumons du Pacifique Nord-Est. L'index de la PDO est associé au premier mode qui ressort de l'analyse en composantes principales de la variabilité de la SST du Pacifique Nord (au Nord de 20°N sur la période 1900-1993). La PDO a une variabilité temporelle différente d'ENSO, principalement avec des périodes de 20-30 ans, avec

cependant de fortes similitudes pour la variabilité basse-fréquence (Figure 1.8). Ce mode de variabilité a dans les tropiques une structure spatiale proche de celle d'ENSO avec un réchauffement qui s'étend sur une plus large bande de latitude. Cependant, les anomalies climatiques de la PDO se situent principalement dans le Pacifique Nord, et sont plus faibles dans les tropiques, contrairement à ENSO. En outre, la PDO pourrait avoir aussi une forte signature dans le Pacifique Sud, moins bien observé. La propagation de signaux climatiques cohérents a été aussi observée par Tourre et al. (2001) dans le Pacifique, en distinguant les échelles interdécennale et quasi-décennale.

1.3.2 Origines dynamiques possibles

Les origines dynamiques des variabilités décennales d'ENSO et de la PDO, et leur interaction, sont mal connues, et différentes théories ont été proposées pour la variabilité décennale dans le Pacifique (Miller et Schneider, 2000, p. 355 pour une bonne review). La PDO pourrait directement être générée par des interactions océan-atmosphère aux latitudes moyennes (Latif et Barnett, 1994). Elle pourrait alors influencer et même être à l'origine de la variabilité décennale d'ENSO, par des téléconnexions. Inversement, la variabilité décennale d'ENSO pourrait être générée dans les tropiques, et forcerait la PDO. La variabilité décennale de l'amplitude d'ENSO pourrait être la signature d'une modulation basse-fréquence de la variabilité interannuelle d'ENSO causée par un mécanisme non-linéaire (Timmerman, 2003). Enfin, la variabilité décennale d'ENSO et la PDO pourraient avoir pour origine physique des mécanismes couplés faisant intervenir les tropiques et les subtropiques.

Les téléconnexions pourraient être atmosphériques (Pierce et al., 2000) et/ou océaniques par des variations du transport de chaleur de cellules de circulation méridienne, les STCs (Shallow Subtropical overturning cells, McCreary et al., 1994). Les STCs pourraient influencer le Pacifique équatorial par des variations de leur structure thermique (Gu et Philander, 1997 ; Luo et Yamagata, 2001 ; Giese et al., 2002) ou par des variations de leur transport de masse (Kleeman et al., 1999 ; Nonaka et al., 2002). Les STCs et leur variabilité seront présentées en détail dans la section 2.2.

Enfin, la manière dont la modification de l'état moyen du Pacifique tropical peut ensuite influencer l'intensité, la fréquence et la structure des événements El Niño a aussi été étudiée, notamment en comparant les périodes avant et après le changement climatique en 1976 dans le Pacifique (Fedorov et Philander, 2000 ; An et Wang, 2000 ; Wang et An, 2002 ; Karspeck et Cane, 2002).

La compréhension de la variabilité décennale du Pacifique est d'un grand intérêt pour améliorer la prévision climatique à long-terme, mais aussi pour savoir dans quelle mesure le changement climatique, et notamment la brusque modification de régime du Pacifique en 1976-77, est la superposition de la variabilité décennale naturelle du Pacifique et du réchauffement climatique anthropique.

2 Présentation du sous-courant équatorial et de la circulation océanique associée dans le Pacifique tropical

2.1 Le sous-courant équatorial

2.1.1 Description

Le sous-courant équatorial (Equatorial UnderCurrent, EUC) est une caractéristique très importante et quasi-permanente de la circulation générale dans le Pacifique et l'Atlantique. Il est aussi présent dans l'Océan Indien en hiver et printemps boréal pendant la mousson de Nord-Est. L'EUC est un courant en subsurface vers l'Est opposé au courant de surface vers l'Ouest. Il est très remarquable par son étroitesse et sa longueur. Il a une largeur de l'ordre de 200 à 400 km et est centré sur l'équateur dans la thermocline entre 100 et 200 m de profondeur. Il s'étend sur quasiment toute la longueur du Pacifique équatorial. Il atteint des vitesses très importantes de l'ordre de 1 m/s, sous le courant vers l'Ouest du SEC, et son transport est très important, de l'ordre de 30-40 Sv (Figure 2.1b.). Il a été découvert par J.Y. Buchanan en 1886 dans l'Atlantique sur un bateau de sondage pour installer des câbles de télégraphe. Buchanan observa la forte dérive des câbles de sondage, et estima une vitesse de 50 cm/s dans l'EUC. Cette découverte fût oubliée, ce courant de subsurface étant inattendu et inexplicable. Il fallut attendre 1952 pour que l'EUC soit redécouvert par Cromwell et Montgomery (McPhaden, 1986).

La circulation verticale et méridienne associée à l'EUC (Figure 2.2.) modifie les distributions à l'équateur de la température, de la salinité et des autres traceurs tels que l'oxygène et le phosphate. Ainsi, un écartement vertical des isothermes (Figure 2.1c) est causé par l'augmentation du mélange vertical et par l'upwelling au dessus du noyau de l'EUC et le downwelling diapycnal en dessous. La convergence géostrophique dans la thermocline associée à l'EUC est mise en évidence indirectement par les langues de forte (faible) salinité

au sud (au nord) orientées vers l'équateur dans la thermocline (Figure 2.1d). L'EUC transporte des eaux froides, de 18°C en moyenne, plus salées au sud qu'au nord. Les eaux transportées ont une densité entre environ 26 et 24 kg.m^{-3} .

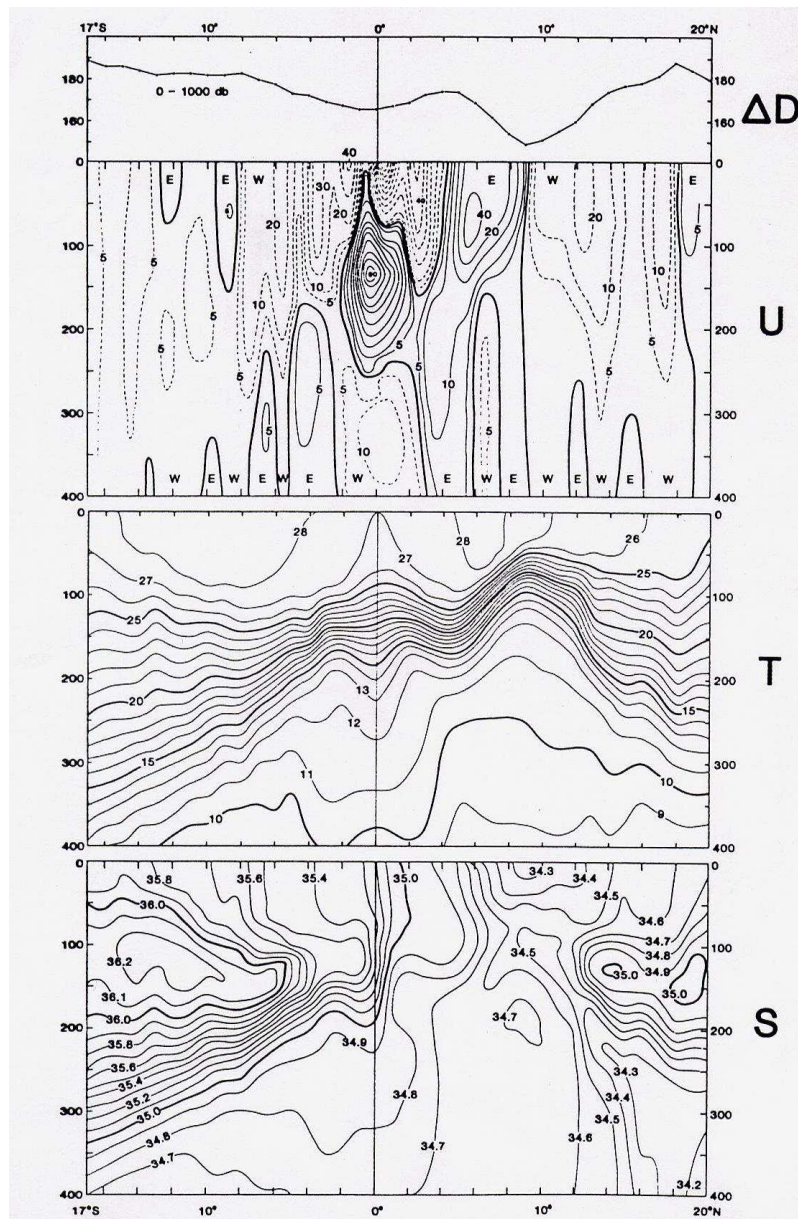


Figure 2.1 L'EUC à 155°W mis en évidence par les distributions moyennes pour les mesures répétées entre Hawaii et Tahiti de la hauteur dynamique (ΔD) en cm, du courant zonal géostrophique (U) en cm/s, de la température (T) en °C et de la salinité en kg.m^{-3} (Wyrтки et Kilonsky, 1984).

La circulation associée à l'EUC est tridimensionnelle : l'EUC se situe dans la thermocline et remonte avec elle vers l'est, passant de 200 m dans le Pacifique ouest à 50-100 m dans l'est du Pacifique, pour y alimenter l'upwelling équatorial.

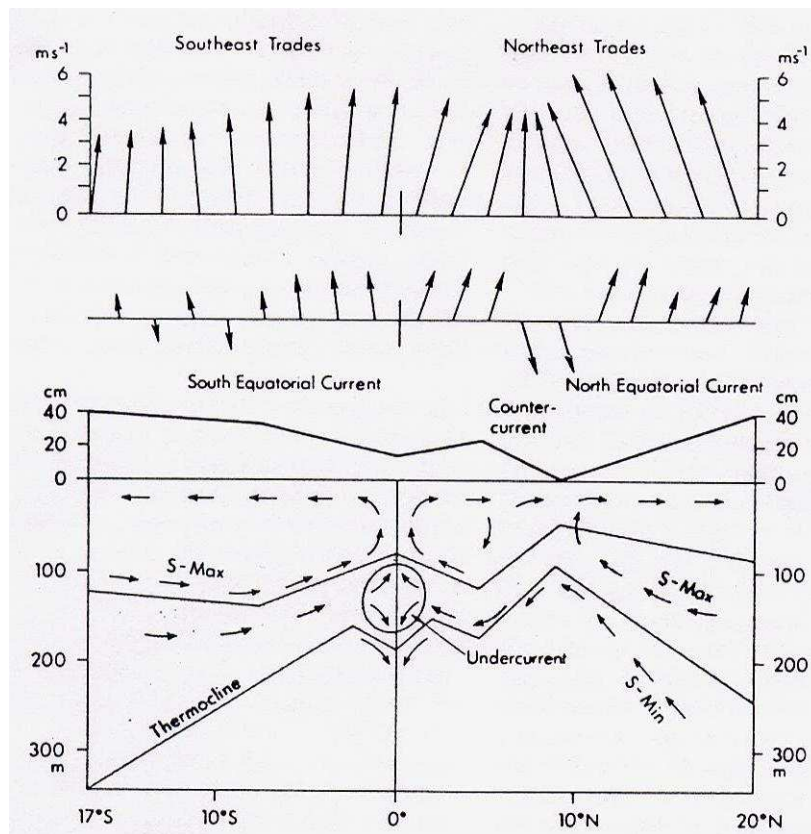


Figure 2.2 Schéma montrant les vents, les courants de surface, la hauteur dynamique, la structure thermique et la circulation méridionale associée à l'EUC, dans le Pacifique central (Philander, 1990).

2.1.2 Dynamique et thermodynamique de l'EUC

L'existence de l'EUC peut être expliquée de deux manières complémentaires : par l'équilibre dynamique avec le gradient de pression zonal établi par les alizés, et par la conservation de la vorticité potentielle (PV).

Stommel (1960) fût le premier à expliquer l'existence de l'EUC à l'aide d'une théorie linéaire avec friction: les vents d'est créent un gradient de pression zonal vers l'est. Ce gradient accélère les eaux de la thermocline, créant l'EUC. En régime stationnaire, le gradient de pression est équilibré par la friction. McCreary (1981) montra qu'un modèle linéaire stratifié pouvait produire un EUC assez réaliste. McPhaden (1993), à l'aide d'un modèle linéaire stationnaire simple, montra que le transport de l'EUC varie linéairement avec la tension de vent zonal (τ_x) et son fetch (F), et que la largeur de l'EUC n'en dépend pas. Il obtint des résultats quantitatifs réalistes pour l'Atlantique et le Pacifique.

L'existence de l'EUC peut aussi être expliquée par la conservation de la vorticité potentielle dans un océan à densité constante sans viscosité (dynamique non-linéaire)

(Fofonoff et Montgomery, 1955). Les masses d'eau, en allant vers l'équateur, conservent leur vorticité absolue, et un courant vers l'est avec un cisaillement méridional est créé. Pedlosky (1987, 1988, 1996) a affiné cette théorie inertielle dans un modèle à 2 couches, en reliant l'EUC à la circulation subtropicale. Son analyse d'échelle lui permet d'obtenir des ordres de grandeur réalistes pour la vitesse, l'épaisseur, et la largeur de l'EUC. Il montre que le transport de l'EUC est proportionnel à $\tau_x^{7/8}$ et à $F^{7/8}$, et que la largeur de l'EUC est proportionnel à $\tau_x^{1/8}$ et à $F^{1/8}$. Cela diffère donc légèrement des résultats de la théorie linéaire. Notons cependant que dans ce modèle, l'EUC ne dépend que des vents d'est équatoriaux, même si l'EUC est alimenté par les subtropiques. Cela a été confirmé par des modèles numériques plus complexes à couches (McCreary et Lu, 1994).

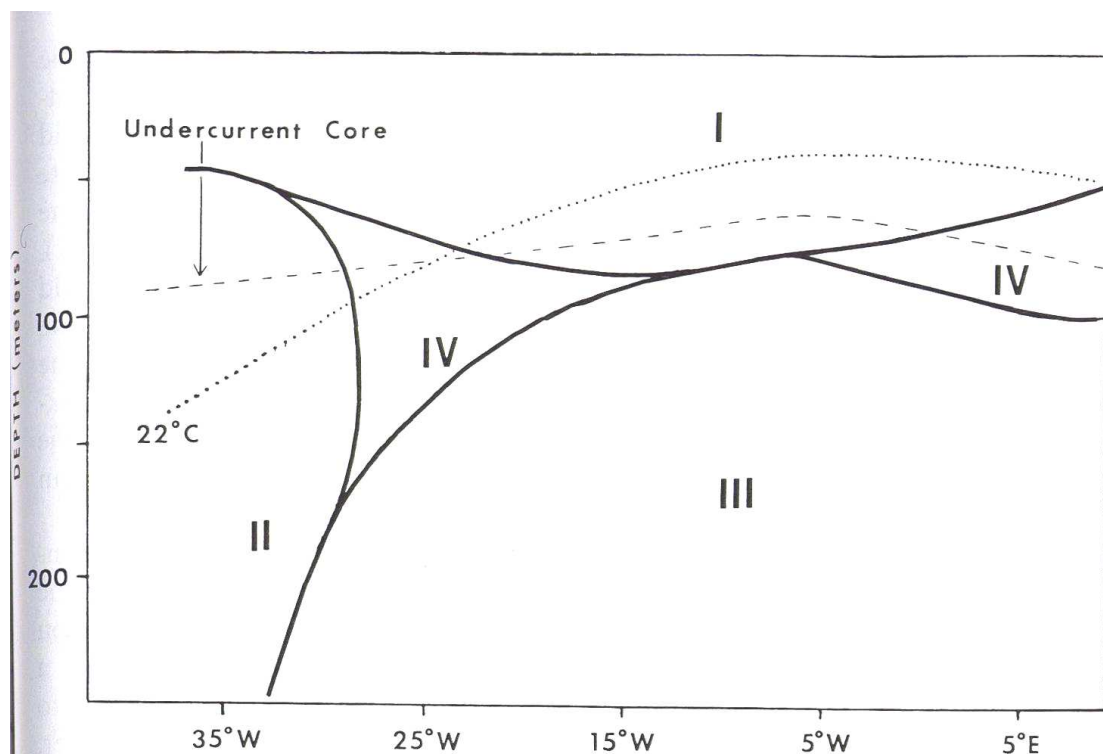


Figure 2.3 Les différents régimes dynamiques associés à l'EUC (Wacongne, 1989).

La dynamique de l'EUC a aussi été étudiée à l'aide de modèles numériques prenant en compte non-linéarités et friction. Philander et Pacanowski (1980, 1987) ont montré dans un OGCM que les termes non-linéaires ne sont pas négligeables et produisent un EUC plus fin et rapide. Wacongne (1988 pour l'Atlantique, 1990 pour le Pacifique) en analysant l'équation de quantité de mouvement dans cet OGCM, montra l'existence de différents équilibres dynamiques (Figure 2.3). En particulier, à l'ouest du bassin où la thermocline est profonde, la friction est négligeable et le gradient de pression accélère l'EUC (région II dans la figure 2.3, régime inertielle cohérent avec Pedlosky, 1987), alors que dans le centre et l'est du bassin, le

rôle de la dissipation par friction est prépondérant. Maes et al. (1997) a cependant montré que ce type d'études est très sensible à la paramétrisation de la diffusion latérale. Liu et Philander (1995) ont confirmé, en utilisant un OCGM, que le transport de l'EUC dépend linéairement des vents d'est dans les tropiques, et qu'il est indépendant des vents subtropicaux. Cela confirmerait que la dynamique de l'EUC est plus linéaire avec friction, qu'inertielle. Selon eux, la friction n'est pas négligeable dans les courants de bord ouest qui alimentent en partie l'EUC, et la vorticité potentielle ne peut donc être conservée.

Les études observationnelles de la dynamique de l'EUC sont beaucoup plus rares. Grâce à l'expérience TIW (Tropical instability wave) en 1990-91, Qiao et Weisberg (1997) ont pu estimer les divers termes de l'équation de quantité de mouvement à (0 , 140 W) dans l'EUC. Ils confirment qu'au-dessus du noyau de l'EUC il y a bien convergence méridienne et divergence verticale des courants. Ils montrent aussi que la dynamique est essentiellement linéaire en surface, devient faiblement non-linéaire dans le noyau de l'EUC, avec le gradient de pression en équilibre avec les termes d'inertie et de frottement qui ont la même amplitude. Puis la dynamique devient complètement non-linéaire sous le noyau, le terme de frottement étant en équilibre avec le terme non-linéaire de décélération. Ils montrent que les non-linéarités augmentent quand la fréquence diminue, et qu'elles tendent à se compenser quand on intègre verticalement. L'étude de Yu et McPhaden (1999b), en utilisant aussi des valeurs intégrées verticalement, est cohérente avec ces résultats. La dynamique sous le noyau est différente des résultats numériques de Wacongne (1989) et Yin et Sarachik (1993), à cause des frottements trop faibles sous le noyau de l'EUC dans ces modèles très dépendants des paramétrisations. Qiao et Weisberg (1997) obtiennent au contraire des valeurs du coefficient de viscosité verticale A_V importantes sous le noyau (40-50 cm²/s près de la surface, 3 cm²/s dans le noyau et 10-20 cm²/s sous le noyau).

Aussi bien dans les observations que dans les OGCM, le cœur de l'EUC se trouve au dessus de la thermocline à l'ouest du bassin, la traverse au milieu du bassin, et finit en dessous de la thermocline à l'est. Yin et Sarachik (1993) ont développé un modèle 2-D non-linéaire pour expliquer ce phénomène thermodynamiquement. L'évolution de la position relative de l'EUC par rapport à la thermocline reflète différents équilibres de l'équation de chaleur. Lorsque l'EUC est au-dessus de la thermocline, l'advection de chaleur tend à réchauffer la thermocline (le flux diapycnal est vers le bas), et inversement. Ils en concluent aussi que le flux isopycnal est beaucoup plus fort que le flux diapycnal, puisque le noyau de l'EUC est proche de la thermocline. Ceci semble bien confirmé par les études observationnelles (cf. section sur les bilans, Bryden et Brady, 1985 ; Sloyan et al, 2003).

2.1.2 Les sources de l'EUC

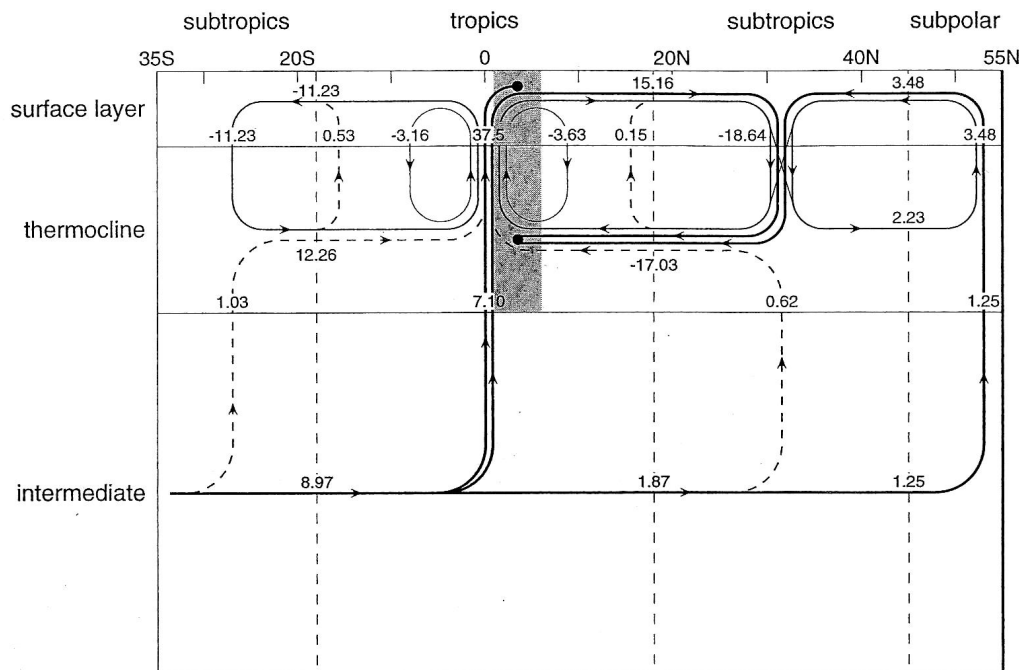


Figure 2.4 Schéma illustrant les cellules de circulation méridienne dans le modèle à 3.5 couches de Lu et al. (1998). Les transports associés sont indiqués en Sverdrup.

Les observations hydrologiques et l'analyse de traceurs de la circulation océanique ont révélé la connexion entre les circulations subtropicale et équatoriale, montrant que les eaux de l'EUC proviennent des subtropiques, par l'océan intérieur (Fine et al, 1981 ; Fine, 1987), mais aussi par les courants de bord ouest (Tsuchiya et al, 1989).

Pedlosky (1987) par un modèle analytique à 2 couches permet d'expliquer simplement la provenance subtropicale des eaux de l'EUC. Des modèles numériques à couches (McCreary et Lu, 1994 ; Lu et al, 1998 ; Liu, 1994) et des OGCM (Liu et al, 1994 ; Blanke et Raynaud, 1997 ; Rodgers et al., 2003a) ont aussi été utilisés pour étudier l'EUC et ses sources. Malgré les différences quantitatives importantes entre ces diverses études, il apparaît que l'EUC est alimenté par différentes cellules de circulation méridienne (Figure 2.4, ces cellules seront étudiées plus en détail dans la section 2). Les eaux les plus froides de l'EUC sont les eaux intermédiaires du Pacifique sud (SPIW) apportées par la circulation interocéanique. La partie basse de l'EUC est alimentée par des eaux provenant des subtropiques apportées par les cellules subtropicales (STCs, shallow subtropical cells) via la thermocline. La partie supérieure de l'EUC est alimentée par les cellules tropicales (TCs, tropical cells). Par une étude lagrangienne, Blanke et Raynaud (1997) ont montré que les eaux apportées par

convergence géostrophique ventilent seulement les couches supérieures de l'EUC et ne lui appartiennent que provisoirement (recirculation associée aux TCs).

2.1.3 Variabilité de l'EUC

Les mesures de l'EUC nécessitant a priori l'utilisation de sections méridionales associant données hydrologiques et courants, les mesures sont relativement rares et dispersées. Cependant, Picaut et Tournier (1991) ont montré que le transport de l'EUC pouvait être estimé de manière quantitative par calcul géostrophique, en estimant les courants par la dérivée seconde méridienne de la pression. La modélisation permet elle de simuler l'EUC de manière continue, mais est limitée par les biais des modèles. Les diverses études montrent que la variabilité de l'EUC est très importante, aussi bien à l'échelle saisonnière (Johnson et al, 2002) qu'interannuelle (Johnson et McPhaden, 2000). Les causes dynamiques de la variabilité de l'EUC sont différentes selon les échelles de temps considérées.

2.1.3.a Le cycle saisonnier

Le cycle saisonnier de l'EUC est important et a été étudié notamment par Johnson et al. (2002). Les variations de débit sont fortes : le débit de l'EUC est de l'ordre de 40 Sv en juin et de 25 Sv en novembre à 155W. L'EUC est maximum, plus proche de la surface et plus chaud au printemps boréal dans l'est du bassin et en juin dans le Pacifique central et ouest. Les variations saisonnières de l'EUC se propagent vers l'ouest, comme celles des vents et courants zonaux de surface, contrairement aux variations saisonnières de la profondeur de la thermocline et de la hauteur dynamique qui se propagent vers l'est. Les variations saisonnières de l'EUC sont bien simulées par un modèle linéaire : la propagation vers l'ouest est causée par la dominance pour le courant zonal des ondes de Rossby de premier mode méridien du 1^{er} et 2^{ème} mode barocline forcées par les vents, sur les ondes de Kelvin (Yu et McPhaden, 1999a). L'analyse dynamique du Pacifique équatorial faite par Yu et McPhaden (1999b) montre qu'à l'échelle saisonnière, l'équilibre sur toute la colonne d'eau se fait principalement entre tension de vent, gradient de pression et accélération locale. Les différences entre tension de vent et gradient de pression sont associées à des accélérations et des décélérations des courants de surface et de l'EUC. Les termes non-linéaires, qui ne sont pas négligeables en moyenne (Qiao et Weisberg, 1997), le deviennent donc pour les variations des courants moyennés sur toute la colonne d'eau. Cependant, il n'y a pas eu d'étude prouvant que cela était le cas pour les courants moyennés sur l'EUC uniquement.

D'un point de vue lagrangien, Blanke et Raynaud (1997) ont montré que ce sont les eaux apportées par convergence géostrophique ventilant seulement les couches supérieures de l'EUC (recirculation associée aux TCs) qui expliquent principalement la variabilité saisonnière du débit de l'EUC.

2.1.3.b *Variations interannuelles*

Les variations interannuelles de transport de l'EUC sont très importantes et peuvent atteindre 50 Sv (Johnson et McPhaden, 2000). Elles sont essentiellement associées aux événements El Niño- La Niña. Pendant El Niño, les vents d'Est peuvent diminuer et entraîner la disparition de la pente zonale de la thermocline, donc de l'EUC. A l'aide des données TAO à 170°W, Weisberg et Wang (1997) ont montré que, localement, dans le noyau de l'EUC, les non-linéarités sont importantes. Par contre, en intégrant sur toute la colonne d'eau, la dynamique à l'échelle interannuelle est linéaire et quasi-stationnaire, et reflète l'équilibre entre gradient zonal de pression et tension de vent zonal. Yu et McPhaden (1999b) ont confirmé cela spécifiquement pour la dynamique de l'EUC, en intégrant sur la plage de profondeur correspondant à l'EUC.

Il n'y a pas eu d'études lagrangiennes sur les variations interannuelles des sources de l'EUC. Cependant, si on suppose que l'état de l'océan est proche de l'équilibre dans la bande équatoriale pour les TCs, on peut utiliser les résultats de Liu et Philander (1995) qui montrent la forte non-linéarité des TCs par rapport aux vents tropicaux. Si ces vents sont divisés par 2, le débit des TCs est divisé par 4 (Table 1), celui des STCs par 1.2 (cependant, celles-ci ne sont pas à l'équilibre à ces échelles) et celui de l'EUC par 2 (Table 1). La proportion des apports des TCs et des STCs n'est donc pas du tout constante, et peut générer des variations de la température de l'EUC. Les variabilités des apports des TCs et des STCs sont ainsi intéressantes à étudier.

2.1.3.c *Variations décennales*

Les seules études directes des variations décennales de l'EUC sont en cours à partir d'OGCM forcés par les réanalyses NCEP. Rodgers et al. (2003b) relient les variations (forte baisse sur les 50 dernières années) du transport de l'EUC et du profil de densité des eaux de l'EUC à celles de l'upwelling équatorial et à celles du traceur $\Delta^{14}\text{C}$ mesurés dans des coraux des Galápagos (le lien entre variations de l'intensité et/ou des sources de l'upwelling équatorial et $\Delta^{14}\text{C}$ a été mis en évidence par Guilderson et Schrag (1998)). Urizar (2002) montre la baisse du transport de l'EUC associée à une baisse du vent zonal principalement

entre 160°W et 120°W et entre 10°S et 10°N dans les années 1970, et du cycle saisonnier du vent zonal qui diminue de moitié à (0°, 140°W). Elle remarque de plus l'approfondissement de l'EUC et de la thermocline après 1976 à l'est du Pacifique avec un déplacement du maximum de l'upwelling équatorial de ~5°S à ~2°S. Il existe aussi des études indirectes à partir d'observations, comme celle de McPhaden et Zhang (2002), qui montre une baisse de l'upwelling équatorial de 25% sur les 50 dernières années, laquelle est probablement associée à une baisse du transport de l'EUC. Les tendances associées aux produits de vents utilisés pour forcer les modèles sont cependant importantes. Ainsi, de forts biais sont observés en hauteur dynamique dans le modèle OPA forcé par les flux des réanalyses NCEP, par rapport aux données des marégraphes, notamment hors de la bande équatoriale entre 9° et 15° de latitude (cf. article en annexe 2). Il est donc difficile de discriminer quelle part des tendances identifiées dans ces études numériques sont réalistes.

2.1.3.d Lien potentiel entre variabilité de l'EUC et SST

Weisberg et Wang (1997) ont montré que le vent zonal, le gradient zonal de pression, l'EUC, la SST et les flux de chaleur latente et sensible variaient simultanément à l'échelle interannuelle dans le Pacifique central. Ils ont proposé l'existence d'une rétroaction positive locale : une hausse de SST entraîne la baisse des vents d'Est donc de l'EUC, donc de la circulation océanique 3D locale (upwelling et entraînement qui tendent à refroidir la SST), donc un réchauffement en surface. Les flux atmosphériques vont fournir la rétroaction négative d'amortissement qui permet l'émergence d'un mode couplé lent. Cette hypothèse est intéressante mais ils manquent d'observations pour quantifier le phénomène.

L'upwelling équatorial, qui est très important pour le bilan de chaleur de la langue d'eau froide, est directement alimenté par l'EUC. La variabilité de l'EUC est donc très probablement associée à des variations de l'upwelling, de la SST et donc du couplage avec l'atmosphère. Seules deux études, numériques, du bilan de chaleur du Pacifique équatorial, ont été réalisées, l'une pour la variabilité saisonnière (Brady and Gent, 1994) et l'autre pour celle interannuelle (Brady, 1994). La section 3 présentera en détail le problème des bilans de masse et de chaleur dans le Pacifique tropical.

2.2 Les cellules d'alimentation méridienne de l'EUC

2.2.1 Les STCs (shallow subtropical cells)

2.2.1.a Description

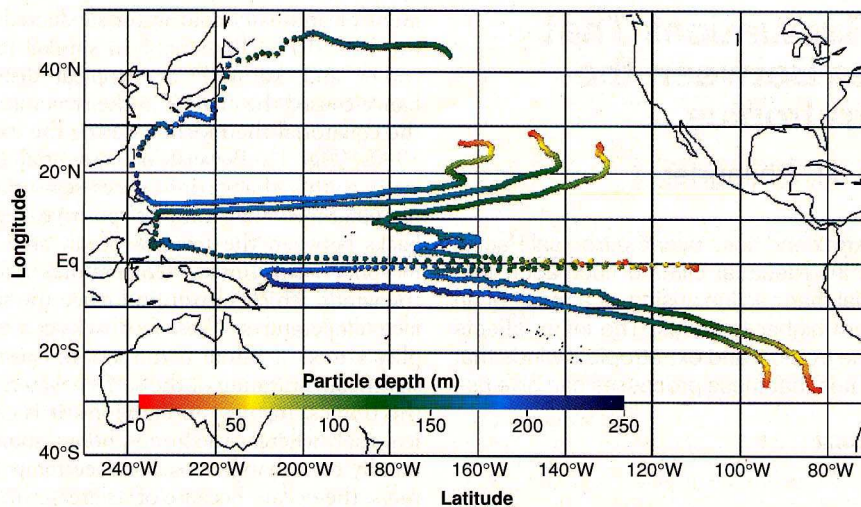


Figure 2.5: Trajectoires climatologiques dans un OGCM sur 15 ans montrant les divers cheminements associés aux STCs (Gu et Philander, 1997). La couleur représente la profondeur de la particule en mètres.

Les échanges entre les subtropiques et le Pacifique tropical ont été mis en évidence grâce aux observations de traceurs, tels que la salinité et le tritium. Des modèles numériques à 2.5 couches (e.g. McCreary et Lu, 1994) et des OGCM (e.g. Liu et al., 1994) ont mis en évidence des cellules de circulation peu profondes appelées STCs. Dans ces cellules, les eaux de surface sont entraînées vers la thermocline dans les zones de subduction des subtropiques vers 20-25° de latitude. Puis elles sont transportées vers l'équateur, soit par les courants de bord ouest, soit par l'intérieur de l'océan, dans la thermocline. Enfin, elles atteignent l'EUC et sont entraînées à l'est du Pacifique équatorial dans la zone d'upwelling. Elles divergent ensuite en surface vers les pôles par divergence d'Ekman. La figure 2.5 montre un exemple de trajectoires associées aux STCs.

On retrouve bien les mêmes cheminements à partir des données hydrologiques en calculant sur les isopycnes la vorticité potentielle, celle-ci étant conservée le long des trajectoires dans la thermocline dans l'océan intérieur (Figure 2.6, McPhaden et Zhang, 2002 ; Johnson et McPhaden, 1999). Le cheminement par l'océan intérieur des masses d'eau dans la thermocline est plus complexe dans l'hémisphère nord, à cause de la présence de l'ITCZ. Cette dernière, en rapprochant la thermocline de la surface, crée une barrière de vorticité potentielle.

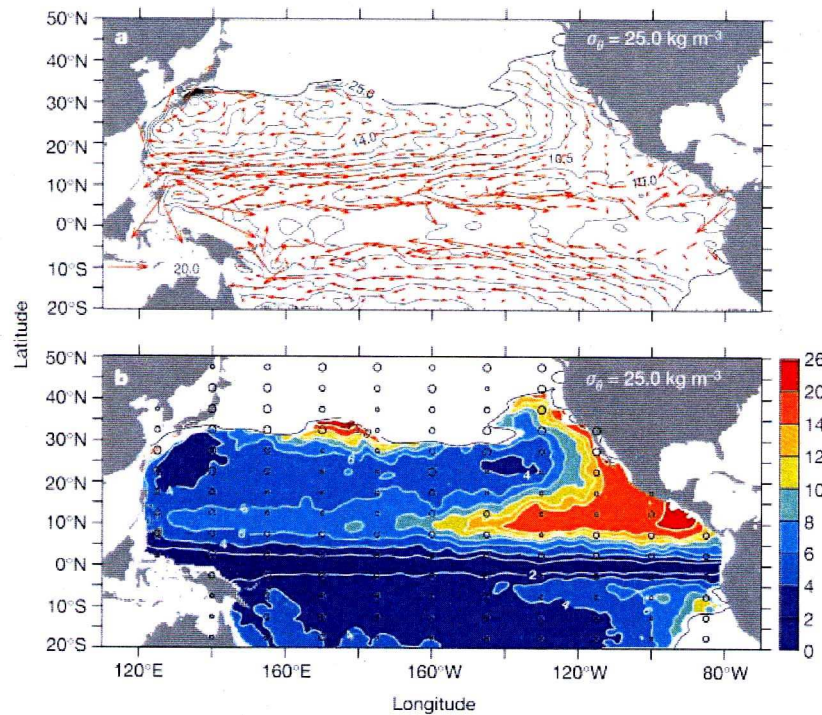


Figure 2.6 Circulation moyenne et vorticité potentielle sur l'isopycne 25 kg.m-3 à partir des données hydrographiques des 50 dernières années (McPhaden et Zhang, 2002).

Cette barrière expliquerait d'ailleurs la plus faible proportion d'eau passant par l'océan intérieur par rapport au courant de bord ouest dans l'hémisphère Nord (Lu et McCreary, 1995). Les temps caractéristiques sont variables selon les études et dépendent du cheminement, de l'immersion des masses d'eau suivies, de l'hémisphère, des observations ou du modèle utilisés.... Il faut de l'ordre de 10-20 ans pour qu'une masse d'eau soit transportée des zones de subduction à l'upwelling équatorial, et de l'ordre de 5 ans pour retourner vers les gyres subtropicaux. Remarquons d'ailleurs que, même si les cheminements associés aux STCs sont qualitativement les mêmes dans ces études, les proportions en débit entre courants de bord ouest et océan intérieur varient fortement. La convergence par l'océan intérieur est par exemple de 5 ± 1 Sv au Nord et de 15 ± 1 Sv au Sud (Johnson et McPhaden, 1999, en moyenne sur 1967-99) et au total de 27 ± 2.5 Sv sur 1970-77 et de 14 ± 1.5 Sv sur 1990-99 (McPhaden et Zhang, 2002). La convergence par les bords Ouest est elle d'environ 25 Sv dans leur étude et varie plus faiblement selon les décennies.

2.2.1.b Dynamique et variabilité

Les échanges de masse et de chaleur entre subtropiques et la bande équatoriale associés aux STCs sont très importants et peuvent donc avoir un rôle clé dans la variabilité du

Pacifique tropical, en particulier aux échelles décennales, vu le temps caractéristique advectif des STCs. La variation des apports de chaleur peut être due soit à l'advection d'anomalies de température formées dans les zones de subduction (Gu et Philander, 1997), soit à la variation du débit des STCs. Comprendre la dynamique des STCs et leur variabilité est donc très important.

La dynamique des STCs a été étudiée à l'aide de modèles numériques, en regardant l'influence des vents tropicaux et subtropicaux sur l'intensité des STCs. McCreary et Lu (1994), Liu (1994), Klinger et al. (2002) par des modèles en couches et Liu et Philander (1995) par un OGCM montrent que celle-ci ne dépend que des vents zonaux à la latitude limite de subduction (environ 20°). Dans ces études, l'intensité des STCs est 15 à 30% plus faible que le transport d'Ekman vers les pôles à cette latitude, celui-ci étant compensé en partie par le transport géostrophique. Elle est par contre indépendante des vents subtropicaux.

La variabilité des STCs en terme de débit a été étudiée dans ces modèles forcés, mais aussi dans des modèles couplés intermédiaires (Kleeman et al, 1999) qui montrent la possibilité d'une oscillation décennale associée à des variations du débit des STCs, de l'upwelling équatorial et de la SST équatoriale (Figure 2.7).

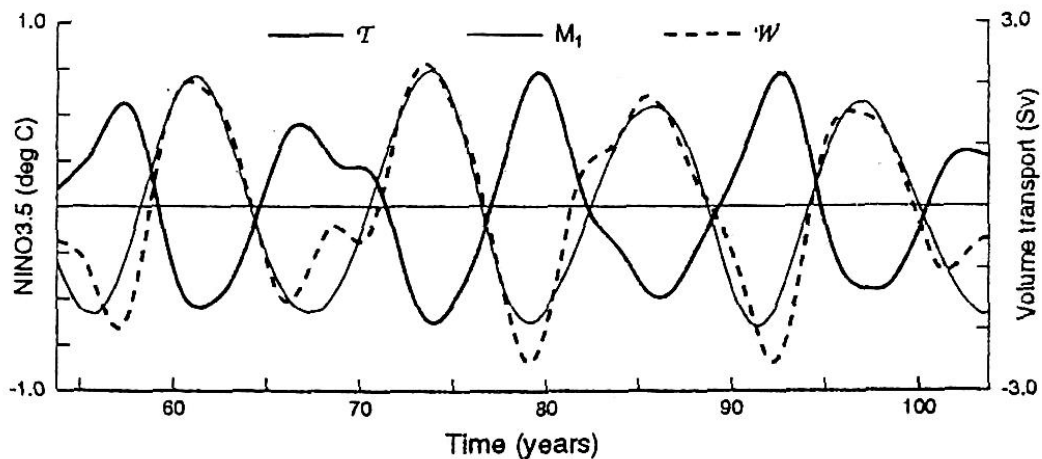


Figure 2.7 Variabilité des transports de la divergence méridionale de surface (M_1 , trait fin) et de l'upwelling équatorial (W , pointillés) comparée à la SST de la zone Niño 3.4 (T , trait épais) dans un modèle couplé intermédiaire (Kleeman et al., 1999).

Cette possibilité a été confirmée par l'étude de McPhaden et Zhang (2002) qui ont estimé les transports intérieurs dans la pycnocline et en surface à 9°N et 9°S, à partir des données hydrologiques et des divers produits de vent disponibles, sur les 50 dernières années. Ils montrent la forte décroissance de la circulation méridienne (convergence dans la pycnocline et divergence en surface) de 1970 à 1999 et la diminution de l'upwelling

équatorial de 25% de 47 à 35 Sv, qu'ils associent à l'augmentation de 0.8°C de la SST équatoriale et à la baisse des alizés dans les tropiques. Cependant, les fortes incertitudes sur les données in situ et surtout sur les tendances et biais dans les produits de vent limitent la portée de ces estimations. Nonaka et al. (2002) retrouvent le même type de variations dans un OGCM forcé par les vents COADS, mais avec une amplitude plus faible.

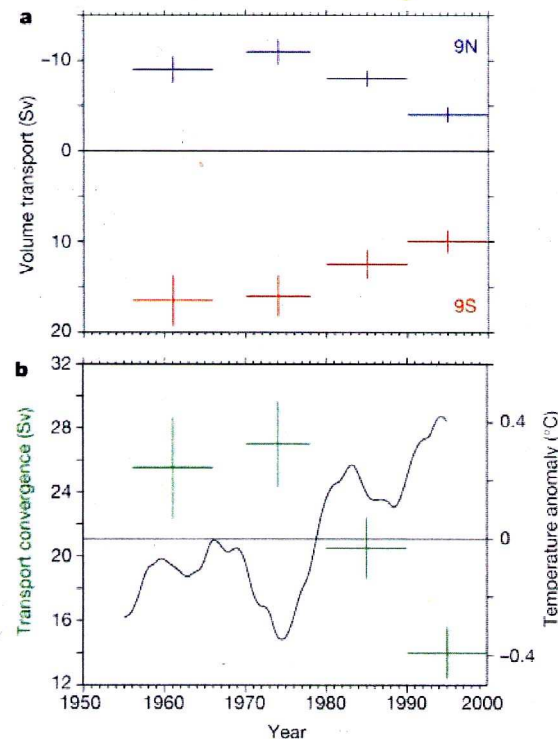


Figure 2.8 Transports géostrophiques méridiens dans la pycnocline obtenus à partir de données hydrologiques à 9°N (croix bleues) et 9°S (croix rouges), la convergence totale (croix vertes), et SST équatoriale entre 9°N et 9°S sur les 50 dernières années (McPhaden et Zhang, 2002).

La variabilité des STCs en terme de température a aussi été étudiée. Dans un OGCM, Liu et Philander (1995) montrent qu'une baisse de moitié du rotationnel du vent dans les subtropiques cause un refroidissement de la base de la thermocline équatoriale de 2°C. De nombreuses analyses des données in-situ et de modèles ont regardé la possible propagation d'anomalies thermiques des subtropiques vers les tropiques par les STCs (Deser et al., 1996, Hazeleger et al., 2001) dans l'hémisphère nord. Mais des études récentes suggèrent que ces anomalies thermiques subductées dans les subtropiques sont fortement affaiblies lorsqu'elles atteignent l'équateur (Schneider et al, 1999). Luo et Yamagata (2001) proposent la possibilité de propagation dans l'hémisphère sud d'anomalies de température, sans quantifier le processus. Dans un modèle couplé, Pierce et al. (2000) observent une oscillation décennale où

prédomine un pont atmosphérique des subtropiques vers les tropiques, et ils ne trouvent pas de propagation d'anomalies thermiques dans l'océan.

Les cheminements associés aux STCs varient aussi si les forçages changent, mais leur variabilité est très complexe. La proportion des transports par courants de bord ouest/océan intérieur dépend par exemple du transport de Sverdrup (cf. chapitre 5 ; Huang et Wang, 2001 ; Lee, 2002).

2.2.2 Les TCs (tropical cells)

Les cellules tropicales (TCs) sont limitées aux tropiques : les eaux de l'upwelling équatorial divergent vers le Nord-Ouest et le Sud-Ouest et une partie de ces eaux s'enfonce vers 4°N et 4°S, là où le rotationnel du vent est négatif (positif) dans l'hémisphère Nord (Sud) (zones de convergence intertropicale). Puis ces eaux reconvergent vers l'équateur géostrophiquement dans la thermocline supérieure où elles rejoignent l'EUC et ensuite l'upwelling équatorial. Les TCs sont donc associées à une recirculation 3D et alimentent la partie supérieure de l'EUC (Blanke et Raynaud, 1997 ; Lu et al, 1997). Elles ont été mises en évidence dans les observations de courant et de bouées dérivantes (Johnson, 2000) qui montrent la convergence méridienne en surface, dans les bilans de masse du Pacifique tropical (Wyrski, 1981 ; Bryden et Brady, 1985 ; Sloyan et al, 2003) qui illustrent le downwelling dans les tropiques, et dans les modèles à couches (Lu et al, 1998) et les OGCM (Liu et Philander, 1995 ; Blanke et Raynaud, 1997 ; Hazeleger et al, 2000). Cependant, les estimations quantitatives des TCs varient très fortement (Tableau 1).

Les TCs ont pour origine dynamique le mélange diapycnal dans la zone de downwelling. La force des TCs est donc très dépendante des paramétrisations dans les modèles, mais aussi de la circulation interocéanique (cf. section suivante ; Lu et al, 1998). Si celle-ci est augmentée de 10 à 20 Sv, alors les TCs augmentent de plus de 50 %. Cependant, ce résultat doit être considéré avec précaution, car leur modèle à 3.5 couches est assez simplifié.

La variabilité des TCs a été peu étudiée par manque d'observations et d'intérêt, car elles font recirculer les eaux dans la bande équatoriale et n'ont donc qu'un rôle d'homogénéisation de la SST équatoriale, et n'influence a priori pas la réponse atmosphérique, puisque le guide d'ondes atmosphériques a une extension méridienne plus importante que les TCs.

Tableau 1 : comparaison du débit des TCs obtenus dans diverses études.

	Débit des TCS (en Sv)
Liu et Philander (1995, modèle en couches)	25 Sv, 6 Sv si les alizes sont diminués de moitié
Lu et al. (1998, modèle en couches)	3.6 Sv au Nord et 3.1 Sv au Sud
Johnson (2000, à partir de bouées dérivantes).	~25 Sv
Sloyan et al. (2003, données hydrographiques +modèle inverse)	13±14 Sv au nord et 21±11 Sv au sud

2.2.3 La circulation interocéanique

L'apport d'eaux de surface et de la thermocline du Pacifique Nord et Sud vers l'Océan Indien via le throughflow indonésien (ITF) est de l'ordre de 10-15 Sv et est compensé par un apport d'eaux intermédiaires du Pacifique sud (SPIW, South Pacific Intermediate Water). Celles-ci vont suivre divers cheminements, le plus probable étant le passage par le courant de bord ouest sud, le transport vers l'est par l'EUC puis l'upwelling équatorial ou côtier, pour ensuite diverger vers le nord. La circulation interocéanique alimente donc essentiellement la partie profonde de l'EUC et aussi les jets de Tsuchiya (NEUCC et SEUCC) (Sloyan et al, 2003). Les eaux associées alimenteront donc plutôt l'upwelling équatorial et côtier dans la partie extrême est de la langue d'eau froide du Pacifique est.

La circulation interocéanique a une influence sur la proportion de l'hémisphère sud ou nord dans l'alimentation de l'EUC. Rodgers et al. (1999) ont montré dans un OGCM que plus l'ITF était fort, plus l'EUC était alimenté par le sud. Pour avoir des proportions réalistes, il fallait un ITF de 15 Sv dans leur modèle.

2.3 Les bilans de masse et de chaleur dans le Pacifique tropical

Les courants et les transports de masse zonaux et méridiens sont très importants en moyenne, mais aussi en variabilité, dans le Pacifique tropical. Notamment, d'importantes redistributions de masse sont associées à la variabilité ENSO (Alory, 2002 et 2003). Les courants horizontaux sont mesurables, à l'aide des données de courantomètres et des ADCP des mouillages TAO et des sections hydrologiques, mais aussi par les trajectoires des bouées dérivantes (Reverdin et al., 1994). Les transports horizontaux moyens peuvent être estimés à partir des sections hydrologiques, soit par les mesures directes des courants, soit en calculant

les transports géostrophiques et d'Ekman. Par contre, les courants verticaux sont beaucoup plus faibles et ne sont donc pas accessibles par mesure directe. On peut donc soit les estimer par le calcul de la divergence horizontale locale des courants lorsque cela est possible (Qiao et Weisberg, 1997 ; Weisberg et Qiao, 2000), soit par des bilans de masse qui permettent d'estimer les transports verticaux, notamment l'upwelling équatorial.

2.3.1 Bilans moyens

Les études des bilans de masse moyens sont possibles à partir d'observations. Wyrтки (1981) à partir d'un modèle en boîte, a estimé les bilans de masse, de chaleur et de sel dans la langue d'eau froide du Pacifique centre-est (170°E-100°W ; 5°S-5°N ; 2 boîtes, 200 m – 50 m et au dessus de 50m). A partir de données hydrologiques et du vent zonal, il a calculé les transports méridiens d'Ekman et géostrophiques. Il obtient une estimation de l'upwelling de ~50 Sv à 50 m, sans calculer les transports horizontaux associés à l'EUC et au SEC. Il montre cependant qu'une décroissance de l'EUC de l'ordre de 15 Sv entre 50m et 200m entre 170°E et 100°W est nécessaire pour fermer le bilan de masse. Il faut noter que les estimations plus récentes du transport de l'EUC, utilisant des sections CTD/ADCP et des critères de densité pour l'EUC (Johnson et al, 2002), donnent des valeurs peu différentes du transport de l'EUC à 170°E et 100°W (~20 Sv). Elles ne peuvent donc confirmer cette diminution entre 170°E et 100°W du transport de l'EUC pris entre 200 et 50 m. Pour fermer le bilan de chaleur dans la couche de surface, Wyrтки montre tout d'abord que le flux turbulent est négligeable devant les flux advectifs. Il montre que pour compenser le gain de chaleur en surface (85 W/m^2 donc $8.5 * 10^{14} \text{ W}$ sur toute la surface océanique de la boîte qu'il considère), une différence de température de 3°C est nécessaire entre les eaux upwellées à 50 m et les eaux divergeant au dessus de 50 m à 5°N et 5°S. Dans l'étude de Wyrтки, la contribution de l'advection zonale vaut environ le tiers de celle verticale. Il remarque aussi que la variabilité saisonnière de la divergence d'Ekman est bien plus importante que celle de la convergence géostrophique. Les eaux upwellées vont donc préférablement vers l'hémisphère nord (sud) en hiver boréal (austral), mais proviennent à la fois des deux hémisphères.

Bryden et Brady (1985) ont fait une étude plus poussée de la circulation 3D océanique en calculant les courants géostrophiques zonaux à 150°W et 110°W et méridiens à 5°N et 5°S à partir de sections hydrologiques, et en estimant aussi les courants d'Ekman méridiens à 5°N et 5°S. Ils peuvent donc faire des bilans de masse et de chaleur en moyenne sur cette boîte au-dessus de 100 m, et estiment les transports de masse et les températures pondérées par la vitesse, pour les diverses sections de la boîte. Ils obtiennent notamment un upwelling

maximum vers 60 m de 22 Sv. Pour fermer le bilan de chaleur, un flux en surface de 57 W/m^2 est nécessaire, donc légèrement inférieur à celui utilisé par Wyrski. Ils calculent aussi la vitesse diapycnale et montrent que celle-ci est vers la surface (vers le fond) au dessus (en dessous) du noyau de l'EUC. Sloyan et al. (2003) ont refait le même type d'étude avec toutes les nouvelles données hydrologiques de la décennie 1990. Ils retrouvent bien cette évolution de la vitesse diapycnale. Leur étude plus précise, avec plus de boîtes, étendue sur une plus grande plage de longitude, et distinguant les portions $8^\circ\text{S}-2^\circ\text{S}$, $2^\circ\text{S}-2^\circ\text{N}$ et $2^\circ\text{N}-8^\circ\text{N}$, leur permet d'estimer les TCs et la circulation interocéanique ($8 \pm 10 \text{ Sv}$). Johnson et al. (2001) ont eux utilisé les sections CTD/ADCP pour avoir des mesures directes des courants horizontaux. Ils peuvent en déduire notamment les divergences de surface ($34 \pm 17 \text{ Sv}$ à 5°N et $23 \pm 9 \text{ Sv}$ à 5°S) et les convergences dans la thermocline ($30 \pm 17 \text{ Sv}$ à 1.6°S et $20 \pm 21 \text{ Sv}$ à 3.6°N), mettant en évidence leur asymétrie et une circulation interocéanique de 10 Sv. Ils obtiennent le transport de l'upwelling équatorial à 50 m dans la région $3.6^\circ\text{S}-5.2^\circ\text{N}$, $170^\circ\text{W}-95^\circ\text{W}$ de $62 \pm 18 \text{ Sv}$. Toutes ces études, utilisant des jeux de données, des boîtes et des méthodes différents donnent donc des résultats assez cohérents pour les transports de l'upwelling équatorial et de la circulation interocéanique.

2.3.2 Variabilité

Les études sur la variabilité des transports de masse et de chaleur zonaux et méridiens dans le Pacifique tropical sont plus délicates, par manque de données. Les premières études ont utilisé des modèles pour montrer l'importante variabilité interannuelle des transports. A l'aide d'un modèle linéaire forcé par les vents observés, Pares-Sierra et al. (1985), puis Springer et al. (1990) ont montré qu'à 5°N et 5°S , les variations des transports d'Ekman s'opposent à celles des transports méridiens géostrophiques associés aux ondes de Kelvin et de Rossby (qui vont établir l'équilibre de Sverdrup). Les variations des transports géostrophiques sont cependant légèrement plus fortes. Cela engendre par exemple une divergence des eaux de la couche de surface pendant l'évènement El Niño de 1982-83 et donc une décharge en eaux chaudes et en contenu thermique de la bande équatoriale. Cela est donc cohérent avec la théorie de recharge-décharge (Jin, 1997). Grâce au réseau TAO, les transports géostrophiques et d'Ekman horizontaux sont calculables aux échelles interannuelles et le résidu du bilan de masse permet d'avoir les transports verticaux (Meinen et McPhaden, 2000, 2001). Ces derniers auteurs retrouvent bien les recharges-décharges en eaux chaudes de la bande équatoriale associées aux évènements El Niño-La Niña sur la période 1993-99 et observent de très fortes variations de l'upwelling équatorial.

A l'aide d'un OGCM, les variabilités saisonnière (Brady et Gent, 1994) et interannuelle (Brady, 1994) des transports de chaleur zonaux et méridiens ont aussi été étudiées, mais ces études sont très délicates à interpréter, notamment à cause des problèmes de température de référence utilisée pour estimer les flux de chaleur, leur signification physique en étant fortement dépendante.

Il n'y a pas eu jusqu'à présent d'études reliant la variabilité des transports méridiens et de l'upwelling équatorial à la variabilité de l'EUC.

CHAPITRE 2 : DONNEES ET SIMULATIONS UTILISEES

Le Pacifique tropical est actuellement un des océans les plus observés du monde. De nombreuses données, aussi bien in situ que satellitaires, sont exploitables pour analyser la circulation tropicale et sa variabilité. Cependant, seuls les modèles numériques permettent d'avoir accès à la circulation de tout l'océan. La bonne densité des observations depuis environ 1980 permet de comparer les simulations numériques à la réalité.

Dans ce chapitre, on présentera d'abord toutes les données que l'on utilisera. Puis l'on décrira le modèle océanique OPA et les forçages utilisés. Des premières comparaisons avec les données in situ seront alors faites, et seront continuées dans le chapitre 4. Enfin, la méthode de calcul des trajectoires de masses d'eau dans le modèle sera présentée pour pouvoir être utilisée dans le chapitre 3.

1 Les données in situ

1.1 Le système d'observation du Pacifique tropical

On possède historiquement des données océanographiques beaucoup moins denses dans le Pacifique que dans l'Atlantique, puisqu'il est beaucoup plus grand et que moins de navires marchands le parcouraient. Les forts impacts d'El Niño ont nécessité la création d'un système d'observation pour comprendre ses mécanismes et voir s'il était possible de le prédire. Ainsi, des mouillages ont été mis dès 1979 dans le Pacifique équatorial Est, permettant des mesures de température et de courant en sub-surface. C'est cependant l'ambitieux programme TOGA (Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system), créé après l'événement El Niño imprévu et très fort de 1982-83, qui a permis la mise en place d'un système d'observation vraiment efficace, permettant des mesures en temps réel de variables océanographiques clés (vents de surface, SST, température de sub-surface, niveau de la mer et courants, Hayes et al., 1991). La décade TOGA (1985-1994) a permis un réel progrès technologique et scientifique, en coordonnant tous les efforts internationaux (McPhaden et al., 1998). Grâce à ce

programme, un réseau de mouillages très dense a été progressivement installé dans tout le Pacifique tropical (cf. paragraphe suivant).

Actuellement, le système d'observation est composé de 70 mouillages, de bouées dérivantes suivies par satellite, de marégraphes côtiers et insulaires, d'un réseau de navires marchands ou scientifiques, occasionnels ou volontaires, mesurant température et courant en sub-surface et enfin de satellites permettant notamment des mesures du niveau de la mer, de la température et des vents sur toute la surface de l'océan (Figure 1.1). Le satellite TOPEX/Poseidon à partir de 1992, suivi de Jason-1, a permis, à partir des mesures du niveau de la mer, de fortement améliorer la connaissance de la circulation océanique.

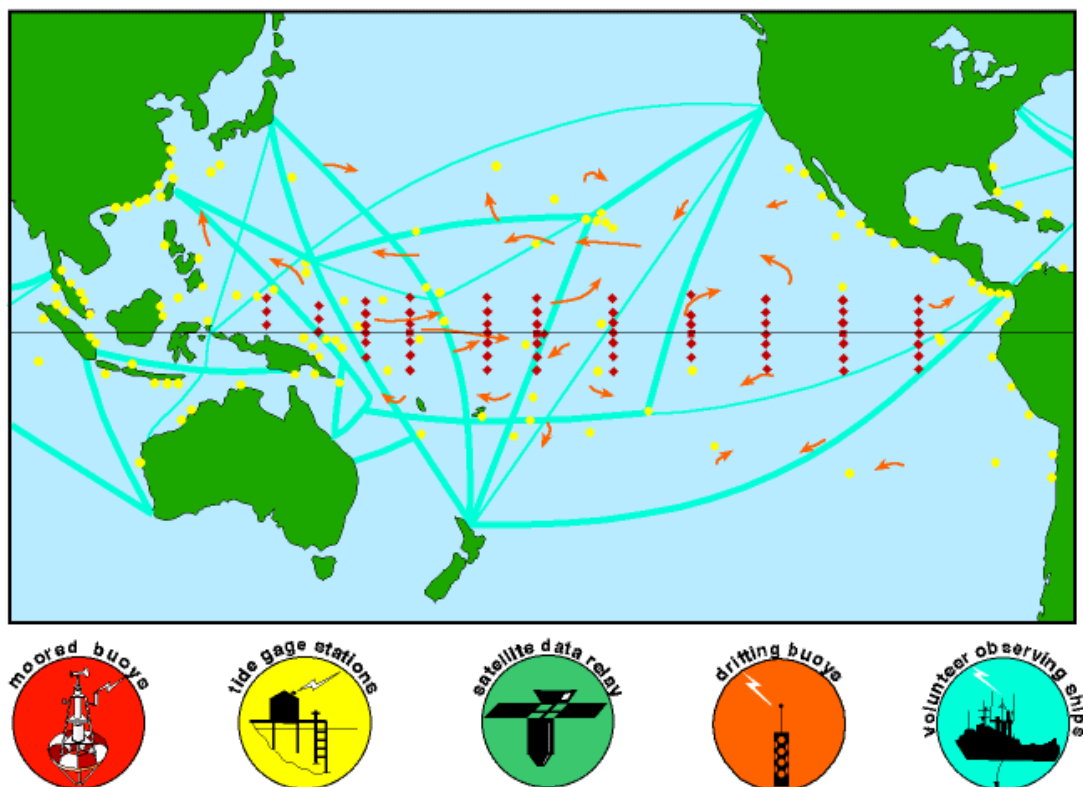


Figure 1.1: le système d'observation d'ENSO actuel, incluant les mouillages TAO/TRITON en rouge foncé, les marégraphes en jaune, les bouées dérivantes en orange et les routes régulières suivies par les navires d'observation volontaire. Les satellites permettent de transmettre en temps réel les positions et les mesures des bouées dérivantes, des mouillages et des navires.

1.2 Le réseau de mouillages TAO/TRITON

Le réseau de mouillages TAO (Tropical Atmosphere/Ocean array, Hayes et al., 1991), renommé TAO/TRITON (Triangle Trans-Ocean Buoy Network) à partir du 1^{er} janvier 2000, est composé d'approximativement 70 mouillages situés dans le Pacifique équatorial entre 8°N

et 8°S et entre 137°E et 95°W (Figure 1.2). Ces mouillages permettent diverses mesures atmosphériques et mesurent toute la température de 0 à 500 m de profondeur. Certains disposent de courantomètres (autrefois mécaniques, ils sont maintenant à effet Doppler) et de capteurs de conductivité (donc de salinité) à l'équateur. Les niveaux standardisés de profondeur sont optimisés en fonction de la structure de l'océan, et dépendent donc de la longitude considérée. Ces mouillages transmettent en temps réel les mesures océanographiques et météorologiques vers le PMEL (Pacifique Marine Environmental Laboratory) situé à Seattle via le système de satellites Argos. Sur certains sites le long de l'équateur, des profileurs ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler en sub-surface) sont déployés vers 300 m pour mesurer les courants jusqu'à environ 30 m, et l'accès aux mesures n'est possible que lors de la récupération du mouillage (Figure 1.3). Initialement, les profileurs étaient disposés en surface sur la bouée et orientés vers le fond, mais des problèmes de réflexion sur les poissons dans la couche de surface perturbaient les mesures.

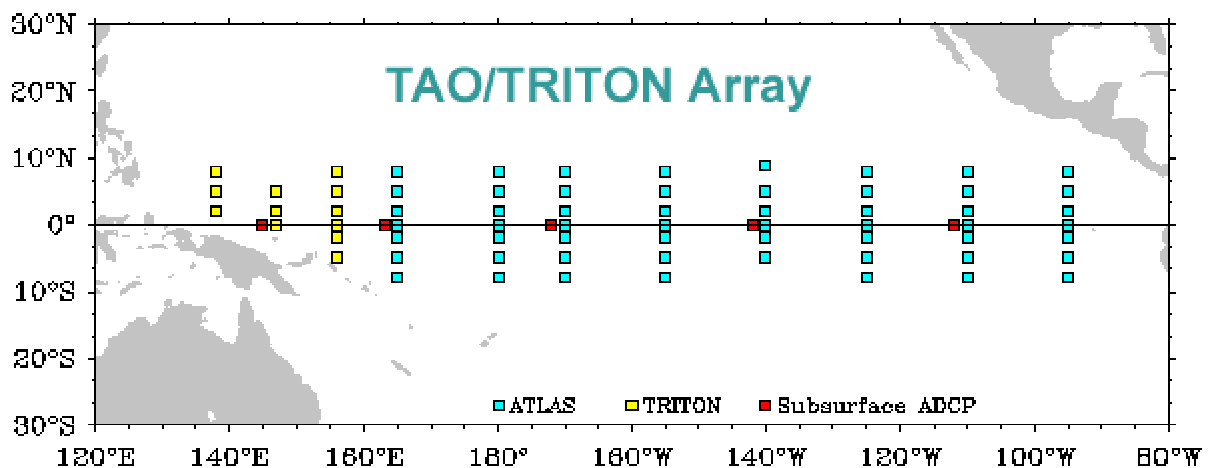


Figure 1.2: le réseau de mouillages TAO/TRITON. Les bouées ATLAS (bleu clair) sont prises en charge par le PMEL de Seattle. Des mesures des courants sont faites par des profileurs ADCP en sub-surface (en rouge), et aussi par des courantomètres (à 0°-165°E, 0°-140°W et 0°-110°W) installés sur les câbles des bouées sur 4 ou 5 niveaux discrets de profondeur au dessus de 300 m.

L'important travail de vérification et de traitement des données est fait au PMEL. Les données sont ensuite mises en accès libre sur le très bon site internet <http://www.pmel.noaa.gov/tao>. La mise en place et la maintenance de ces mouillages sont prises en charge par le JAMSTEC (Japan Marine Science and Technology Center) pour les bouées TRITON à l'Ouest de 165°E depuis le 1^{er} janvier 2000, par le PMEL à l'Est et ponctuellement par l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) à partir de son centre de Nouméa. Elles nécessitent un travail de terrain énorme. Le Ka'imimoana, navire

océanographique de la NOAA, sillonne ainsi toute l'année le Pacifique tropical pour vérifier chaque mouillage tous les six mois, le réparer et parfois le remplacer. Un séjour sur ce navire pendant un mois m'a permis de découvrir les joies et les peines d'un tel travail. La manipulation de ces énormes bouées, des ballasts de 3 tonnes et des câbles pour les ancrer vers 4000 m de profondeur nécessite beaucoup de précaution, de patience, de cohésion dans l'équipe et de dextérité. Le travail en vaut la peine, tout le monde se sent si bien (et un peu fier !), après une journée bien remplie, quand la bouée a pu être remplacée. Il est par contre frustrant de devoir abandonner toutes les opérations, parce qu'un des deux moteurs nous lâche, et qu'il nous faut retourner à bon port pendant deux semaines à vitesse réduite... D'autres problèmes pratiques imprévisibles, comme la détérioration des mouillages par les filets de pêche (les alentours des bouées sont très riches en poissons), le piratage, la mauvaise étanchéité des capteurs, les morsures des poissons, notamment des requins... expliquent les trous inévitables dans les précieuses séries de mesure, parfois commencées en 1980. Dans le chapitre 4, on détaillera les méthodes pour boucher les trous dans les séries de mesures de température et de courant zonal à l'équateur, que l'on utilisera pour étudier l'EUC.

Grâce à la maintenance du réseau TAO, des sections latitudinales sont parcourues régulièrement. Des mesures de courant (en continu par ADCP), de salinité et de température (tous les 0.5° de latitude près de l'équateur, par CTD (conductivity-temperature-depth)) y sont faites systématiquement et donnent des informations très précieuses sur la structure latitudinale hydrologique et dynamique dans le Pacifique équatorial. Ces sections latitudinales permettent notamment d'obtenir les caractéristiques de l'EUC telles que débit, température, à un instant donné et sont très importantes pour cette thèse (cf. chapitre 4). Là encore, la mission en mer m'a permis de me rendre compte de la difficulté des mesures par CTD, qui nécessitent beaucoup de travail. On peut passer la journée à démonter puis remonter à deux une CTD défectueuse. La mettre à l'eau, s'occuper de sa descente et de sa remontée lors d'un sondage profond, de minuit à 5 h du matin, avec pour seul compagnon la voie de l'opérateur du treuil, donne une ambiance irréaliste. Mais le travail en vaut la chandelle, et j'en garde personnellement de très bons souvenirs en commun avec le responsable des sondages (merci Jason !).

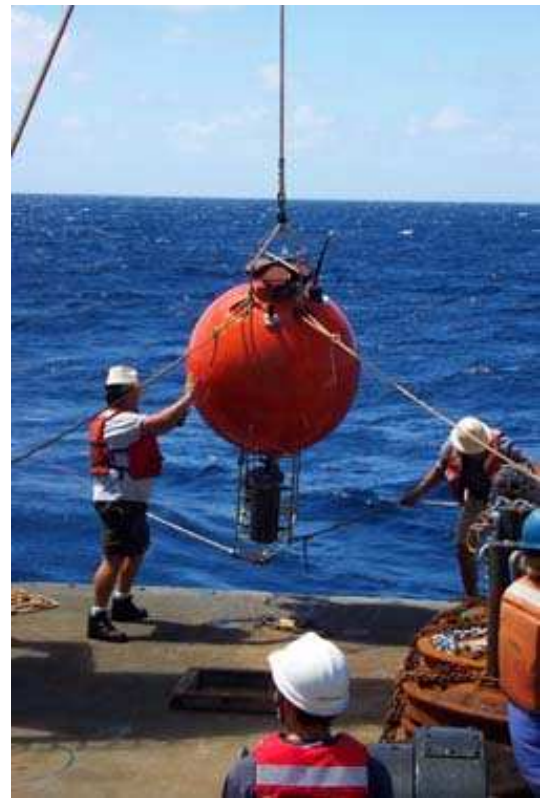
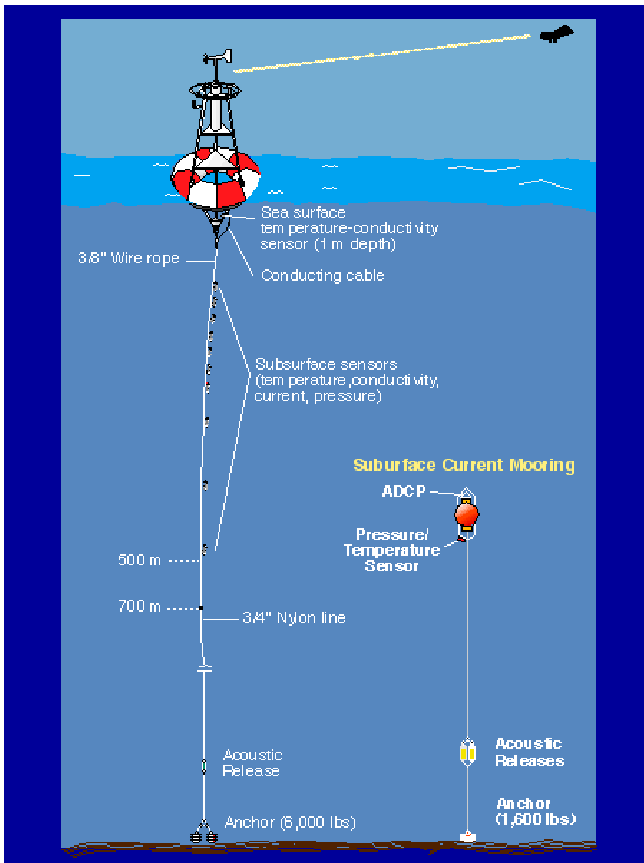


Figure 1.3: En haut à gauche, schéma de principe d'un mouillage ATLAS (Autonomous Temperature Line Acquisition System) de nouvelle génération équipé à la fois de courantomètres sur le câble de la bouée entre 0 et 300 m et d'un mouillage en sub-surface vers 300 m équipé d'un profileur ADCP orienté vers la surface. En haut à droite, récupération délicate du mouillage de sub-surface, de son profileur ADCP, et de ses précieuses informations à 0°,170°W, après 6 mois de bons et loyaux services. En bas, la dernière bouée ATLAS mise à l'eau avant que l'un des moteurs du Ka'imimoana ne lâche.



Figure 1.4 : Jason s’acharnant sur la CTD mystérieusement défectueuse (à gauche). A droite, la CTD entièrement montée et prête à être mise à l’eau.

2 Le modèle OPA et les différents forçages utilisés

2.1 Description

2.1.1 Caractéristiques du modèle OPA global

Le modèle OPA (Océan Parallélisé) est développé et amélioré depuis 1991 au LODYC (Laboratoire d’Océanographie Dynamique et de Climatologie) à l’université de PARIS 6 (Madec et Imbard, 1996). La version utilisée ici est la version globale ORCA 8.2. La physique du modèle est la suivante. Les équations primitives sont celles de Navier-Stokes hydrostatiques, avec une surface libre pour permettre la conservation en sel et la marée est absente. Les paramétrisations sont un mélange vertical TKE (Blanke et Delecluse, 1993) et un mélange latéral, soit horizontal, soit isopycnal.

La grille utilisée est la grille ORCA2 qui est tripolaire. Le modèle utilisé est global donc le throughflow (échange entre l’Océan Pacifique et l’Océan Indien par les détroits Indonésiens) est pris en compte. Le maillage est en moyenne de 2° de longitude sur 2° de latitude, celui des mers et du guide d’ondes équatorial étant raffiné. Dans la région du Pacifique tropical, la résolution est de 2° en longitude et de 0.3° en latitude à l’équateur jusqu’à 2° en s’éloignant de l’équateur. Verticalement, la résolution est de 10-15m dans les

premiers 200 m pour bien résoudre les processus dans la thermocline, puis diminue, le nombre total de niveaux étant de 31. Le pas de temps est de 1h40.

2.1.2 Les différentes simulations utilisées

2.1.2.a Les forçages atmosphériques

Les réanalyses NCEP sont issues d'un modèle de circulation atmosphérique globale dans lequel un grand nombre d'observations a été assimilé sur la période 1948-1999 (Kistler et al., 2001). Elles donnent un ensemble de flux atmosphériques cohérents et très intéressants pour forcer les modèles océaniques. Cependant, il existe de fortes tendances dans ces réanalyses sur les 50 ans, notamment dans les vents. Ces tendances, malgré l'invariance de la méthode d'assimilation, peuvent être en partie irréalistes, à cause de l'augmentation de la densité et de la qualité des observations. Ainsi, d'autres produits de vent ont des variations à long-terme différentes, surtout avant environ 1980. Ces problèmes de tendance à long-terme sont étudiés plus en détail dans l'article en annexe 2 et dans le chapitre 5. Depuis avril 1992, le satellite ERS équipé d'un diffusiomètre fournit les tensions de vent à la surface de l'océan. Grâce à sa couverture globale, la densité des mesures est bien meilleure que dans les autres produits de vent. Pour étudier la circulation après 1992, notamment les trajectoires de masses d'eau lors des événements El Niño-La Niña de 1997-98, une simulation forcée par les vents ERS sera privilégiée (chapitre 3). Par contre, une simulation forcée par les réanalyses NCEP permettra d'étudier la variabilité interannuelle et à plus long-terme de la circulation tropicale.

2.1.2.b Les simulations

La première simulation utilisée, fournie par G. Lorand (LODYC), est une sortie du modèle ORCA 8.2 avec la grille ORCA2 forcé par les flux des réanalyses NCEP (National Center for Environmental Prediction) de janvier 1984 à avril 1992 puis par les tensions de vent issues du satellite ERS jusqu'à fin 1999, les autres forçages (flux de chaleur et d'eau douce) étant ceux des réanalyses NCEP. Un rappel à la SST de Reynolds (Reynolds et Smith, 1994) est effectué en surface sur tout le domaine en corrigeant les flux de chaleur à l'interface air-mer, avec un coefficient de rappel de $40 \text{ W/m}^2/\text{K}$. Un rappel en profondeur à la masse pour la température et la salinité est effectué par rapport à la climatologie de Levitus (Levitus et al., 1998), sauf dans la bande équatoriale 20°S - 20°N . Pour notre étude, seul le domaine du Pacifique tropical (120°E - 70°W ; 20°S - 20°N) a été extrait de la simulation. On considère que l'ajustement (spin up), après modification des vents le 20 avril 1992, est fait dans la bande équatoriale à partir de janvier 1993. Seule la période de janvier 1993 à décembre 1999 est

donc sauvegardée. Des moyennes sur 5 jours sont faites, pour que le calcul des trajectoires prenne en compte la variabilité haute fréquence. Cette simulation sera notée OPA/ERS par la suite.

La deuxième simulation utilisée, faite par G. Alory, a pour différence essentielle d'être forcée par les flux des réanalyses NCEP de 1948 à 1999, après un spin-up de 3 ans avec les flux de 1948. On utilisera que la période 1951-1999, avec des moyennes mensuelles, suffisantes pour les échelles de temps que l'on considérera dans les chapitres 4 et 5. Cette simulation, notée OPA/NCEP par la suite, est aussi rappelée à la SST de Reynolds avec le même coefficient de rappel que OPA/ERS. Une simulation très proche de OPA/NCEP, faite par K. Rodgers, est utilisée dans l'article en annexe 2.

Les différences entre les deux simulations permettront de voir la sensibilité de certains résultats au produit de vent utilisé.

2.2 Validation des courants de la simulation OPA/ERS

Les simulations OPA/NCEP et OPA/ERS seront comparées aux données in situ en terme de transport, de température de l'EUC dans le chapitre 4. Par contre, les courants de la simulation OPA/ERS, qui seront utilisés pour calculer les trajectoires des masses d'eau dans le chapitre 3, doivent être validés. La comparaison pour le courant zonal à l'équateur avec les mouillages ancrés TAO sur la période 1993-1999 est bonne, avec les plus faibles corrélations en profondeur à 165°E (Tableau 2). Cependant, des différences sont aussi observées. Par exemple, le jet équatorial généré par les coup de vent d'Ouest fin 1996 qui atteint 165°E en janvier 1997 est sur-estimé par OPA/ERS, alors que l'EUC a une vitesse légèrement sous-estimée (Figure 2.1).

Tableau 2 : corrélation (Corr.) et écart-type de la différence (RmsDif) entre les données des mouillages TAO (ADCP) et la simulation OPA/ERS pour le courant zonal à l'équateur à 165°E, 170°W et 140°W, calculés sur la période 1993-1999 avec les moyennes sur 5 jours.

Profondeur (m)	165°E		170° W		140°W	
	Corr.	RmsDif (m s ⁻¹)	Corr.	RmsDif (m s ⁻¹)	Corr.	RmsDif (m s ⁻¹)
30	0.81	0.23	0.68	0.24	0.69	0.30
80	0.65	0.25	0.81	0.27	0.80	0.33
150	0.64	0.22	0.84	0.22	0.80	0.28

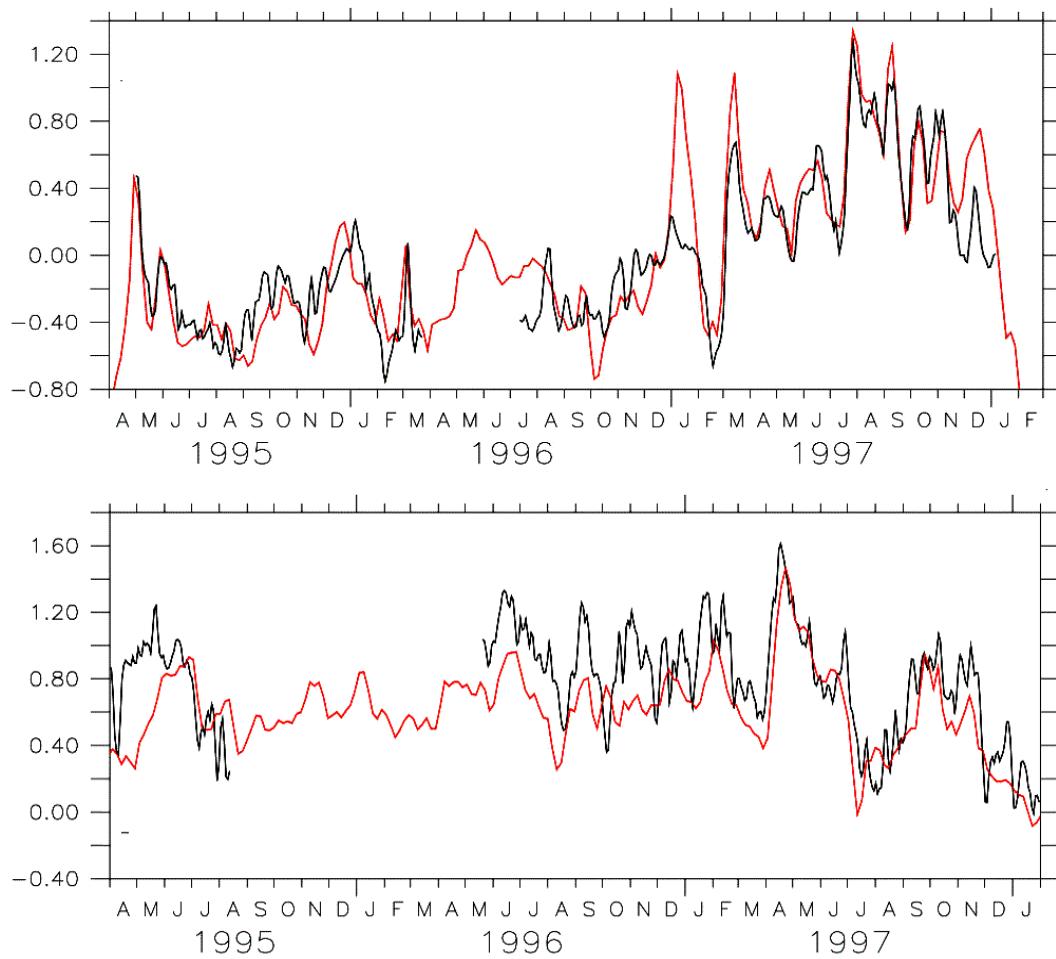


Figure 2.1 : exemple de comparaison pour le courant zonal (en m/s) à l'équateur entre les données TAO (courantomètres, en noir) et la simulation OPA/ERS (en rouge), en haut à 165°E et 15 m de profondeur (corrélacion : 0.93 ; Rms-dif : 0.22 m/s), en bas à 110°W et 75 m de profondeur (corrélacion : 0.80 ; Rms-dif : 0.28 m/s).



Figure 2.2: différentes activités possibles lors des périodes de transit ou après les journées de travail : pêche de Ono (par Doug et Roger), leçons de français avec application pratique aux Marquises, se transformer en monstre rouge et profiter d'une séance de sauna en plein soleil, lors des entraînements d'abandon du navire (par Helen)...

CHAPITRE 3 : ETUDE LAGRANGIENNE DE LA CIRCULATION OCEANIQUE DANS LE PACIFIQUE TROPICAL. APPLICATION A L'ETUDE DES EVENEMENTS EL NINO-LA NINA de 1997-98

La circulation océanique du Pacifique tropical est complètement modifiée pendant les événements El Niño (cf. chapitre 1). Pour permettre de mieux comprendre les déplacements de masses d'eau causés par les fortes variations de courant, on utilise ici une méthode mise au point par B. Blanke au LODYC puis au Laboratoire de Physique des Océans de Brest (LPO ; Blanke et Raynaud, 1997). Cette méthode permet de déterminer les trajectoires de particules fictives dans le champ de vitesse tridimensionnel calculé par un OGCM, éventuellement variable dans le temps. Le calcul et la visualisation des trajectoires des masses d'eau dans le modèle océanique, aussi bien en avançant qu'en reculant dans le temps, apporte une vision très différente de l'approche eulérienne habituelle. Cependant, la méthode de suivi lagrangien n'avait jamais été appliquée à des champs interannuels. Son utilisation pendant cette thèse constitue donc un point particulièrement innovant. Le diagnostic lagrangien permet de mieux comprendre l'origine et le devenir des masses d'eau, et les modifications des cheminements moyens pendant les événements El Niño-La Niña. Les trajectoires obtenues étant assez complexes, l'étude a été recentrée sur les événements de 1997-98, dont l'amplitude est très forte et qui sont simulés de manière réaliste par la simulation OPA/ERS, disponible sur la période 1993-99.

Dans ce chapitre, on présentera donc la méthode de suivi lagrangien et son intérêt pour analyser qualitativement les déplacements de masses d'eau pendant les événements El Niño-La Niña de 1997-98, mais aussi ses limites. La simulation OPA/ERS, plus réaliste sur la période 1993-99, sera privilégiée. L'étude de trajectoires climatologiques sera d'abord nécessaire, pour pouvoir ensuite les comparer aux trajectoires interannuelles. Les interprétations sont délicates et complexes, et on ne présentera ici qu'un aperçu représentatif des nombreux calculs effectués. D'importantes modifications des échanges zonaux et méridiens seront mises en évidence. On insistera sur le rôle de l'EUC et des cellules de

circulation associées dans l'alimentation de la bande équatoriale lors de la brusque transition vers La Niña en 1998.

1 Le programme de suivi lagrangien ARIANE

1.1 Principe

L'utilitaire Fortran ARIANE développé au LPO permet de documenter d'un point de vue lagrangien la dynamique océanique de grande échelle simulée par un modèle de circulation générale comme OPA. De tels diagnostics sont fondés sur le calcul de trajectoires multiples dans le champ de courant modélisé, par l'entremise d'un schéma d'advection de particules particulièrement adapté à la nature tridimensionnelle de la circulation océanique et d'une description efficace d'une masse d'eau à partir des particules qui la composent. Ce schéma d'intégration lagrangienne respecte la conservation locale de la masse et définit donc un outil judicieux pour effectuer un suivi de masse d'eau. Il est également flexible car il permet l'intégration à rebours de trajectoires, dans la mesure où les calculs ne font intervenir aucun phénomène diffusif.

ARIANE permet donc le calcul de trajectoires de particules fictives à partir d'un champ de vitesse tridimensionnel variable dans le temps. Si le champ n'est pas stationnaire, alors les trajectoires sont différentes des lignes de courant. Ce programme est un outil de diagnostic lagrangien 'off-line' pour les OGCM. Pour pouvoir fonctionner, le champ de vitesse 3D en entrée doit être donné sur une grille de type C (ce qui est le cas de la grille ORCA) et être non-divergent.

ARIANE permet différents types de calcul. On peut faire des diagnostics lagrangiens qualitatifs en lançant quelques particules virtuelles et en visualisant les trajectoires en fonction de différents paramètres (temps, profondeur, température, salinité, traceurs...). Des diagnostics quantitatifs sont possibles en lâchant des milliers de particules. Une boîte avec différentes sections de contrôle étant définie, ARIANE donne des statistiques sur les particules restant dans la boîte ou atteignant ces sections. ARIANE permet un calcul des trajectoires en reculant dans le temps (que l'on appellera 'à rebours' par la suite) pour pouvoir déterminer l'origine des masses d'eau. Un calcul des trajectoires vers l'avant dans le temps (que l'on appellera par la suite 'dans le futur') permet au contraire de connaître le devenir des masses d'eau.

1.2 Les différents voies d'exploitation et d'interprétation

L'étude qualitative permet de visualiser les trajectoires de quelques particules et donc de connaître les chemins principaux. Cette étape est utile avant de pouvoir quantifier les transferts de masse d'eau. Le diagnostic lagrangien apporte une vision très différente de l'approche eulérienne habituelle. L'interprétation doit cependant être faite avec précaution.

Le choix des positions et instants initiaux pour une série d'expériences lagrangiennes dépend du phénomène que l'on veut observer. Leur étendue spatiale et temporelle doit être plus faible et le nombre de particules plus grand si la variété des trajectoires obtenues est dans un premier temps trop forte. Cependant, un trop grand nombre de particules rend l'interprétation plus difficile.

Le choix 'à rebours'/'dans le futur' est important et ces deux options peuvent se compléter : par exemple, que les particules partant d'une zone considérée à un instant t_1 arrivent en majorité dans une deuxième zone à un instant t_2 ne signifie pas nécessairement que la majorité des particules se trouvant dans cette deuxième zone à cet instant t_2 viennent de la première zone au temps t_1 .

Les visualisations des trajectoires sur une figure à deux dimensions, avec comme information supplémentaire en couleur le temps ou la profondeur, se complètent. Pour comprendre les trajectoires obtenues et comment les particules intègrent le courant (u, v, w) qui varie dans l'espace et dans le temps, il faut visualiser en même temps les vitesses eulériennes du modèle, au moins en moyenne mensuelle, et à la bonne profondeur. Les résultats obtenus en analyse lagrangienne sont souvent différents de ce que l'on prédit intuitivement à partir de la simple connaissance des courants eulériens. La comparaison avec des trajectoires climatologiques est donc nécessaire pour voir les conséquences de la variabilité interannuelle.

Lorsque la vision qualitative est bonne, alors la méthode quantitative est possible. Mais l'étude est délicate, et on peut évaluer des pourcentages de particules atteignant une certaine section, mais pas de transports dans l'absolu.

1.3 Approximations, incertitudes sur les trajectoires

Il est difficile de savoir dans quelle mesure les trajectoires calculées dépendent du modèle, du forçage et de l'échantillonnage disponible sur les sorties numériques du modèle océanique. L'incertitude la plus évidente est d'origine statistique. Plus le nombre de particules lancées est faible, moins les trajectoires obtenues sont représentatives. Ensuite, le maillage spatial et temporel induit une erreur à chaque pas de temps et la somme de ces erreurs peut rendre la trajectoire calculée irréaliste. On peut diminuer ces erreurs en augmentant le nombre de particules.

Par contre, d'autres erreurs liées au modèle et aux forçages utilisés existent et ne peuvent être diminuées. Le maillage zonal de la grille ORCA de 220 km n'est pas affiné aux côtes et est donc supérieur au rayon interne d'influence de Rossby (~ 100 km). Les courants de bord Ouest et les ondes côtières ne sont donc pas vraiment résolus par le modèle. Par conséquent, même si les transports associés aux courants ont un bon ordre de grandeur, les vitesses sont sous-estimées et les temps de parcours sont donc sur-estimés. Le même problème existe pour l'EUC dont les vitesses maximales sont sous-estimées. En outre, les courants, donc les trajectoires, dépendent très fortement du forçage utilisé.

Remarquons enfin que dans les régions de fort mélange turbulent, ce sont les masses d'eau, et non les particules d'eau individuelles, qui sont suivies avec cette méthode, puisque le mélange est un processus sous-maille dans le modèle, dont l'intensité n'est pas retranscrite explicitement dans les champs de vitesse archivés.

1.4 Approche et types d'expériences utilisées

La méthode n'ayant jamais été appliquée à des cas de variabilité interannuelle, on n'avait aucun a priori sur les choix d'expériences à faire et sur les résultats qui seraient obtenus. On a donc fait de nombreux lâchers de particules, en différents points du Pacifique, à différentes profondeurs et à différents instants, en privilégiant les zones de courant et de température les plus variables. On peut insister sur plusieurs points. La variabilité des trajectoires obtenues est importante et augmente naturellement lorsque le temps d'intégration est plus long. Un résultat ne pourra donc être confirmé ou infirmé qu'après de nombreux lâchers. En outre, pour pouvoir interpréter ce résultat, une comparaison avec des trajectoires moyennes pour une année climatologique est souvent nécessaire. Ensuite, pour les lâchers dans la couche de mélange, il semble que les trajectoires restent très souvent dans la couche de mélange et que la profondeur initiale influe peu, sauf dans certains cas. Une symétrie par

rapport à l'équateur des positions initiales choisies permettra de mettre en évidence les asymétries de la circulation. Seules quelques expériences caractéristiques et représentatives de nombreux lâchers sont présentées et décrites ici en détail pour bien comprendre physiquement les trajectoires obtenues.

2 Etude de trajectoires climatologiques

Avant d'analyser les trajectoires calculées avec les champs variant interannuellement, il est utile d'avoir un aperçu des trajectoires climatologiques. Des exemples intéressants sont présentés ici, qui pourront être comparés par la suite aux trajectoires interannuelles. La simulation OPA/ERS n'étant disponible qu'entre 1993 et 1999, la climatologie de vitesse n'a pu être faite que sur trois années, 1994-1996. Il fallait éliminer les années El Niño–La Niña de 1997-1998 et l'année 1993, pour laquelle l'ajustement au passage brusque des vents NCEP aux vents ERS fin avril 1992 n'est pas encore fait loin de l'équateur, surtout en profondeur au niveau de la thermocline. La climatologie 1994-1996 est seulement influencée par les faibles La Niña de 1995-96.

Les origines subtropicales des eaux alimentant en surface l'Est de la bande équatoriale sont mises en évidence sur la Figure 2.1. Cette alimentation ne s'y fait que par des parcours sous la thermocline, principalement l'EUC et les courants de bord Ouest profonds ($z \sim 150$ m). Sur les 11 particules arrivant vers 110°W en surface à l'équateur, cinq particules sont passées par la branche Sud des courants de bord Ouest et quatre par celle du Nord. Les eaux extra-tropicales remontent ensuite en convergeant vers l'équateur par l'EUC jusqu'à l'Est du bassin où elles alimentent progressivement la bande équatoriale superficielle par l'upwelling équatorial. On a aussi une petite recirculation des particules dans l'EUC. La convergence dans l'EUC est géostrophique et est due au gradient zonal de pression négatif. Les temps caractéristiques sont de l'ordre de quelques années pour venir du centre Ouest du Pacifique vers les courants de bord Ouest, de quelques mois dans ces courants, puis d'environ 10 mois dans l'EUC pour arriver à 110°W (Figure 2.1). Les vitesses sont cependant sous-estimées dans les courants de bord Ouest mais l'erreur est de l'ordre du mois et est donc négligeable par rapport au temps de parcours total de quelques années pour venir des gyres subtropicaux. Le schéma moyen d'alimentation de la bande équatoriale obtenu confirme donc les schémas proposés par Gu et Philander (1997), ainsi que le temps de parcours qu'ils donnent, entre les régions de subduction extra-équatoriales du Pacifique Est et la zone d'upwelling équatoriale à

l'Est du Pacifique, qui est d'environ 15 ans. L'alimentation semble assez symétrique dans cette expérience, mais cela n'implique pas forcément que les transports d'eau vers toute la bande équatoriale sont symétriques. De plus, si le lâcher de particules est fait plus à l'Ouest en surface, alors le cheminement par l'intérieur de l'océan sera plus important. Cette expérience est donc bien qualitative et sera complétée par une approche eulérienne quantitative dans le chapitre 5.

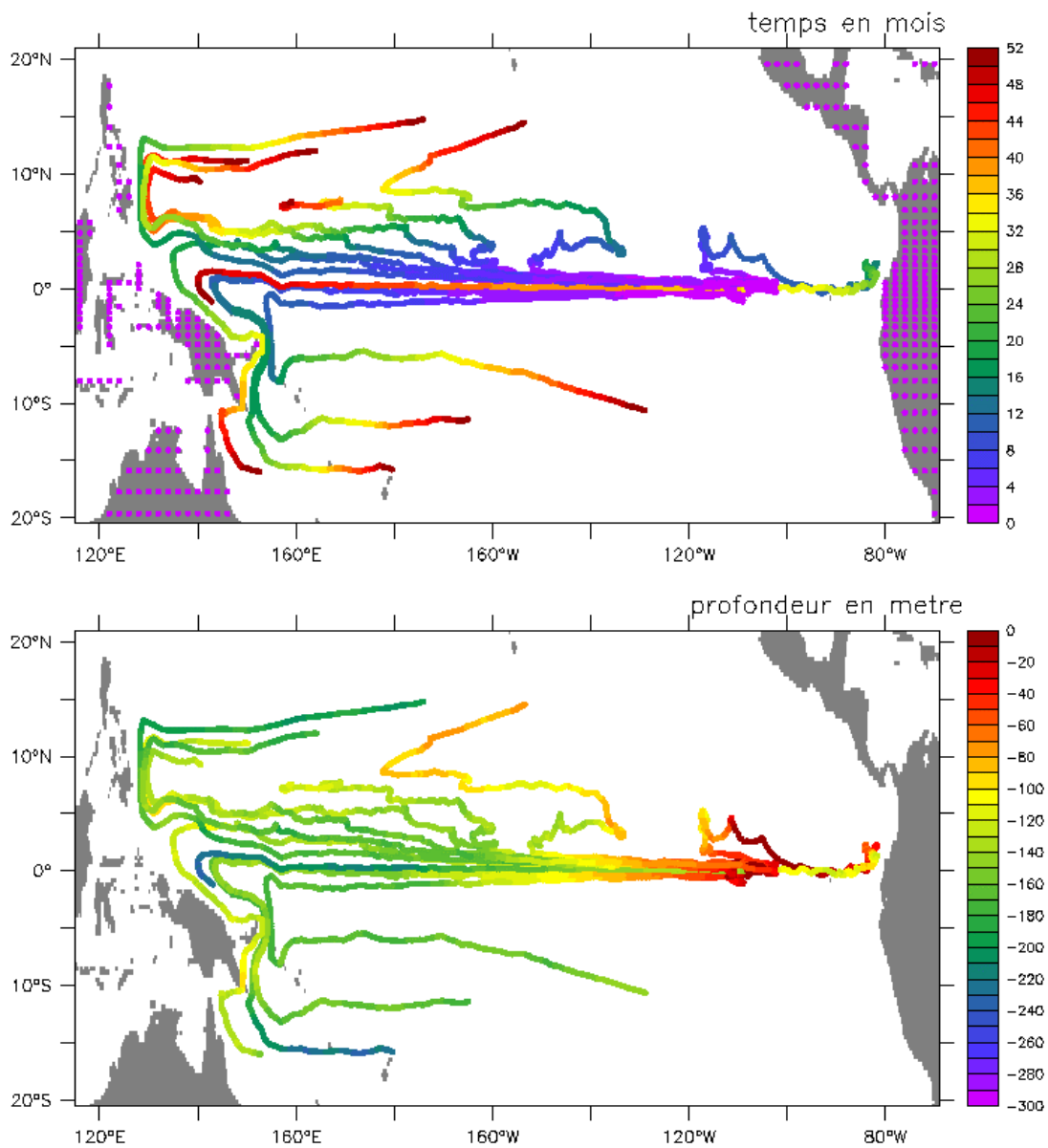


Figure 2.1 trajectoires calculées à rebours sur 4.5 ans de particules lâchées autour de 110°W à une profondeur de 5 m le 1^{er} juin de l'année climatologique. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).

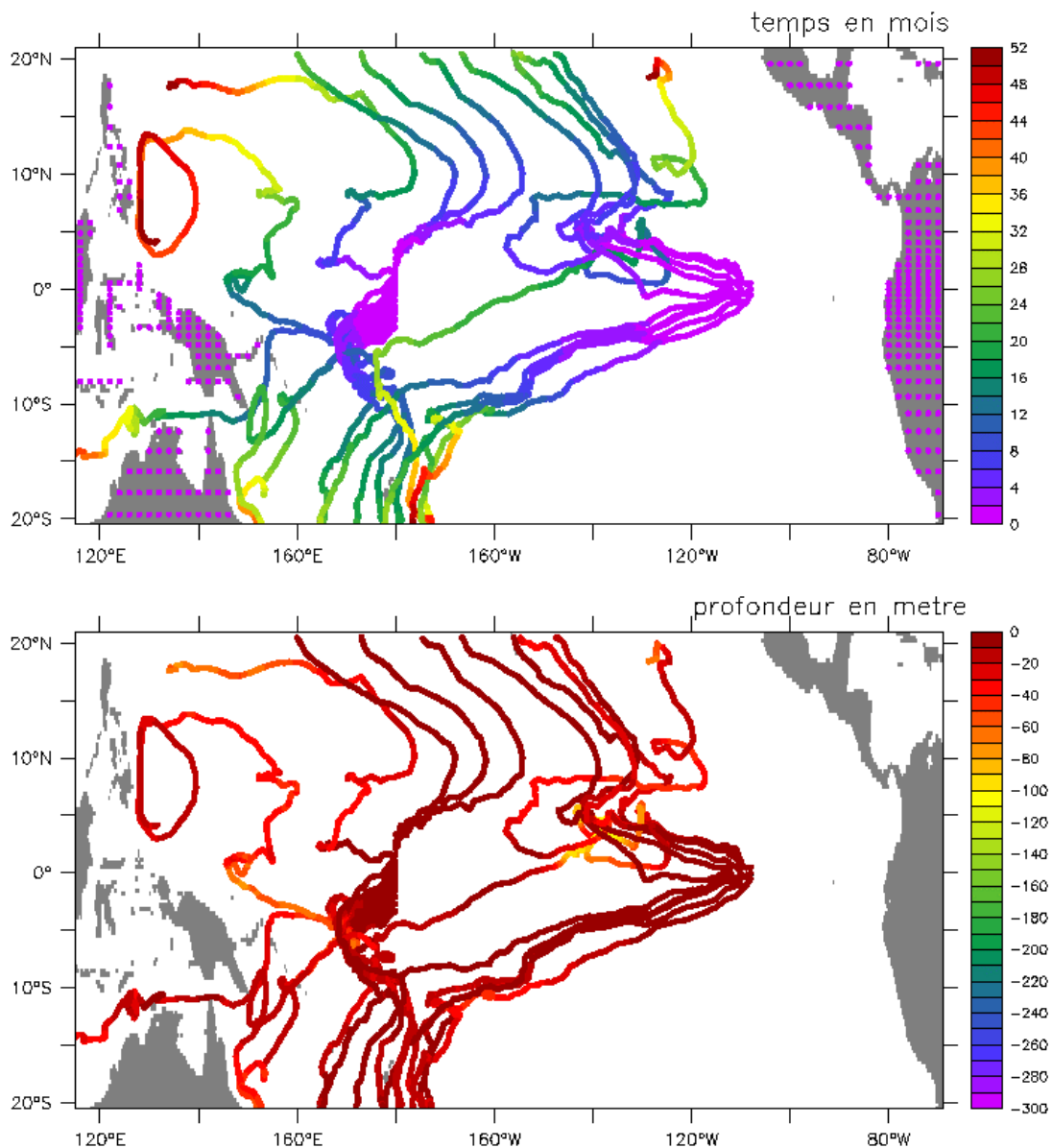


Figure 2.2 : trajectoires dans le futur sur 4.5 ans de particules lâchées à 180°et à 110°W à une profondeur de 5 m le 1^{er} juin de l'année climatologique. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).

En surface, comme le montrent des lâchers en avançant dans le temps autour de 110°W centrés à l'équateur à 5 m de profondeur (Figure 2.2), la divergence d'Ekman et le SEC imposent des trajectoires moyennes de l'équateur vers le Nord-Ouest et le Sud-Ouest. Dans l'hémisphère Nord, les trajectoires sont déviées par le NECC, les particules ne restant pas dans le NECC, et vont ensuite vers le Nord-Ouest dans la circulation du gyre subtropical à 20°N en moins de deux ans, sauf les particules atteignant le front SEC-NECC à l'Est de 130°W. Celles-ci sont prises dans les tourbillons associés aux ondes d'instabilités et sont transportées vers l'Ouest, leurs trajectoires apparaissant comme des cycloïdes. Dans l'hémisphère Sud, les particules vont vers le Sud/Sud-Ouest et atteignent 20°S en environ

trois ans. Celles à l'Est du bassin sont parfois subduites vers 20°S-15°S, salées et refroidies, pour ensuite revenir alimenter l'EUC à l'Ouest.

En subsurface, la divergence d'Ekman est moins forte et une partie des particules est transportée par le SEC vers l'Ouest. Au centre du Pacifique, à 180° par exemple (Figure 2.2), les particules apportées par le SEC vont vers le Sud-Ouest puis sont déviées par le SECC pour ensuite atteindre 20°S après environ un an et demi. L'alimentation du NECC par la branche Nord des courants de bord Ouest semble négligeable. Au centre-Ouest du Pacifique, les particules en surface transportées par le NECC vont vers le Nord et atteignent 20°N en un an et demi.

Ces trajectoires climatologiques donnent donc une vision qualitative de la circulation moyenne et des temps de transit associés. Elles mettent bien en évidence la convergence méridienne dans la pycnocline, l'upwelling équatorial et la divergence en surface, et le rôle de l'EUC et du SEC dans les transferts zonaux de masse.

3 Etude des événements El Niño-La Niña de 1997-98

3.1 Particularités de ces événements

Ces événements, grâce au réseau TAO de bouées de mesure et au développement de l'observation par satellites, ont été les plus observés jusqu'à présent. Ils montrent à quel point chaque El Niño est différent d'un autre et ne peut être résumé à un événement composite.

3.1.1 Les coups de vent d'Ouest et le début du couplage océan-atmosphère

En décembre 1996, un premier coup de vent d'Ouest affecte l'Ouest du bassin, suivi d'un deuxième en mars 1997 puis d'un troisième en juin 1997 (McPhaden, 1999). Ils génèrent des ondes équatoriales de Kelvin de downwelling se propageant vers l'Est avec une célérité $c_K = 3$ m/s causant de forts courants vers l'Est et vont se réfléchir à l'Est du bassin (cf. renverse des courants entre avril et juillet 1997, Figure 3.1). Ces ondes vont progressivement déplacer la warm pool (Picaut et al., 2002). C'est le coup de vent de mars 1997 qui semble à l'origine du déclenchement du système couplé (Lengaigne et al., 2002). Un mode couplé associé à un courant très fort de 1 m/s va alors se déplacer vers l'Est du bassin.

3.1.2 L'ampleur de la phase mature

Pour cet événement El Niño, la phase mature est particulièrement marquée. Les anomalies de SST atteignent 6°C en décembre 1997 à l'Est du Pacifique et la profondeur de la thermocline y est alors de 150 m au lieu de 50 m.

Les anomalies de courant sont aussi très fortes, dépassant 0.7 m/s en surface à l'équateur sur la majeure partie du bassin en mai-juin 1997 et l'EUC s'arrête même fin 1997, lorsque la thermocline devient horizontale et que le gradient de pression disparaît. La circulation des masses d'eau est donc complètement modifiée.

3.1.3 La rapidité du passage à La Niña

Les courants dirigés vers l'Ouest apparaissent en un mois entre décembre 1997 et janvier 1998 avec une amplitude très forte, de l'ordre de 0,7 m/s (Figure 3.1, janvier 1998). Ces courants vers l'Ouest sont probablement causés à la fois par les ondes équatoriales de Rossby de downwelling issues de la réflexion des ondes de Kelvin sur la frontière Est entre avril et août 1997, par les ondes équatoriales de Kelvin d'upwelling issues de la réflexion sur la frontière Ouest des ondes équatoriales de Rossby (Picaut et al., 2002) et par la disparition des vents d'Ouest à l'Ouest de 140°W en décembre 1997 (McPhaden, 1999). Les vents basculent très rapidement en avril 1998 à l'Est du bassin à 125°W . Ces vents d'Est créent un upwelling équatorial. En mai 1998, la thermocline remonte à la surface à l'Est du bassin et perce vers 130°W . Les observations au mouillage TAO à 0° , 125°W montrent une diminution de la SST de 7°C en 30 jours à 125°W (McPhaden, 1999). Cette transition sera détaillée par la suite. Après ce passage très rapide, La Niña est aussi d'une grande ampleur et de longue durée.

3.1.4 La forte variabilité des transports associés

L'ampleur et la rapidité des variations de SST et des vents, donc des courants aussi bien en surface qu'en profondeur, entraînent des transferts très importants de masse et de chaleur. Ainsi, des variations de débit de 60 Sv sont observées expérimentalement dans la zone équatoriale (Johnson et al., 2000). La circulation océanique est donc complètement modifiée et l'outil de diagnostic lagrangien présenté s'avère très intéressant pour l'étude de cette circulation.

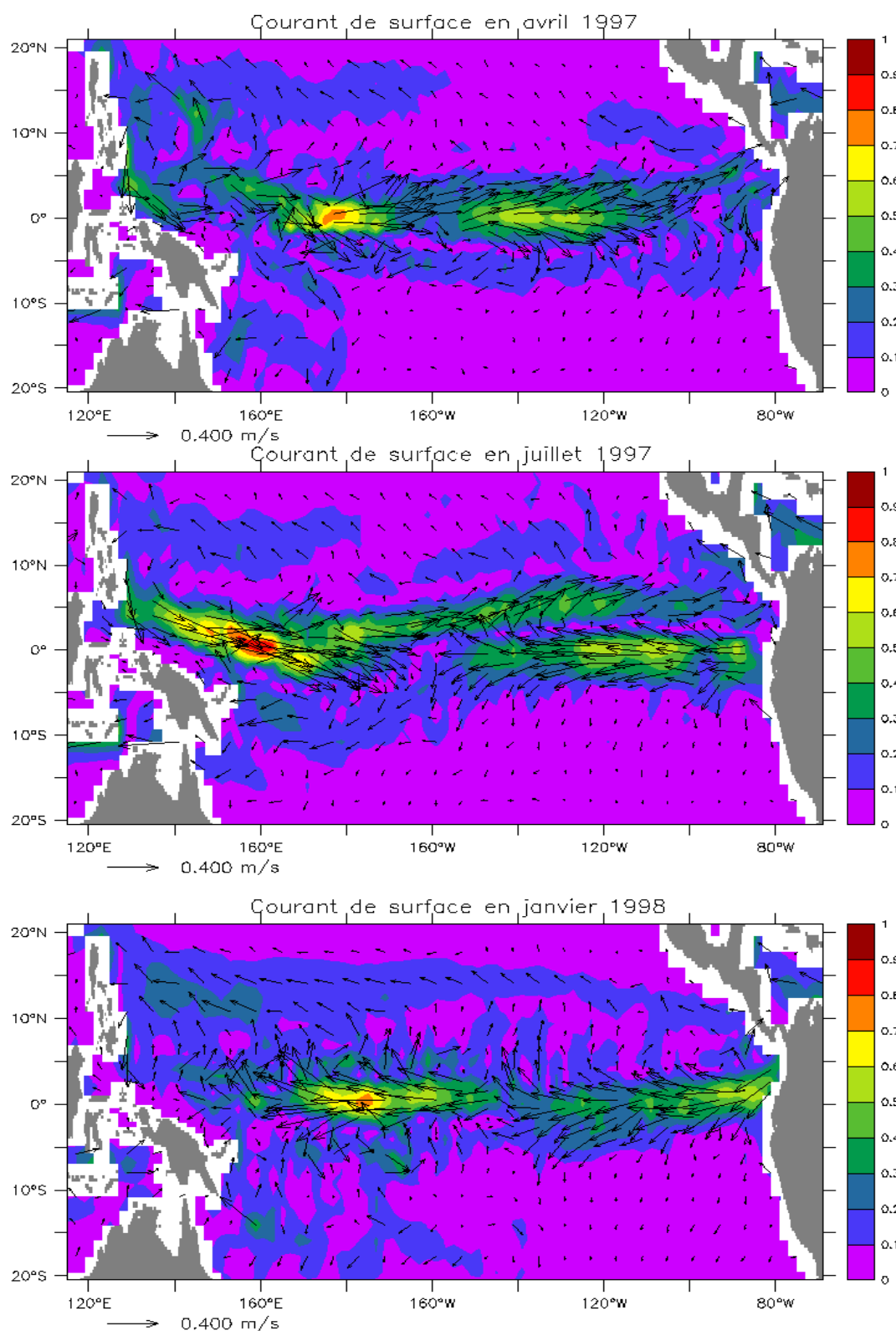


Figure 3.1 : courants de surface (à 5 m) mensuels de la simulation OPA/ERS. La couleur donne le module du courant et les flèches représentent la direction et le module du courant (l'inclinaison des flèches est ajustée au rapport des échelles longitudinales et latitudinales).

3.2 Analyse des déplacements de masses d'eau

3.2.1 Accumulation d'eau avant El Niño

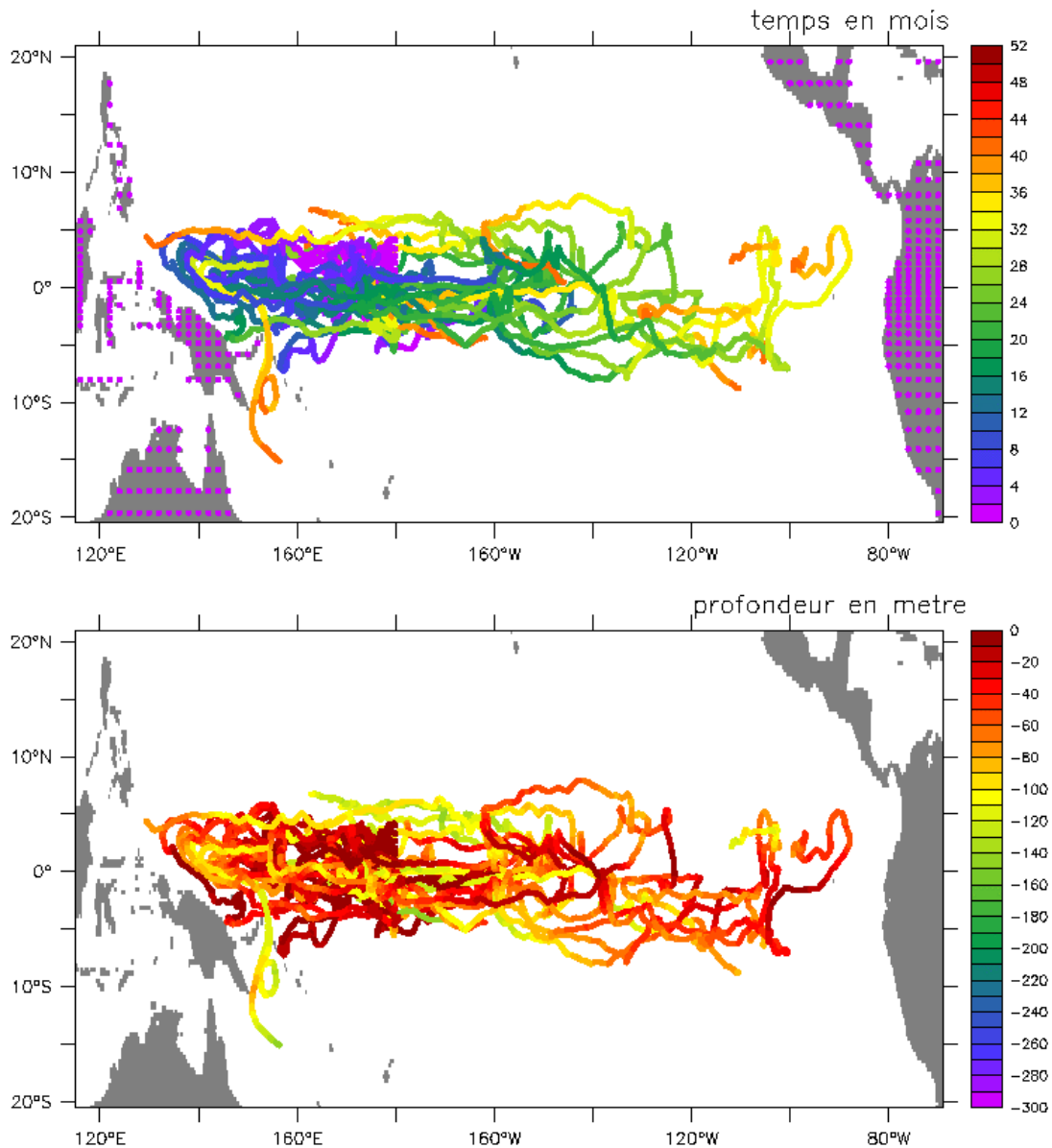


Figure 3.2 : trajectoires calculées à rebours (arrêt en janvier 1994) de particules lâchées à 180° à une profondeur de 5 m le 14 juin 1997. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).

Il semble que les eaux situées dans les couches superficielles du Pacifique équatorial central et Ouest début 1997 proviennent de la bande équatoriale au dessus d'environ 80 m de profondeur depuis 1994 (sauf une à trois sur 13 particules venant de la branche Sud des courants de bord Ouest, selon les lâchers, une sur l'exemple, Figure 3.2). Ceci a été vérifié

pour des lâchers à 160°W en janvier 1997 et à 180° de mars à juin 1997 et pour différentes profondeurs initiales (45, 25 et 5 m). Le chemin moyen est le suivant : les eaux ont été transportées à partir du Pacifique central par le SEC puis elles ont été déviées par le tourbillon de Halmahera vers le NECC jusque vers 160°E. Elles ont alors été transportées par les courants Est associés aux coups de vent d'Ouest de décembre 1996 à juin 1997. Les trajectoires obtenues sont à comparer avec l'expérience suivante et pourraient être associées à une accumulation d'eau dans l'Ouest et le centre du bassin.

3.2.2 Déplacement d'eau pendant El Niño

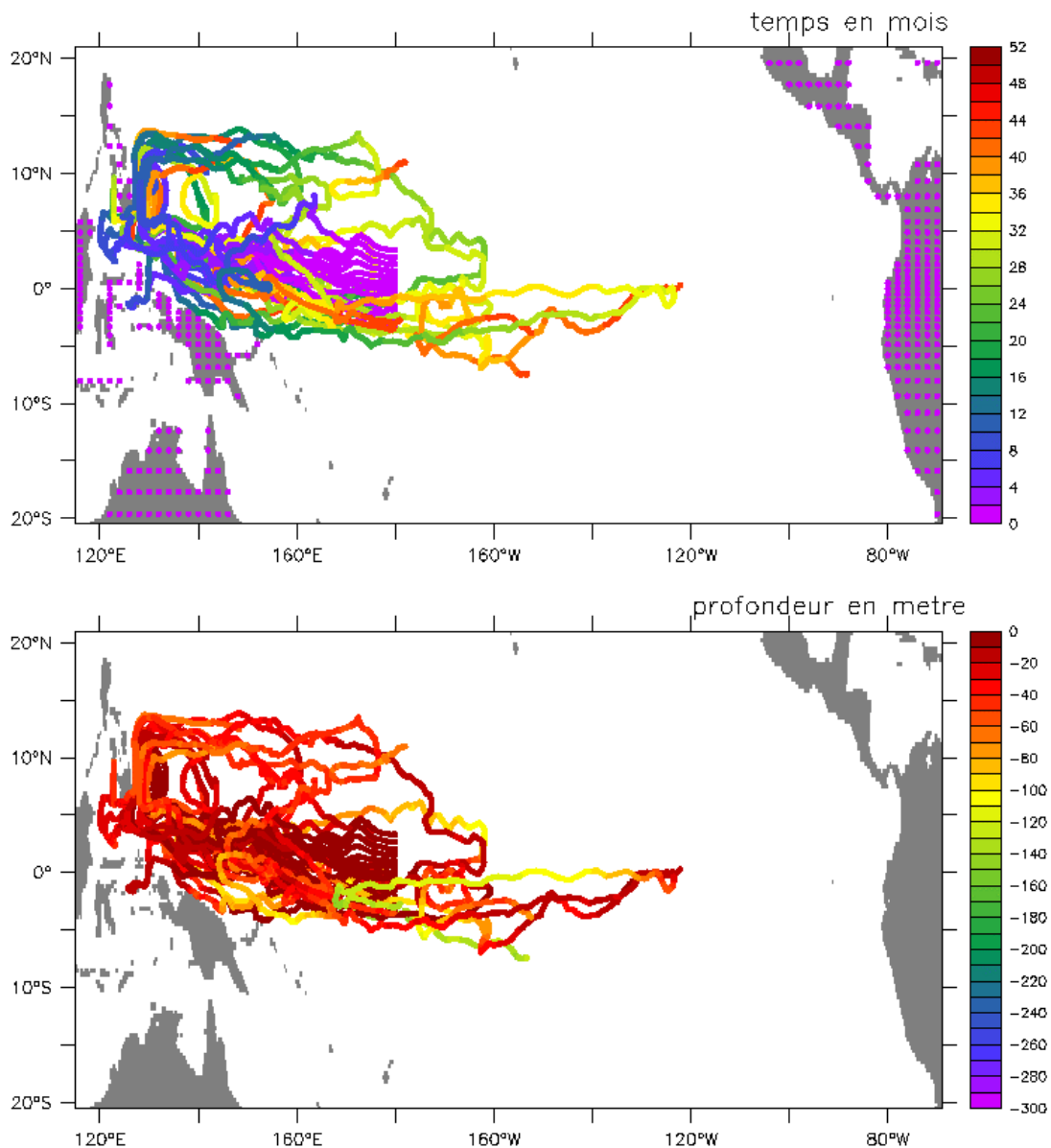


Figure 3.3 : trajectoires calculées à rebours (arrêt en janvier 1994) de particules lâchées à 180° à une profondeur de 5 m le 13 août 1997. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).

A partir de décembre 1996, les coups de vent d'Ouest à l'Ouest du bassin vont entraîner vers la bande équatoriale les particules venant des courants de bord Ouest. Ces courants vont donc alimenter la couche de surface de la bande équatoriale. Ainsi, les particules transportées par les courants Est de 1997 atteignant 180° entre août 1997 et novembre 1997 viennent pour beaucoup (environ la moitié) de la branche Nord des courants de bord Ouest (courant de Mindanao) et aucune de celle du Sud (Figure 3.3, à comparer à la Figure 3.2). Cette alimentation par la branche Nord des courants de bord Ouest pourrait correspondre à un transport méridien anormalement convergeant vers l'équateur au Nord (cf. chapitre 5). Cela pourrait alimenter les transports anormalement forts vers l'Est, observés par Meinen et al. (1999) dans la couche de surface ($T > 20^\circ\text{C}$ à travers la section 156°E entre 8°S et 8°N) à partir de janvier 1997 et maximum entre avril et septembre 1997.

Les jets équatoriaux vers l'Est générés par les coups de vent d'Ouest, puis le mode couplé qui va s'établir à partir de juin 1997 (Figure 3.1, avril et juillet 1997), transportent très rapidement les particules se trouvant début 1997 dans la bande équatoriale entre 3°S et 3°N ($z < 50$ m). Ainsi, le temps de parcours est d'environ six mois entre 140°E et 180° (Figure 3.2) et de un mois entre 180° et 160°W (Figure 3.4), donc d'environ sept mois pour parcourir 60° (~ 7000 km). Puis des courants Ouest entre 3°S et 2°N réapparaissent en mai 1997 à l'Est du Pacifique et s'étendent jusqu'à 160°W de juillet à septembre 1997 (Figure 3.1, juillet 1997). Dans le même temps, le NECC va se renforcer à l'Est entre 3°N et 8°N . Ces modifications sont probablement causées à la fois par la réflexion des ondes équatoriales de Kelvin en ondes équatoriales de Rossby sur les frontières Est du bassin et par le renforcement saisonnier des alizés.

Les particules au Sud de $2-3^\circ\text{N}$ rencontrent les courants Ouest venant de l'Est du bassin et sont toujours 'poussées' par les courants Est. De plus, la remontée de la thermocline associée au NECC constitue une barrière dynamique interne au Nord (Lu et McCreary, 1995). Les particules ne peuvent donc se déplacer que vers le Sud (Figure 3.4). On remarquera que les particules restent quasiment en surface. Toute la bande équatoriale au Sud de $2-3^\circ\text{N}$ va donc se décharger vers le Sud, d'abord à l'Est en mai 1997 (Figure 3.5) puis jusqu'au centre du bassin (160°W en juillet - août 1997) (Figure 3.4). Ainsi, sur 21 particules lancées en avril 1997 à 110°W à 25 m de profondeur (Figure 3.5), toutes les particules sont déviées vers le Sud en juin 1997. Les dix particules initialement au Sud de l'équateur vont se décharger vers le Sud, atteignant 8°S en août 1997, puis sont subductées après 1,5 ans entre 20°S et 10°S . Elles reviennent ensuite, lentement et en descendant dans la langue d'eau froide et salée, vers le Nord-Ouest. Le même phénomène de décharge est observable plus tard sur la Figure 3.4.

Les 7 particules (sur 15) initialement au Sud de 1-2°N vont se décharger très rapidement vers le Sud, atteignant 8°S en octobre 1997 puis 20°S après 1,5 à 2 ans, tout en restant en surface. Les particules traversent la section 8°S entre août et novembre 1997.

Les particules au Nord de 2-3°N sont quant à elles, déviées vers le Nord puis transportées par le NECC rapidement jusqu'à l'Est du bassin (de 180° à 120°W en cinq mois) (Figure 3.4). Puis, à l'approche de la frontière Est, elles se déchargent vers le Nord (4 particules sur 15) pour atteindre 8°N vers janvier-février 1998 et 20°N deux ans environ après le lâché.

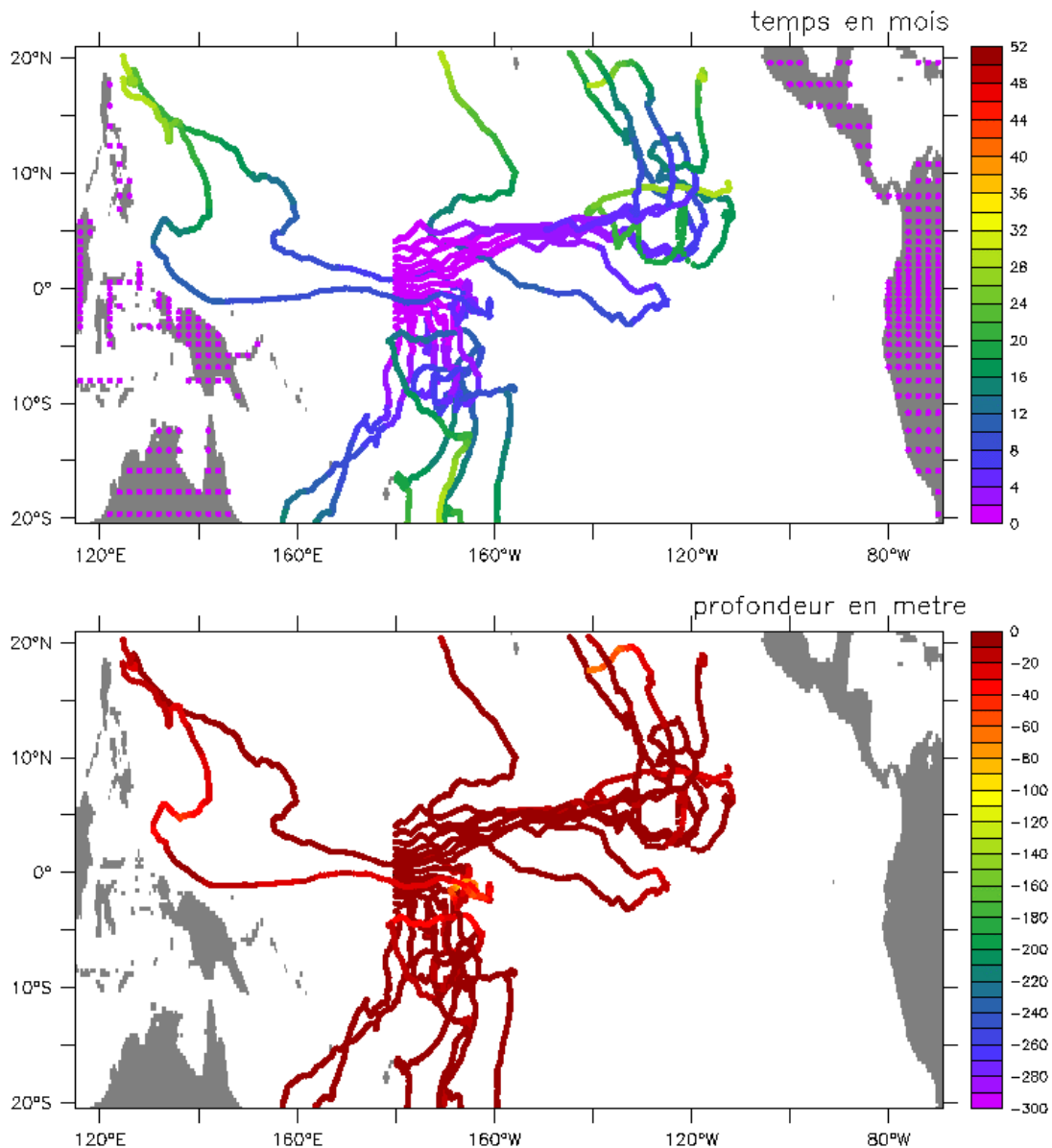


Figure 3.4 : trajectoires dans le futur (arrêt en décembre 1999) de particules lâchées à 180° à une profondeur de 5 m le 14 juin 1997. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâché (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).

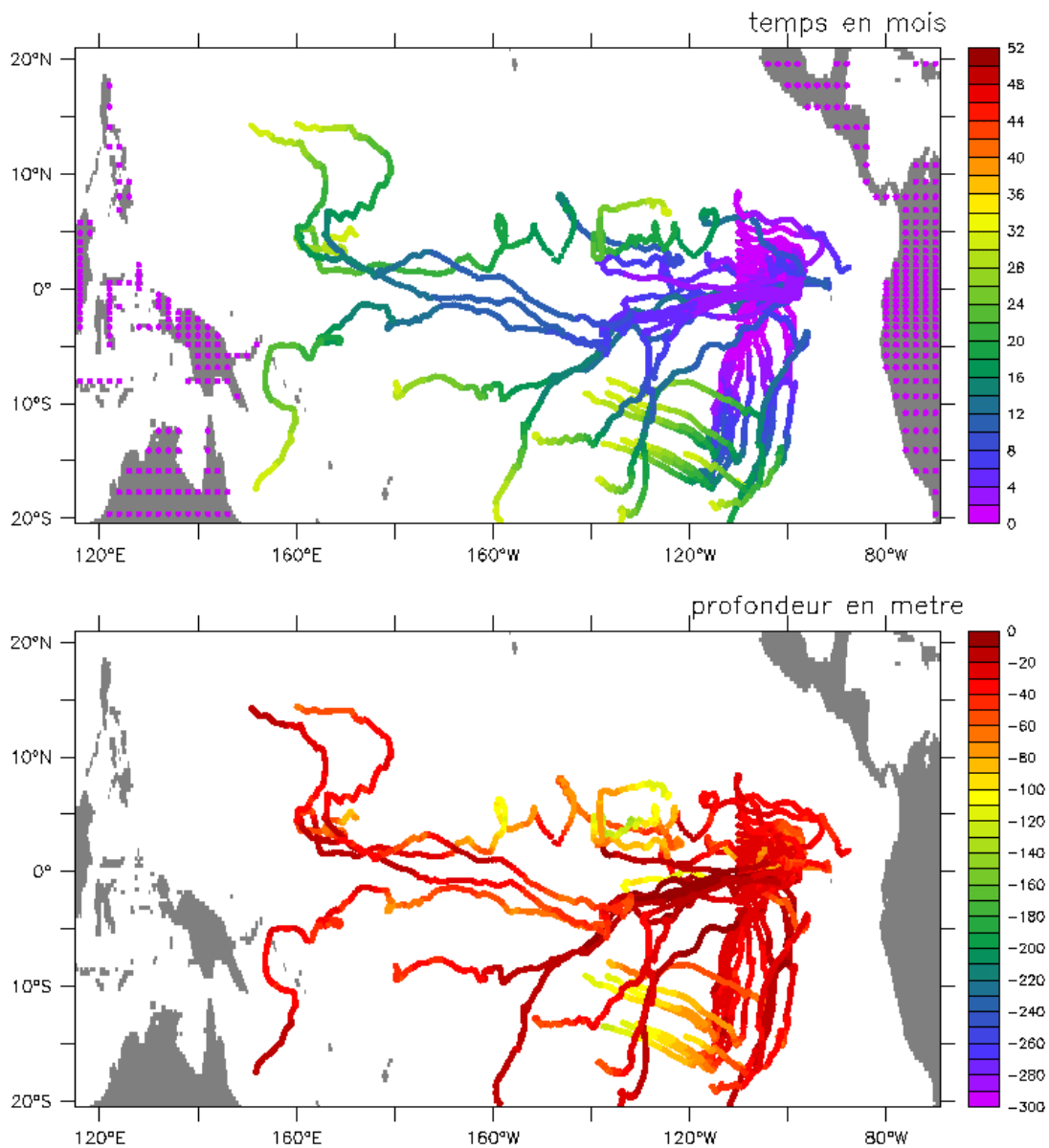


Figure 3.5: trajectoires dans le futur (arrêt en décembre 1999) de particules lâchées à 110°W à une profondeur de 25 m le 25 avril 1997. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).

On a donc un décalage de plusieurs mois entre les décharges en surface vers le Nord et le Sud. Les transports méridiens associés, anormalement divergents dans la couche de surface, pourraient expliquer le maximum de l'anomalie de transport d'eaux chaudes vers le Sud à travers la section 8°S entre 156°E et 95°W en septembre-octobre 1997 et le maximum de l'anomalie de transport d'eaux chaudes vers le Nord à travers la section 8°N en février 1998 observés par Meinen et al. (1999). Ces décharges de masses d'eaux chaudes sont donc plus complexes que ne le prévoit la théorie de recharge/décharge de Jin (1997) avec une décharge

des eaux chaudes symétriques vers le Nord et le Sud pendant El Niño, comme le montre l'étude de Kug et al. (2003) sur les symétries et asymétries des transports méridiens.

Les deux comportements moyens décrits sont valables pour les lâchers à 180° de mars à juin 1997 avec comme profondeur initiale 5 m. Par contre, pour des lâchers à 25 et 45 m à 180°, donc dans la couche de mélange, on observe toujours les différents types de déplacement zonal, mais pas de décharge jusqu'à 8°S. Seule l'analyse eulérienne prenant en compte toute la couche de surface permettra de quantifier les transports de masse associés à ces anomalies de divergence observées en surface (cf. chapitre 5).

3.2.3 Transition vers La Niña

Les particules se trouvant dans le centre-Ouest du Pacifique équatorial après août 1997 et qui proviennent notamment de la branche Nord des courants de bord Ouest (Figure 3.3), ont un comportement différent (Figure 3.6). Elles sont aussi entraînées par les courants Est jusqu'en décembre 1997. Puis on observe une inversion brutale en un mois des courants qui portent alors vers l'Ouest sur toute la bande équatoriale entre 3°S et 3°N dès janvier 1998 (Figure 3.1, janvier 1998). Les particules peuvent repartir vers l'Ouest sans diverger de l'équateur (10 particules sur 13) (Figure 3.6), contrairement au lâcher aux mêmes positions à 180° en juin 1997 (Figure 3.4). Celles au Nord de 2°N (3 sur 13) sont dans le NECC et vont diverger vers le Nord à partir de janvier 1998.

A l'Ouest du bassin, les courants s'orientent vers le Nord-Ouest (Figure 3.1, janvier 1998) et les particules venant du centre du Pacifique vont dans l'hémisphère Nord. Ainsi, 9 des 13 particules lâchées à 180° en novembre 1997, qui se situent vers 160°W en janvier 1998, sont entraînées vers l'Ouest puis vont être déviées vers le Nord près de la frontière Ouest. Elles se déchargent ensuite en surface vers le Nord, atteignant 20°N après deux ans (Figure 3.6). Ce parcours est très différent des trajectoires climatologiques (Figure 2.2). La décharge à l'Ouest du bassin des eaux chaudes de la warm pool se fait par conséquent plus vers le Nord début 1998. Là encore, cela peut être associé à un transport méridien anormalement divergeant en surface au Nord de la bande équatoriale (cf. chapitre 5).

Le déplacement vers l'Ouest des eaux de toute la bande équatoriale superficielle entre 3°S et 3°N (Figure 3.1, janvier 1998) nécessite un apport d'eau à l'Est du bassin par upwelling (cf. chapitre 5, où une augmentation de l'upwelling équatorial est bien observée début 1998). Cet upwelling va faire progressivement remonter la thermocline dans l'Est du bassin. La SST va donc diminuer, favorisant l'accroissement des alizés.

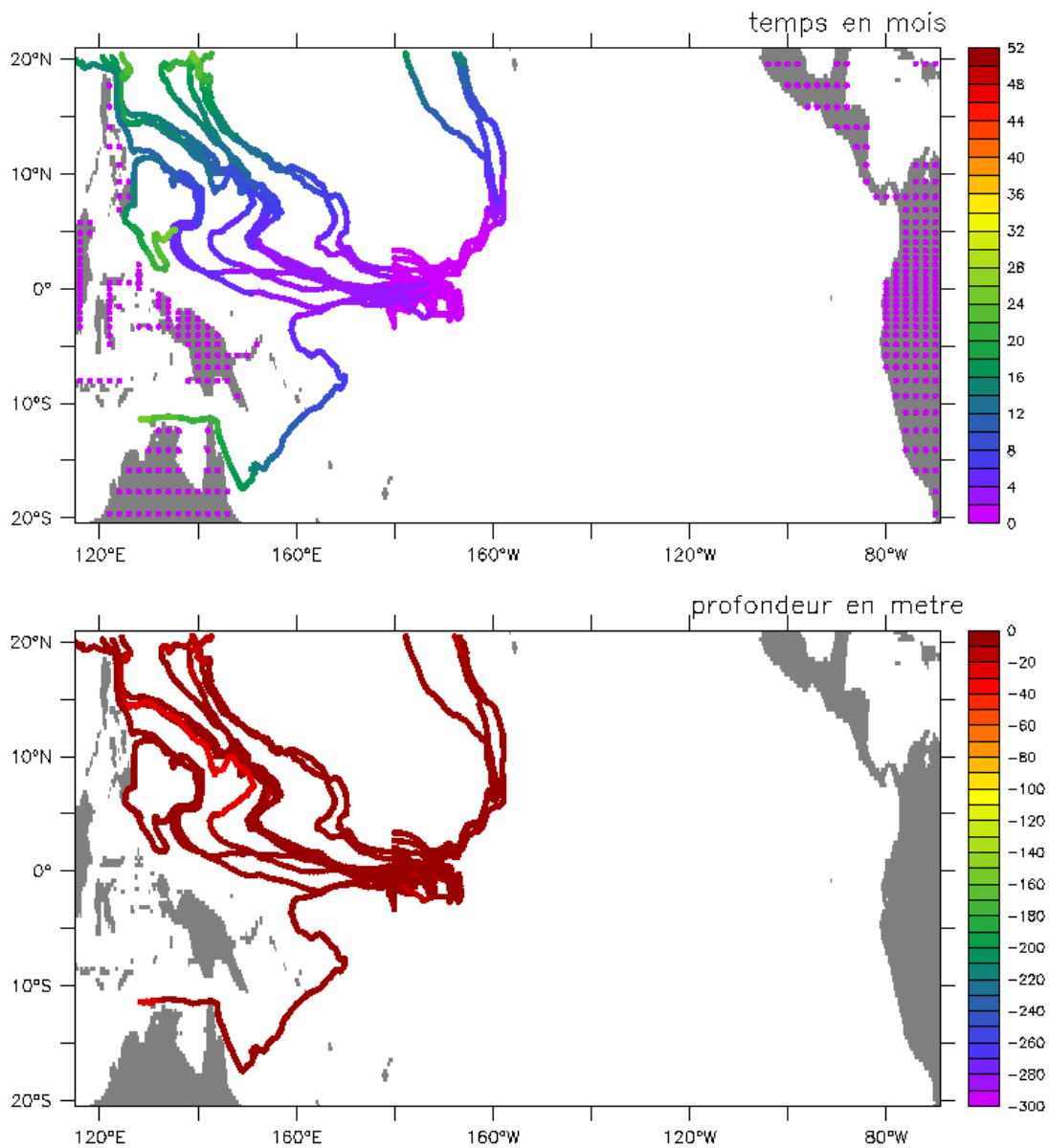


Figure 3.6: trajectoires dans le futur (arrêt en décembre 1999) de particules lâchées à 180° à une profondeur de 5 m le 17 novembre 1997. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).

3.3 Mise en évidence du rôle de l'EUC et des STCs lors de la transition El Niño-La Niña

Les résultats présentés dans cette section correspondent à une partie d'un article publié en 2002 dans *Geophysical Research Letters* donné en annexe 1 (Izumo et al., 2002).

3.3.1 Description de la transition

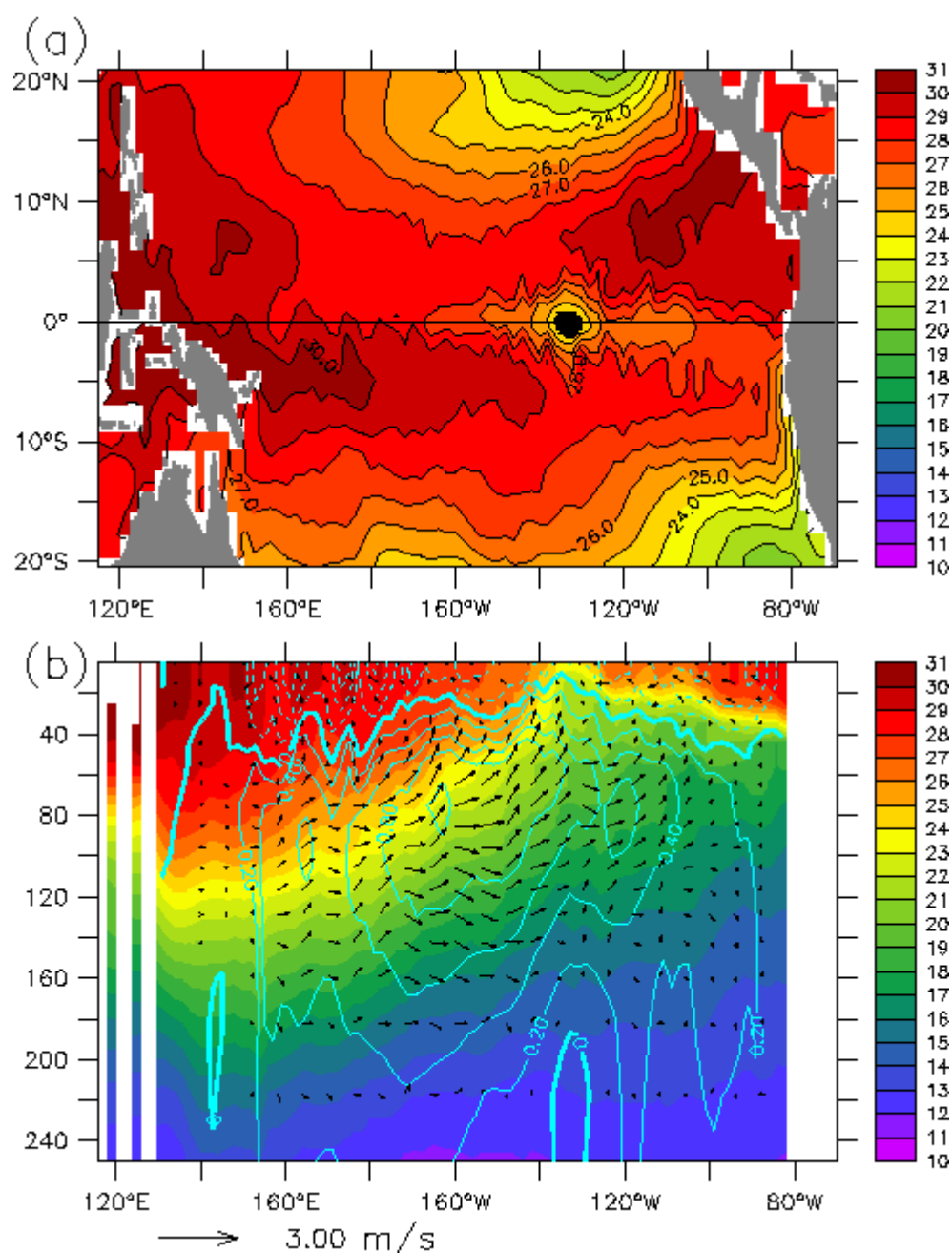


Figure 3.7 : Le 7 juin 1998 dans la simulation OPA/ERS : (a) SST du Pacifique tropical, (b) section le long de l'équateur au dessus de 250 m. La couleur représente la température en °C, les flèches les courants zonaux et verticaux et les contours bleu clair le courant zonal. L'inclinaison des flèches prend en compte la différence des échelles longitudinales et verticales. Le patch d'eau froide (SST < 24°C) dans lequel les particules sont lâchées est représenté en noir.

La rapide transition vers La Niña est mise en évidence par une chute de la SST de 7°C de 29.5°C à 22.5°C sur un mois en mai 1998 à 0°, 125°W. Un patch d'eau froide associé à cette chute apparaît dans la SST de Reynolds vers le 3 juin 1998 autour de 0°, 125°W. Ce patch inférieur à 23°C est situé à l'équateur entre la warm pool du Pacifique Ouest et les eaux

chaudes apportées jusqu'à l'extrême-Ouest durant le fort El Niño en 1997 (Picaut et al., 2002). Ce patch est simulé dans la simulation OPA/ERS par un patch de SST inférieur à 24°C vers le 7 juin 1998 autour de 0°, 130°W (Figure 3.7). Il est associé à une chute de la SST de 6°C (de 29.5°C à 23.5°C) en mai-début juin 1998. A cet endroit, l'isotherme 20°C, qui était à son maximum de profondeur (160 m) en novembre 1997, remonte à 50 m fin mai 1998. L'apparition en surface de l'isotherme 24°C le 7 juin semble associée à des eaux upwellées apportées par l'EUC (Figure 3.7a).

3.3.2 Origine des eaux froides émergeant en mai-juin 1998 dans le Pacifique tropical Est

Pour connaître l'origine des eaux faisant surface début juin, plus d'une centaine de particules (128 particules) sont lâchées à une profondeur de 5 m, uniformément distribuées dans le patch d'eau de température inférieure à 24°C (Figure 3.7a). Les trajectoires obtenues en remontant dans le temps à partir du 7 juin 1998 mettent en évidence deux cheminements principaux, avec 61 (67) particules provenant de l'hémisphère Sud (Nord) (Figure 3.8). En janvier 1993, les positions des particules sont assez uniformément réparties dans l'hémisphère Nord, alors que deux cheminements séparés apparaissent dans l'hémisphère Sud. Cependant, il est difficile de savoir si cette séparation des cheminements au Sud est réaliste, à cause de la résolution trop lâche du maillage sur les bords Ouest par rapport à la finesse des courants de bord Ouest (un zoom sur la région montre que les deux cheminements se distinguent seulement au bord Ouest par leur passage sur 2 mailles voisines). Les cheminements au Nord et au Sud connectent la thermocline dans les subtropiques à la région de l'upwelling équatorial via les courants de bord Ouest et l'EUC. Ils sont similaires aux trajectoires associées aux STCs obtenues à partir de la climatologie du modèle et à celles de Gu et Philander (1997). Par contre, aucune particule n'emprunte ici le cheminement plus direct par l'intérieur de l'océan. De plus, aucune particule ne provient de l'Est du bassin équatorial. Il est intéressant de noter que toutes les eaux du patch froid sont apportées par l'EUC et les courants de bord Ouest. La simulation n'est pas assez longue pour mettre en évidence la subduction des eaux dans les subtropiques et en janvier 1993, les particules sont toujours entre 100 et 200 m de profondeur dans les gyres subtropicaux. En moyenne, elles prennent 3.5 ans pour atteindre les courants de bord Ouest, 3 mois pour atteindre la bande équatoriale vers 150-200 m. Elles sont ensuite transportées vers l'Est et vers la surface par l'EUC pendant environ 20 mois pour upweller en printemps 1998 de 80 m à la couche de mélange en environ un mois. Les particules ont donc été transportées par l'EUC avec une vitesse moyenne d'environ 70 cm/s. On peut noter que le transport par l'EUC est juste ralenti par l'interruption de ce

courant pendant 2 mois fin 1997. Pour finir, les particules se déplacent vers le Sud-Ouest dans la couche de mélange sur moins de 100 km en mai 1998, à cause de courants de surface vers le Sud-Ouest. Cela explique pourquoi toutes les trajectoires dans l'EUC sont concentrées au Nord de l'équateur, et pourquoi plus de particules proviennent de l'hémisphère Nord que dans d'autres études, comme celle de Blanke et Raynaud (1997).

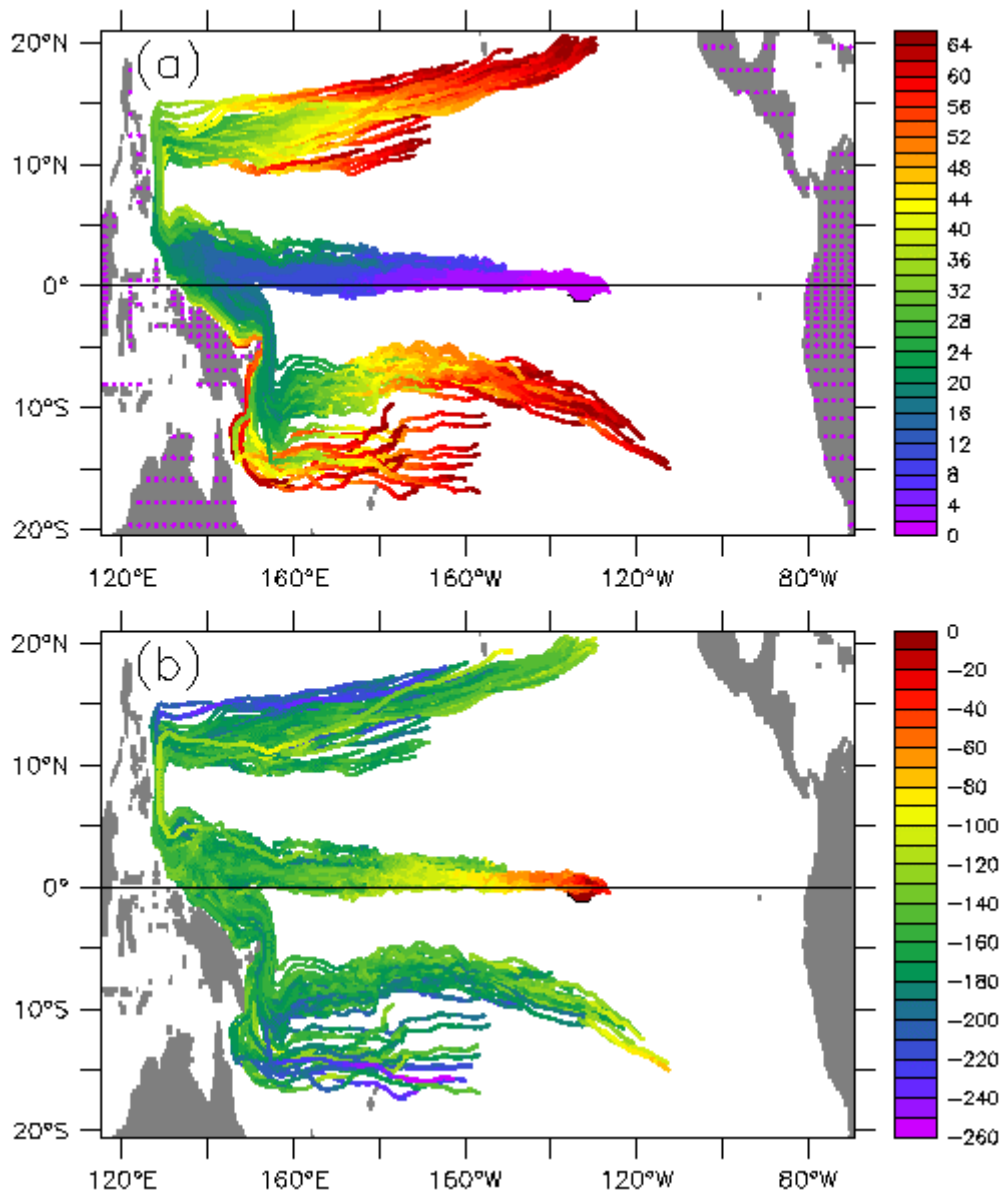


Figure 3.8 : cheminements associés aux STCs mis en évidence par les trajectoires calculées à rebours (arrêt en janvier 1993) de 128 particules lâchées dans le patch d'eau froide à 5 m de profondeur (cf. figure précédente). La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).

Pour résumer, les eaux froides apparaissant en surface dans le modèle vers 0°, 130°W le 7 juin 1998 ont seulement été apportées par les STCs via les courants de bord Ouest et l'EUC. Ce schéma d'alimentation particulier est valable pour les trois premières semaines de juin.

Des expériences similaires de lâchers de particules dans des patches d'eau froide plus tard ou plus à l'Est donnent des trajectoires par l'intérieur de l'océan et des recirculations compliquées dans le Pacifique tropical Est. Dans une autre simulation très similaire à OPA/NCEP, forcée par les vents et flux NCEP sur la période 1982-1999 et sauvegardée tous les 5 jours, on retrouve ce schéma d'alimentation, même si le patch d'eau froide est moins réaliste et apparaît plus à l'Ouest vers 140°W début juin 1998.

Après leur apparition en surface, les eaux froides du patch vont ensuite diverger de l'équateur, comme sur toute la bande équatoriale, pour suivre un parcours climatologique (Figure 2.2). Par contre, à partir de fin juin 1998, à l'Est de 130°W, des ondes d'instabilité apparaissent entre le SEC et le NECC. Les particules allant vers le Nord-Ouest et se trouvant initialement à l'Est de 130°W vont être transportées vers l'Ouest sans aller vers le Nord. Ceci constitue encore une asymétrie dans la décharge Nord-Sud à l'Est du bassin. Au centre-Ouest du bassin, grâce à la divergence d'Ekman, la décharge se fait autant vers le Sud que vers le Nord, contrairement à la période janvier-avril 1998.

3.3.3 Discussion

Plusieurs processus sont en jeu dans la transition rapide vers La Niña en mai-juin 1998. El Niño atteint son maximum en hiver boréal 1997-1998, avec des eaux chaudes couvrant tout le bassin équatorial. En profondeur, la thermocline remonta lentement à partir d'octobre 1997, avec une décharge d'eaux chaudes de la bande équatoriale en accord avec le mécanisme de recharge/décharge. Des ondes de Kelvin et de Rossby d'upwelling émanant de chaque côté du bassin permirent la remontée de la thermocline au printemps 1998 (McPhaden et Yu, 1999). Des courants de surface opposés associés aux ondes équatoriales résultèrent dans la séparation des eaux chaudes vers 0°, 130°W à partir de mars 1998 (Picaut et al., 2002). Cela entraîna l'arrivée soudaine d'eaux froides de subsurface et une chute de SST de 7°C en mai 1998. Dans le modèle, toutes ces eaux proviennent des subtropiques via les STCs et l'EUC.

Cependant, il ne faut pas en déduire que les eaux apportées par les STCs et l'EUC pourraient être anormalement froides. Pour pouvoir conclure sur la température des eaux apportées par l'EUC et sur son influence possible sur la brusque chute de SST en mai-juin 1998, la température de l'EUC et ses variations devront d'abord être quantifiées (chapitre 4) pour ensuite étudier leur impact en terme de flux de chaleur (chapitre 5).

4 Intérêts et limites de l'analyse lagrangienne

Grâce au programme de suivi lagrangien Ariane, on a pu, par des diagnostics lagrangiens qualitatifs, déterminer le schéma moyen de la circulation océanique de la bande équatoriale du Pacifique et des échanges de masses d'eau avec les régions extra-équatoriales, en utilisant une climatologie saisonnière du modèle. Les cheminements de masses d'eau propres aux événements El Niño–La Niña de 1997-98 sont très différents des parcours climatologiques et sont plus complexes car ils font intervenir une variabilité interannuelle très importante. Les déplacements de masses d'eau semblent néanmoins privilégier certains cheminements. Les mécanismes de recharge-décharge sont complexes et n'apparaissent pas de manière évidente sur les trajectoires obtenues. Par contre, lors du passage vers La Niña en mai 1998, la chute de température record de 7°C en 30 jours observée à 125°W et la percée de la thermocline vers 130°W sont très clairement causées par la résurgence d'eaux froides provenant des gyres subtropicaux via les courants de bord Ouest profonds et l'EUC. Ces eaux partent ensuite vers le Nord-Ouest et le Sud-Ouest par divergence d'Ekman.

Les différents résultats qualitatifs présentés dans ce chapitre montrent l'intérêt, mais aussi la difficulté d'interprétation, des diagnostics lagrangiens pour comprendre les mécanismes complexes de recharge et de décharge de la bande équatoriale et font apparaître la forte asymétrie Nord/Sud des processus. Après cette étude lagrangienne, les chapitres suivants permettront de quantifier les transports associés à ces déplacements de masses d'eau.

Le programme de suivi lagrangien Ariane peut avoir aussi d'autres intérêts. Ainsi, Lacan et Jeandel (2001) ont montré par l'analyse du néodyme (traceur semi-conservatif) que des eaux prélevées en novembre 1992 à 0°, 140°W à 120 m et 150 m de profondeur provenaient du gyre subtropical Sud via le courant de bord Ouest de Papouasie Nouvelle-Guinée où elles s'étaient enrichies. La vérification de ce résultat a été faite en collaboration avec François Lacan (au LEGOS jusqu'en 2002) dans la climatologie de la simulation OPA/ERS. En permettant d'analyser la circulation dans les OGCM, Ariane peut donc être utilisée pour prévoir ou confirmer les travaux des géochimistes marins, et même pour savoir où et à quelle saison il peut être intéressant de faire des prélèvements, selon les hypothèses que l'on veut vérifier.

CHAPITRE 4 : ETUDE EULERIENNE DU SOUS-COURANT EQUATORIAL ET DE SA VARIABILITE

Nous avons vu dans les chapitres 1 et 3 que l'EUC apporte les eaux des subtropiques vers l'Est du bassin où il alimente les upwellings équatorial et côtier. Le rôle de l'EUC est par conséquent fondamental dans la circulation océanique tropicale et pour les STCs et TCs. Il est donc très intéressant de caractériser et de quantifier l'EUC et sa variabilité.

Pour étudier l'EUC, nous avons notamment à notre disposition les données in situ TAO de courant zonal U et de température T à l'équateur à 165°E, 170°W, 140°W et 110°W, remontant parfois jusqu'à 1980. Ces mesures commencées il y a plus de 20 ans sont donc d'une très grande richesse pour étudier la variabilité interannuelle, voir décennale, de l'EUC. Nous nous intéressons d'abord à l'EUC dans la partie centrale du Pacifique, là où son débit est le plus fort, où il capte la majeure partie des eaux provenant des STCs, aussi bien celles provenant des courants de bord ouest que celles apportées dans l'océan intérieur par la convergence géostrophique (cf. chapitre 1, section 2.2), et avant qu'il n'alimente l'upwelling dans l'Est du Pacifique. L'EUC nous donnera alors des informations sur les apports méridiens et sur l'upwelling à l'Est. Les longitudes les plus intéressantes pour notre étude sont donc 170°W (depuis janvier 1988) et 140°W (depuis avril 1983). La série à 110°W a aussi son intérêt car elle est la plus longue (depuis mars 1980, Figure 4.1).

Les séries temporelles disponibles possèdent de nombreux trous, à cause des difficultés pratiques associées aux mouillages. Il faudra donc d'abord boucher ces séries méthodiquement avant de pouvoir les exploiter (section 1.1). En outre, ces données ne sont disponibles qu'à certaines profondeurs. Il faudra vérifier que l'interpolation est possible pour l'étude des caractéristiques intéressantes de l'EUC (section 1.2). Les mesures en U sont de surcroît limitées à l'équateur. Nous allons montrer dans la section 1.3 qu'il est possible de les extrapoler à toute la largeur méridienne de l'EUC, notamment en combinant données in situ et analyse des simulations numériques présentées dans le chapitre 2. Les séries temporelles complètes des caractéristiques de l'EUC pourront alors être analysées, pour quantifier la variabilité de l'EUC et comprendre ses causes physiques (section 2). La section 1 de ce chapitre présente en détail la méthode utilisée pour construire les séries, et la section 2, plus physique, peut être lue assez indépendamment de la section 1.

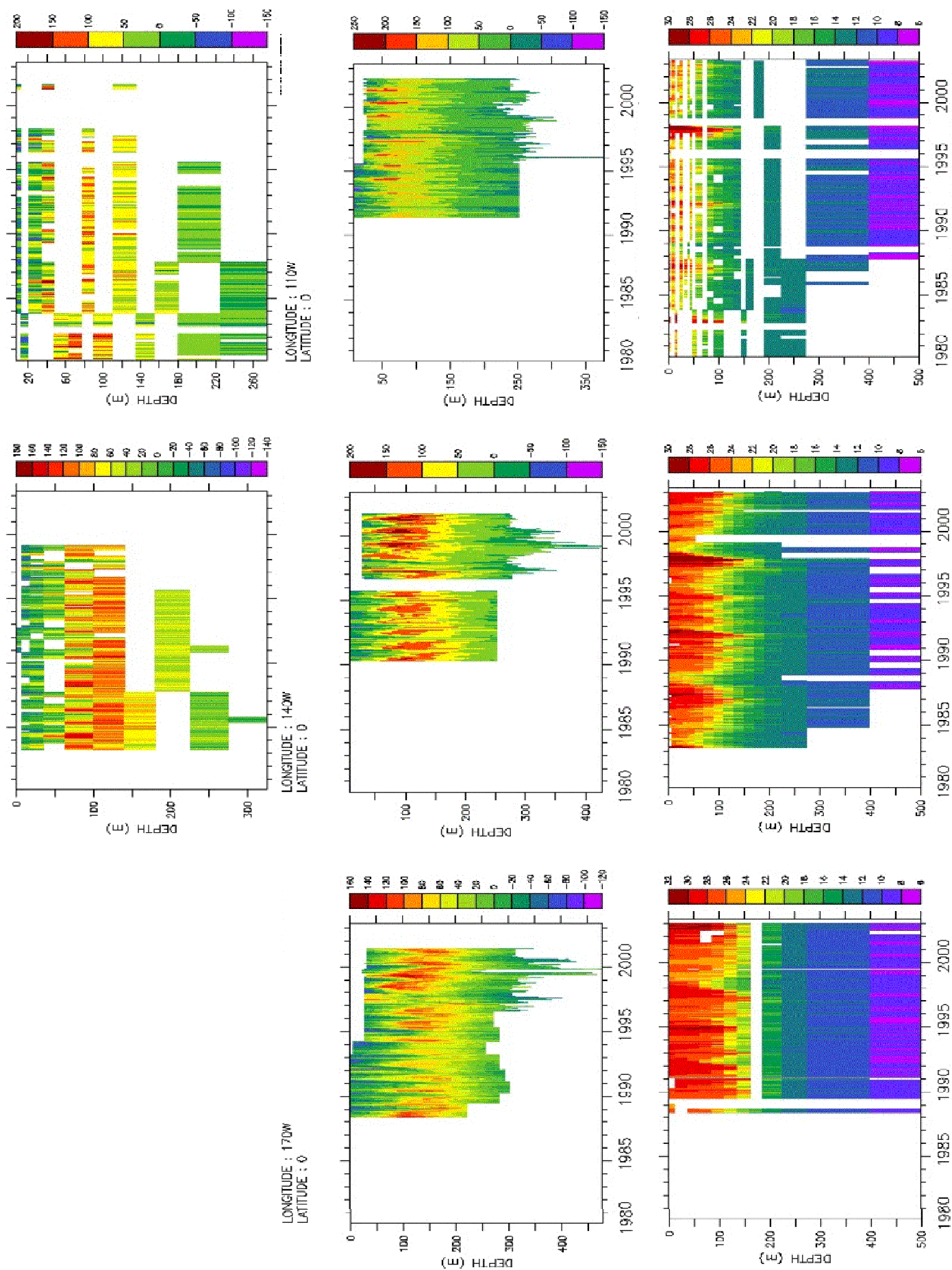


Figure 4.1 : données in situ TAO disponibles à l'équateur en U (courantomètres en haut et ADCP au milieu) et T (en bas) à 170°W, 140°W et 110°W. Chaque niveau de profondeur est centré au milieu de la bande de couleur. Les échelles sont adaptées à chaque cas.

1 Estimation des caractéristiques de l'EUC à partir des données TAO disponibles en U et T

1.1 Le bouchage des trous de données TAO en U et T

1.1.1 Les données in situ disponibles et utilisées

Pour l'étude de l'EUC, il nous faut connaître U et T simultanément. Pour le réseau TAO, seuls les mouillages à l'équateur combinent ces deux mesures, à 165°E, 170°W, 140°W et 110°W. Les premières mesures de courant étaient faites par des courantomètres. U est maintenant mesuré par des courantomètres disposés sur le même câble que les thermomètres, et/ou par un profileur ADCP (mesures tous les 5 m). Pour les ADCP, le premier système de mesure à 140°W et 110°W était installé en surface, donnant des mesures des courants horizontaux de la surface à 250 m de profondeur, mais des problèmes de réflexion dans la couche proche de la surface (poissons...) perturbaient la mesure (Plimpton et al., 1995, 1997). Le système de mesure actuel est installé à environ 280 m de profondeur et est orienté vers le haut. Il permet des mesures des courants plus précises, jusqu'à 35-25 m à cause des réflexions à la surface. Cela explique les variations des profondeurs extrêmes de mesure selon la période. Remarquons que les mesures des courantomètres seront bientôt disponibles en temps réel, alors que les données du nouveau système ADCP orienté vers le haut sont accessibles lorsque le module ADCP est récupéré tous les semestres.

Le nombre de niveaux de mesure sur la profondeur est faible pour T et surtout pour U lorsque l'on n'a que des courantomètres (6 niveaux en général de 0 à 250 m, Figure 4.1). Les données ADCP pourront être utilisées pour vérifier la possibilité d'utiliser ces séries avec une résolution lâche en profondeur pour l'étude de l'EUC, à l'aide d'une interpolation adéquate (section 1.2.3). La comparaison des données des profileurs ADCP et des courantomètres montre la très bonne adéquation des deux types de mesure lorsqu'ils sont disponibles simultanément, avec des écarts-types de la différence de 5 cm/s (Figure 1.1). On a privilégié, lorsque le choix était possible, les séries ADCP car elles présentent moins de trous. Cependant, seules les mesures aux niveaux de profondeur des courantomètres ont été gardées pour éviter tout biais lors du calcul de valeurs intégrées sur la profondeur. A 110°W, une modification des profondeurs des courantomètres a eu lieu en 1983 (Halpern, 1987) mais cela n'implique qu'un biais négligeable sur le rendu des caractéristiques de l'EUC (cf. section 1.2.3). En outre, on s'intéressera uniquement au final aux profondeurs supérieures ou égales à

15 m pour T et à 30 m pour U, puisque les données ADCP ne sont disponibles le plus souvent qu'à partir de 30 m. On se limitera vers le fond à 270 m pour le mouillage à 170°W et à 250 m pour 140°W et 110°W, puisque le plus souvent il n'y a pas de données de courant en dessous de ces profondeurs. Le remplissage des trous pour ces plages de profondeur sera possible. Il sera parfois nécessaire de remplir des trous à des niveaux de profondeur voisins de ces plages. On remplira par exemple les trous en U à 25 m lorsqu'il n'y a pas de données en U à 30 m et les trous en T à 300 m lorsqu'il n'y a pas de données en T à 250 m. Se limiter aux régions de 30 à 250-270 m pour le calcul des caractéristiques de l'EUC n'est pas gênant pour l'étude de l'EUC qui se situe principalement dans ces régions (cf. section 1.2).

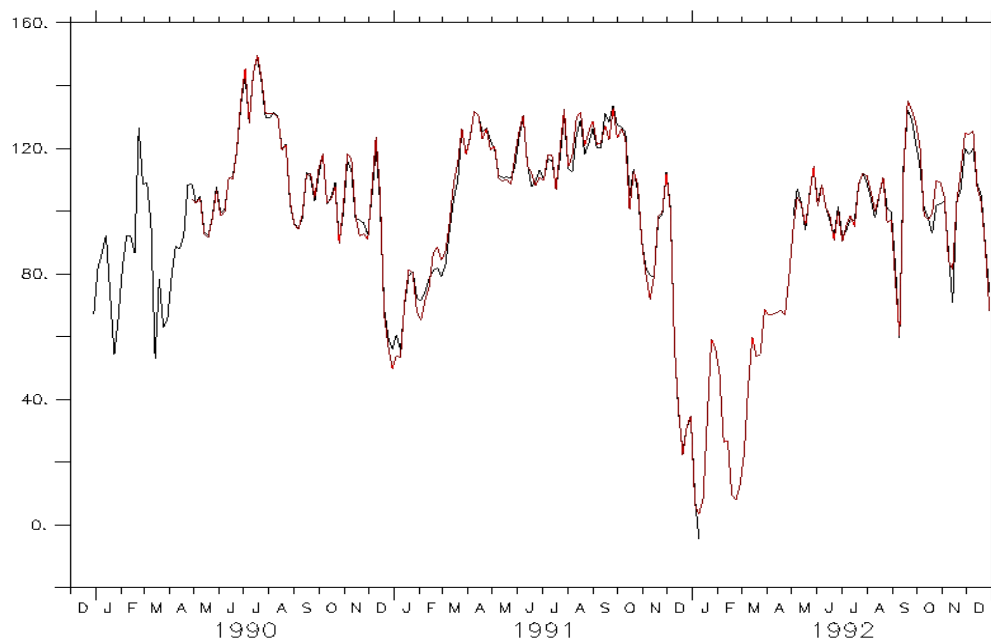


Figure 1.1: vérification à 0°,140°W, 120m, de l'adéquation entre la mesure de U par le courantomètre (en noir) et par le profileur ADCP (en rouge). L'écart-type de la différence est de 4.9 cm/s pour les données moyennées tous les 5 jours sur la période commune 1990-1999.

Les séries temporelles en U et T dont on dispose sont forcément incomplètes à cause de difficultés pratiques telles que casse des instruments de mesure, piratage des mouillages... Les trous dans les données sont parfois importants (Figure 4.1) et leur remplissage ne semble a priori pas évident. Il faudra donc procéder par étapes, d'abord en essayant de boucher les trous en U et T directement (section suivante 1.2.2), parfois en calculant les caractéristiques de l'EUC à partir de la plage de profondeur réduite disponible, voir même en utilisant les sorties du modèle dans les cas désespérés (section 1.2.4). On montrera dans les sections suivantes que l'obtention de séries complètes des caractéristiques de l'EUC est possible à partir des données TAO, même si ces dernières semblent à première vue insuffisantes.

1.1.2 Les méthodes utilisées pour bouchage

Le remplissage des données manquantes en U et T, lorsqu'il est possible, est fait méthodiquement et est contrôlé à chaque fois par un calcul de corrélation et par une vérification visuelle. Le choix de la méthode utilisée est fait trou par trou. Il existe différents cas possibles. On utilise en priorité la régression bilinéaire, puis la régression linéaire, avec les données aux profondeurs voisines, du même mouillage. Il n'y a que dans des cas particuliers qu'on utilise les données des mouillages voisins (2°N ou 2°S) pour remplir des trous en température (cf. 1.1.2.c). Les séries utilisées sont moyennées sur 5 jours pour éliminer les très hautes fréquences et diminuer la taille des fichiers.

Les régressions sont faites sur des périodes avant et après le trou d'une durée égale à la longueur du trou, lorsque cela est possible. Sinon, on choisit les périodes de régression optimales. Dans certains cas, la période où l'on calcule les coefficients de régression est éloignée de celle du trou (exemple : pour le trou à 200 m en U de 1983-87, les coefficients de régression bilinéaire sont calculés à l'aide des données ADCP sur la période 1990-2000). Si la durée du trou est longue, la régression est parfois faite sur les données filtrées avec un filtre Hanning 3 mois qui permet d'éliminer les hautes fréquences qui ne nous intéressent pas ici, notamment les ondes d'instabilité qui sont fortes à 140°W et 110°W et qui ont une dynamique différente de ce que l'on étudie. A chaque fois, un test pour vérifier la sensibilité au choix des périodes de régression et au choix du filtrage est fait et montre en général que cette sensibilité est faible.

1.1.2.a Régression bilinéaire

La régression bilinéaire a été notamment utilisée par Johnson et McPhaden (1993). On l'utilise lorsque l'on a un trou au niveau Z entouré de données aux niveaux adjacents X et Y. Dans le cas idéal, on a des données simultanément aux 3 niveaux avant et après le trou. Alors on peut calculer les corrélations entre les 3 niveaux et les écarts-types sur des périodes avant et après le trou d'une durée proche de celle du trou. La donnée manquante est ensuite estimée par régression bilinéaire :

$$Z_{\text{estimée}} = aX + bY$$

Avec :

$$a = \frac{r_{XZ} - r_{XY}r_{YZ}}{1 - r_{XY}^2} \frac{\sigma_Z}{\sigma_X} \quad b = \frac{r_{YZ} - r_{XY}r_{XZ}}{1 - r_{XY}^2} \frac{\sigma_Z}{\sigma_Y}$$

où les corrélations sont notées r et les déviations standards sont notées σ .

Voici un cas d'école à 110°W (Figure 1.2). Un trou de 4 mois en juillet-octobre 1981 en U à 150 m est bouché par régression bilinéaire entre les niveaux à 100 m (en rouge) et 200 m (en vert) en prenant la moyenne des coefficients de régression calculés sur les 4 mois avant le trou (estimation en bleu foncé) et sur les 4 mois après (en bleu clair). On remarque la très bonne adéquation entre la vraie donnée (en noir) et ses estimations, et le peu de sensibilité à la période de régression choisie.

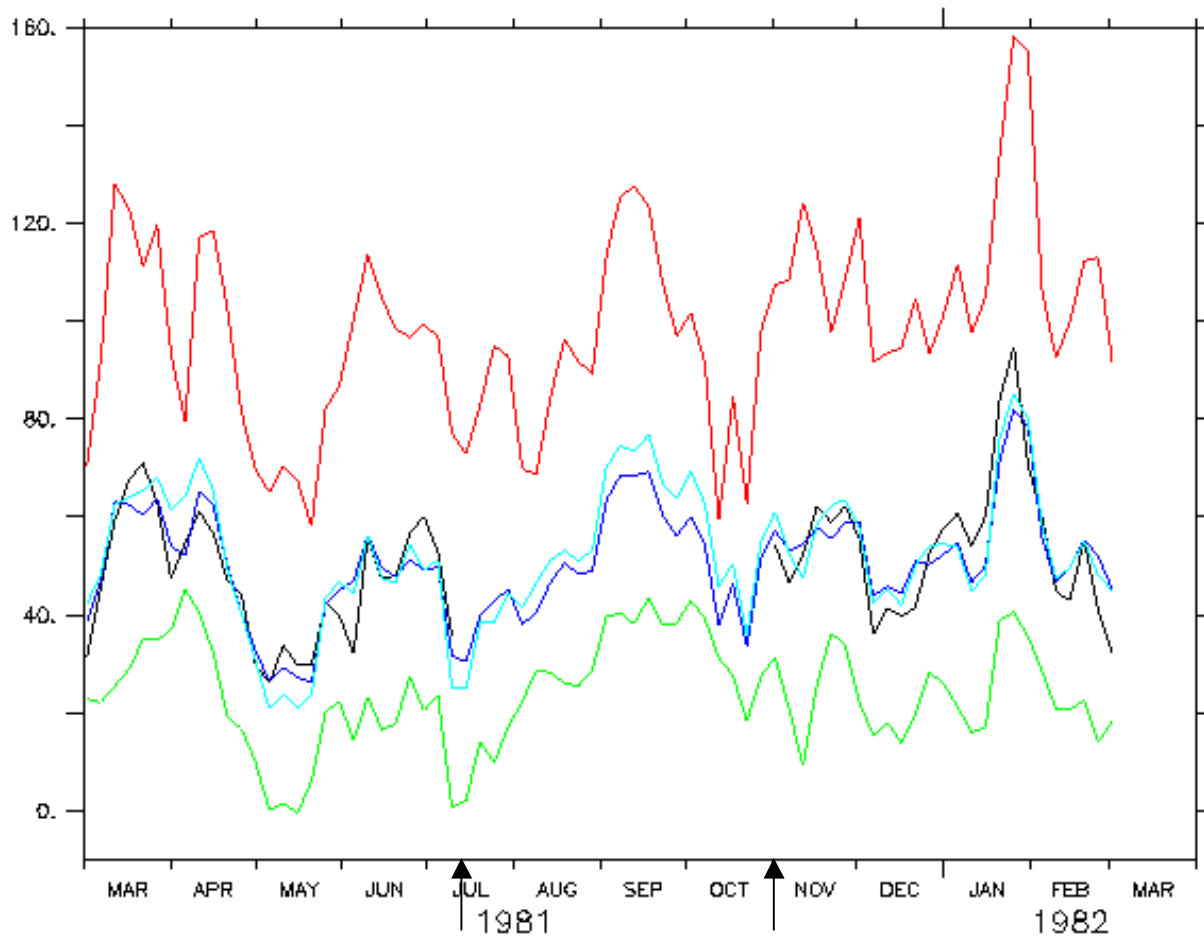


Figure 1.2: exemple de bouchage d'un trou de juillet à octobre 1981 de U à 110°W à 150 m (en noir) par régression bilinéaire avec 100 m (en rouge) et 200 m (en vert). (cf. texte)

En général, la régression bilinéaire marche très bien. Les très rares problèmes ont lieu essentiellement en bas de la couche mélangée pour U et T, là où le cisaillement et les gradients sont forts et où la corrélation entre les différentes profondeurs de mesure est plus faible, puisque les processus dynamiques dans la couche de mélange et dans la thermocline sont différents.

1.1.2.b Régression linéaire

Lorsque le trou se trouve au niveau de profondeur le plus proche de la surface ou au niveau le plus profond et qu'il n'a donc qu'un seul niveau voisin, la méthode de remplissage utilisée est la régression linéaire avec ce niveau. A chaque fois, on calcule la corrélation avec l'estimation et on fait les mêmes contrôles visuels et de sensibilité.

On peut donner l'exemple un peu particulier du trou en U à 140°W à 250 m de 3 ans de décembre 1987 à mai 1990. La période étant longue, on utilise les données avec un filtre Hanning de 3 mois pour calculer les coefficients de régression linéaire (Figure 1.3). On n'a des mesures à 200 m (en rouge) qu'à partir du début du trou, en décembre 1987. Les coefficients de régression ne peuvent donc être calculés que sur une période postérieure au trou, que l'on prend ici de 3 ans de mai 1990 à mai 1993. La vraie donnée à 250 m (courantomètre en vert et ADCP en noir) et son estimation (en bleu clair) sont en bonne adéquation (corrélation : 0.84).

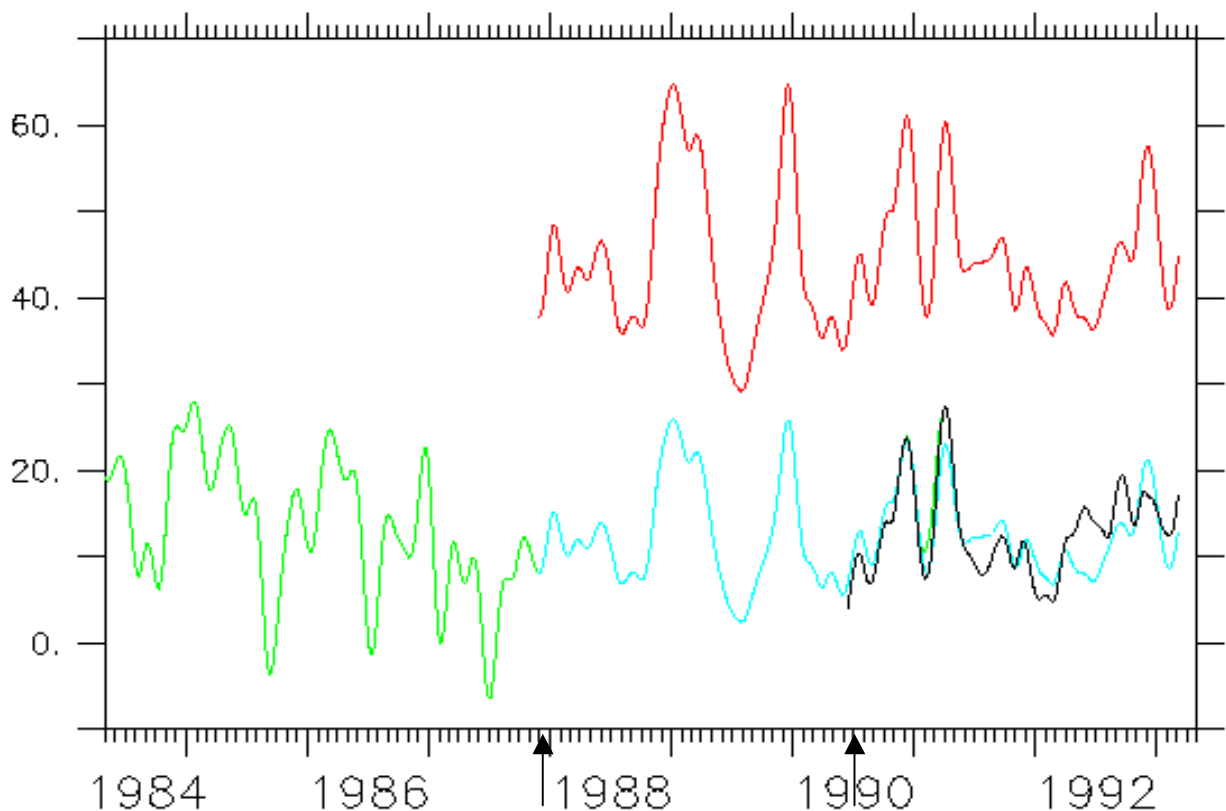


Figure 1.3: Exemple de bouchage d'un trou en U à 140°W à 250 m par régression linéaire avec U à 200 m (en rouge). Les données réelles à 250 m sont en vert (courantomètre) et en noir (ADCP). Son estimation est en bleu clair (filtre Hanning sur 3 mois).

En général, la régression linéaire donne de bons résultats pour U et T. Elle marche un peu moins bien pour T à 250 m estimée à partir de 200 m, mais cela n'a d'impact que sur le calcul de la température pondérée par U (cf. 1.2.2) de l'EUC, et cet impact est très faible, puisque le courant zonal est lui-même très faible, voir nul à 250 m.

1.1.2.c Régression linéaire avec 2°N ou 2°S pour T

Dans le cas particulier où il y avait un trou dans les données de T, mais où l'on disposait des données à l'équateur en U, on a utilisé les données de T disponibles aux mouillages voisins, soit à 2°N, soit à 2°S. C'est le cas du trou de 7,5 mois à 140°W de février à septembre 1999 pour des profondeurs supérieures à 45 m. Pour ce trou, on dispose des données à 2°N et 2°S. Pour le trou d'un mois en mars-avril 2001 à 110°W sur toute la profondeur, on dispose uniquement de données à 2°N.

Pour le trou à 140°W, on a comparé la régression bilinéaire avec 2°N et 2°S et les régressions linéaires avec 2°N ou 2°S. La régression bilinéaire donne de mauvais résultats, avec notamment des inversions en température, et c'est la régression linéaire avec 2°S qui donne les meilleurs résultats, avec des corrélations allant de 0.95 près de la surface à 0.70 en profondeur. Cette meilleure corrélation du champ de température à 0° avec 2°S qu'avec 2°N est normale puisque la dynamique à 2°N est influencée par le NECC et les ondes d'instabilité créée par le cisaillement entre le SEC et le NECC, phénomène qui n'existe pas à 2°S. Sur ce long trou de 8 mois, l'incertitude sur l'estimation de T peut entraîner des erreurs sur le calcul des caractéristiques de l'EUC, notamment sur la température pondérée par le courant zonal de l'EUC (cf. section 1.2). Par contre, les erreurs seront a priori très faibles sur les calculs du débit, de la profondeur et de l'énergie cinétique de l'EUC, car ils n'utilisent le champ de température que pour délimiter la frontière supérieure de l'EUC, qui se trouve principalement au dessus de 45 m (donc là où l'on a des données de T à 0°) pendant la durée du trou en 1999, en pleine période La Niña. On peut estimer cela en comparant par exemple le débit et la température de l'EUC calculés à partir du champ réel de T à 0° (Figure 1.4, en noir) avec ceux calculés à partir du champ de T estimé par régression linéaire avec 2°S (en rouge). La différence est effectivement très faible (inférieure à 5 m²/s ce qui équivaut à ~2 Sv) pour le débit sur les 6 mois avant et après le trou, puisque la frontière supérieure de l'EUC est alors proche de la surface. Par contre, des erreurs notables apparaissent dans l'estimation de la température de l'EUC, avec une incertitude de l'ordre de 0.3°C.

Le trou à 110°W en T de seulement un mois ne pose lui pas de problème, car la régression linéaire avec le mouillage voisin à 2°N donne une très bonne estimation du champ de T à 0°.

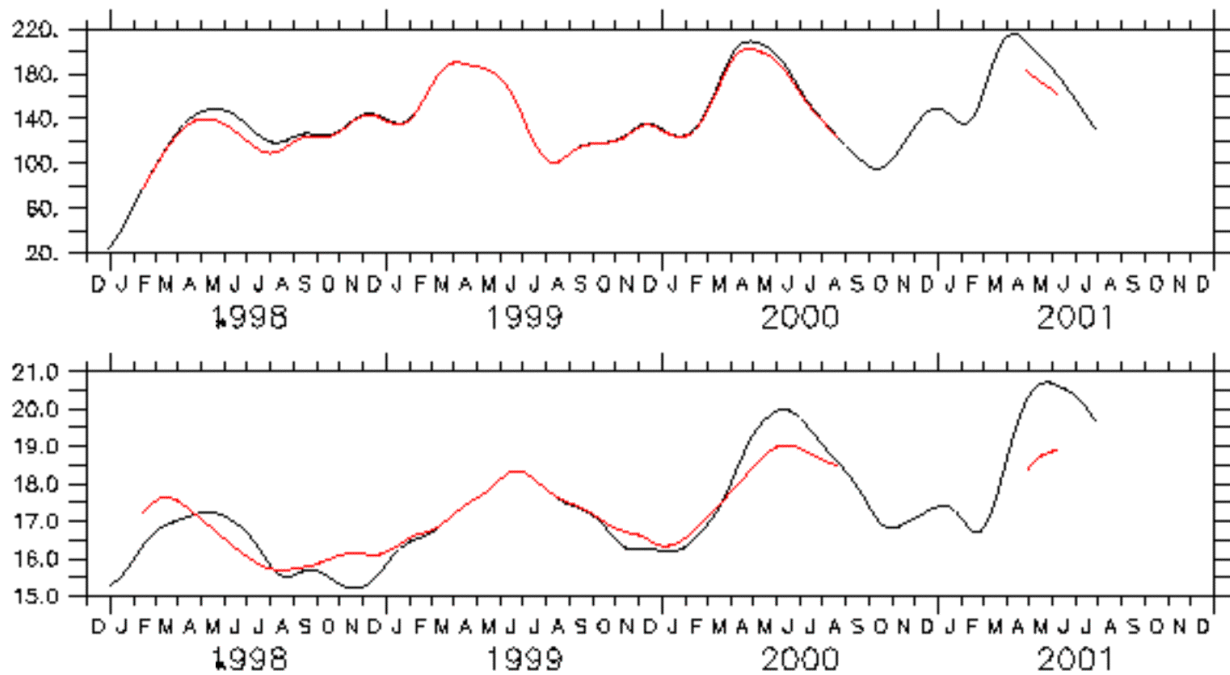


Figure 1.4: comparaison du débit à l'équateur et de la température de l'EUC à 0° , 140°W calculé à partir des données de T à 0° (en noir) et en bouchant T en dessous de 45 m par régression linéaire avec 2°S (en rouge), avec un filtre Hanning de 3 mois.

1.1.2.d Régression linéaire avec le modèle pour T

Une autre méthode est utilisée dans le cas particulier où on a un trou sur toute la profondeur en T, mais pas en U, et qu'il n'y a pas de données disponibles à des mouillages voisins. C'est le cas uniquement à $0^\circ, 170^\circ\text{W}$, de septembre 1988 à juin 89 et de décembre 1990 à février 1991. Dans ce cas, on utilise le modèle comme interpolateur numérique en estimant T par régression linéaire avec le champ T simulé. Les coefficients de régression entre modèle et données in situ sont calculés sur les périodes voisinant les trous.

1.1.3 Résultats

1.1.3.a Les séries bouchées

Les méthodes présentées permettent de combler la majeure partie des trous, mais il en reste encore deux types, ceux où l'on n'a des données que près de la surface, ou seulement en profondeur, ou alors aucune donnée. On présente ici toutes les séries U et T bouchées et on verra par la suite comment on pourra malgré tout obtenir des séries complètes des caractéristiques de l'EUC (section 1.2).

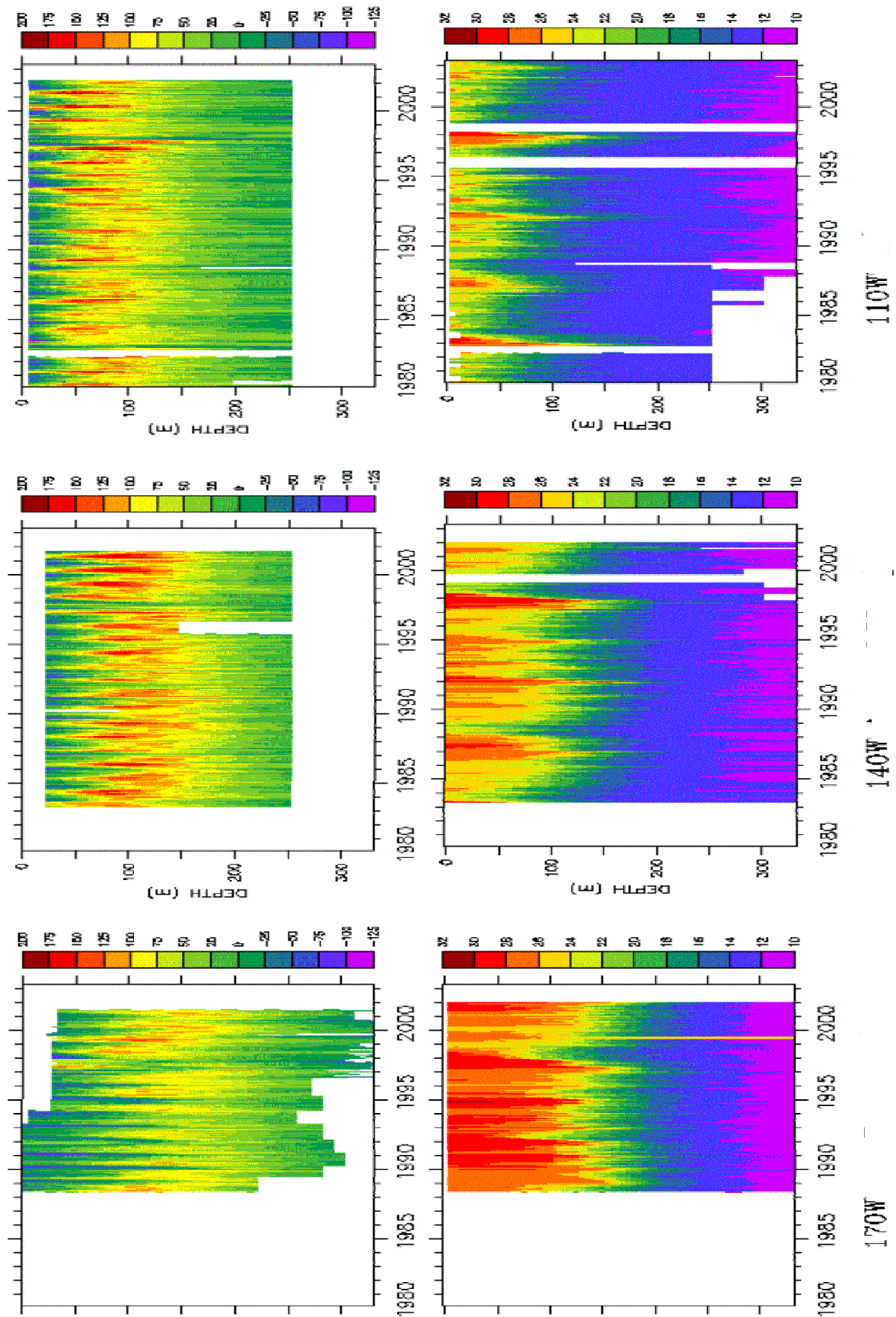


Figure 1.5 : séries finales de U (en haut, cm/s) et T (en bas, °C) à l'équateur, à 170°W (à gauche), 140°W (au milieu) et 110°W (à droite), après bouchage, à partir des données TAO.

A 170°W, il reste pour U un trou en 1988-89 où l'on n'a des données que jusqu'à 220 m, et un trou en 1999 à partir d'environ 220m. En T, il reste un petit trou de moins de 2 mois en 1999 où il y a des données jusqu'à 120 m.

A 140°W, il reste pour U un trou en 1990 où l'on n'a que des données à partir de 120 m et un trou en 1995-96 où l'on a que des données jusqu'à 120 m. En T, il y a quelques trous de 1997 à 2001 de 180-200 m à 250 m.

A 110°W, on a des trous communs en U et T en 1982. Il reste en U un trou en 1980 où l'on n'a des données que de 15 m à 150 m, un trou en 1988 où l'on a des données que de 10 m à 120 m, et un trou en 1993, où l'on a des données que de 80 m à 250 m.

1.1.3.b Incertitudes sur U et T

Les incertitudes ont deux origines distinctes, les incertitudes sur les données in situ (incertitudes instrumentales et erreurs dues aux mouillages et leurs mouvements) , de l'ordre de 5 cm/s et de 0.05°C , et celles causées par le bouchage des trous, de l'ordre de 5 cm/s et de 0.3°C. Ces 2 types d'erreur sont indépendantes donc $\epsilon_{\text{total}}^2 = \epsilon_{\text{instrument}}^2 + \epsilon_{\text{bouchage}}^2$

D'où : $\epsilon_{\text{total}}(T) \sim 0.3^\circ\text{C}$

$\epsilon_{\text{total}}(U) \sim 7 \text{ cm/s}$

Remarquons que lorsque l'on calculera les caractéristiques de l'EUC, on intégrera des erreurs indépendantes sur la profondeur. Or, à un instant donné, pour un mouillage, il manque des données sur au maximum un ou deux niveaux. Seuls ces niveaux bouchés ont une plus forte incertitude. L'incertitude sur la valeur intégrée sera donc bien plus faible.

1.2 Construction des séries temporelles à l'équateur du débit, de la température, de la profondeur et de l'énergie cinétique de l'EUC

Pour pouvoir étudier l'EUC et sa variabilité, il faut d'abord le définir. Ensuite, il faut vérifier que l'on peut calculer des caractéristiques de l'EUC telles que le débit, la température, la profondeur et l'énergie cinétique, qui sont des valeurs intégrées, à partir des séries U et T complétées le mieux possible dans la section précédente. Ces séries ne sont disponibles qu'à certains niveaux de profondeur, et uniquement à l'équateur. On vérifiera donc d'abord que l'interpolation sur la profondeur est possible pour estimer les caractéristiques de l'EUC et que

l'on peut combler les derniers trous, en utilisant parfois le modèle comme interpolateur dynamique. Puis on combinera données et modèle pour extrapoler méridiennement les caractéristiques de l'EUC.

1.2.1 Critères de définition de l'EUC

L'EUC s'écoule principalement dans la thermocline, ses limites se trouvant dans la couche de mélange et sous la thermocline (cf. exemples de sections méridiennes en T et U dans le modèle, Figure 1.6 et Figure 1.7). Il transporte donc des eaux sur une large gamme de température. Il rejoint en profondeur le NECC au nord. Pour pouvoir étudier l'EUC, il faut donc avant tout le définir de manière précise, à l'aide de critères adéquats pour pouvoir bien le délimiter, en largeur et en profondeur. Ces critères doivent être valables à la fois pour les données in situ à l'équateur, et pour les simulations sur la largeur méridienne de l'EUC. De nombreux essais ont été faits avec différents critères, et il s'est avéré nécessaire d'utiliser une combinaison de critères en U, en T, et dans l'espace, pour pouvoir délimiter l'EUC dans les conditions les plus extrêmes (pendant les forts El Niño notamment, Figure 1.7), et sans que les critères soient trop stricts, pour ne pas entraîner de biais sur les valeurs moyennes de l'EUC (Figure 1.6) :

- U > 0 (par définition, l'EUC est un courant vers l'Est)
- et T < T(z=15 m) - 0.1°C (cette condition élimine la couche de mélange)
- et T < 27°C (cette condition nécessaire pendant les événements El Niño élimine les courants anormaux vers l'Est dans le bas de la couche de mélange)

et $z > 100*y-200$ et $z > -100*y-200$ (où z est la profondeur positive en m et y est la latitude en degrés. Cette condition est nécessaire pour limiter la largeur méridienne de l'EUC dans les simulations et le distinguer notamment du NECC. Cette condition délimite l'EUC en surface entre 2°N et 2°S et entre 4°N et 4°S à 200 m de profondeur).

On se limite de plus en profondeur à la couche au dessus de 360 m dans le modèle tandis que dans les données, on est en général limité à la couche entre 30 et 250-270 m.

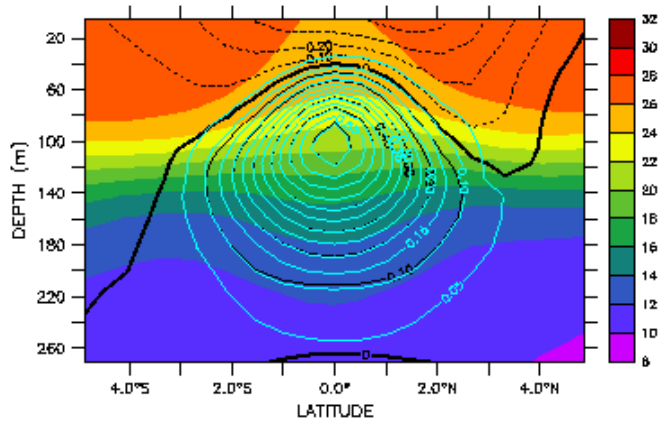


Figure 1.6: profils moyens de T (en couleur, °C), de U (contours noirs, m/s), et de la moyenne de U de l'EUC, égal à U lorsque les critères de définition de l'EUC sont remplis, nul sinon (contours en bleu clair, m/s), à 140°W dans la simulation OPA/NCEP (moyennes sur 1980-99). La faible différence entre les contours noirs et bleus dans l'EUC montre que les critères de définition marchent bien en moyenne et ne biaisent pas la moyenne du courant de l'EUC.

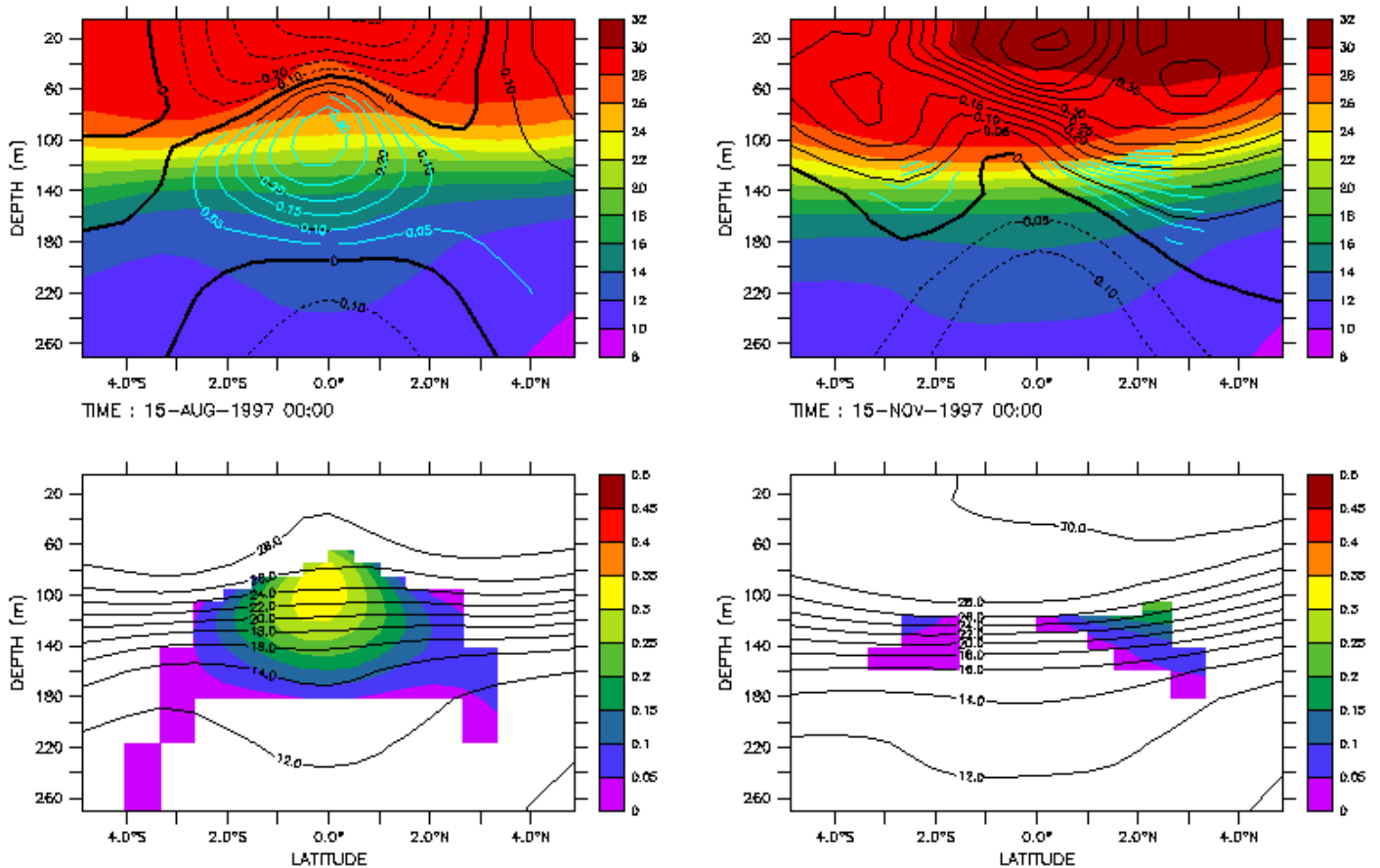


Figure 1.7: exemple de profils mensuels de T (en couleur, °C) et de U (contours noirs, m/s) et de la région répondant aux critères de définition de l'EUC (contours en bleu clair), à 140°W dans la simulation OPA/NCEP. Les mois pris comme exemples pendant El Niño montrent des conditions très différentes. En août 1997, l'EUC est bien établi et les critères sélectionnent bien l'EUC, en incluant les lobes en profondeur de l'EUC, qui sont de toute façon peu réaliste, et le distinguent du NECC, alors qu'en novembre 1997, il a presque disparu, et la région sélectionnée par les critères n'est donc pas représentative. Des caractéristiques de l'EUC comme la température, ou sa profondeur, seront alors mal définies (cf. section suivante).

Cette combinaison de critères permet de délimiter de manière efficace l'EUC entre 170°W et 110°W, aussi bien dans les simulations que dans les données. Elle peut être utilisée sans avoir besoin de données de salinité, et avec des données en T disponibles à partir de 15 m. D'ailleurs, dans la plage de longitude étudiée, l'influence de la salinité sur la stratification est relativement faible. Une très faible partie des contre-courants de sous-surface est parfois prise en compte dans le modèle, mais les vitesses y sont trop faibles pour influencer significativement les calculs, sauf dans de rares cas particuliers (cf. exemple du 15 novembre 1997, Figure 1.7). On a vérifié la sensibilité de l'estimation des caractéristiques de l'EUC au choix des critères, en utilisant d'autres critères de température, ou en prenant des critères de densité. La sensibilité est relativement faible, le choix des critères modifiant légèrement les valeurs moyennes des caractéristiques de l'EUC et très peu leurs variations, seules leurs amplitudes étant modifiées. Remarquons que les critères varient selon les auteurs, et sont parfois plus simples mais plus restrictifs (cf. section 1.3.2.a pour des exemples).

On donne un exemple de test de sensibilité : si on modifie la condition $T < 27^\circ\text{C}$ en $T < 26^\circ\text{C}$ à 170°W, alors, dans la simulation OPA/NCEP, sur la période 1980-1999, les diminutions du débit (~30 Sv) et de la température de l'EUC sont de l'ordre de 1 Sv (donc de 3 % en incertitude relative) et de 0.3°C en moyenne, et l'amplitude des variations interannuelles (de l'ordre de 7 Sv et 1°C) diminuent d'environ 0.3 Sv et 0.2°C (donc d'environ 5 %).

1.2.2 Définition et intérêt des diverses caractéristiques de l'EUC

1.2.2.a Débit

Le débit de l'EUC est une grandeur physique fondamentale puisqu'il permet de quantifier l'apport de masse de l'EUC vers le Pacifique Est et vers l'upwelling équatorial. Il sera donc d'un grand intérêt pour l'étude des échanges et bilans de masse et de chaleur dans la partie Est de la bande équatoriale.

Par définition, on calcule le débit sur toute la section méridienne de l'EUC D_{EUC} (en m^3/s , ou en Sverdrup):

$$D_{EUC} = \iint_{EUC} u \, dy \, dz$$

Cependant, on ne peut le calculer que si l'on connaît U et T sur toute la section méridienne de l'EUC. Il ne peut donc être calculé que ponctuellement dans le temps lors de sections CTD/ADCP, ou bien sûr dans les simulations. Par contre, on peut utiliser les données

TAO de U et T à l'équateur en calculant le débit par unité de largeur méridienne à l'équateur, $D_{EUC/eq}$ (en m^2/s), en intégrant le courant zonal sur toute la profondeur de l'EUC :

$$D_{EUC/eq} = \int_{EUC/eq} u \, dz$$

On verra dans la section 1.3 que l'on pourra extrapoler méridiennement le débit de l'EUC à partir de $D_{EUC/eq}$.

1.2.2.b Température pondérée par le courant zonal

Les échanges de chaleur associés à l'EUC dépendent intuitivement de la température des eaux transportées par l'EUC. On définit la température de l'EUC T_{EUC} comme la température pondérée par le courant zonal. Cette grandeur a été utilisée par Bryden et Brady (1985). Elle a un sens physique puisque la connaissance de celle-ci et du débit de l'EUC permet de connaître le flux de chaleur de l'EUC F_{EUC} :

$$T_{EUC} = \frac{\iint_{EUC} T \times u \, dydz}{\iint_{EUC} u \, dydz}$$

$$F_{EUC} = \iint_{EUC} T \times u \, dydz = D_{EUC} \times T_{EUC}$$

L'interprétation de T_{EUC} doit être faite avec précaution. Plus le débit de l'EUC sera fort, plus une anomalie de T_{EUC} aura une forte importance sur le flux de chaleur. Dans le cas contraire, T_{EUC} aura moins d'importance physiquement, le cas extrême étant celui de disparition de l'EUC, T_{EUC} n'étant alors plus définie. On définira donc un seuil minimal en débit pour le calcul de T_{EUC} de 7 Sv ou de 20 m^2/s pour $T_{EUC/eq}$. On a vérifié visuellement que ce seuil permet d'éliminer les rares périodes où T_{EUC} devient irréaliste. En outre, le flux de chaleur et sa variabilité dépendent du choix de la température de référence. Le flux de chaleur n'a donc pas de sens physique en lui-même et il faudra étudier simultanément les flux de chaleur associés aux divers courants lorsque l'on voudra quantifier les échanges et bilans de chaleur (cf. chapitre 5, section 3).

Comme pour le calcul du débit, T_{EUC} ne peut être a priori estimée que lorsque l'on a des données de U et T sur toute la section méridienne de l'EUC. Cela n'est donc possible que lors de sections CTD/ADCP ou dans les simulations. Cependant, on peut calculer la température pondérée par le courant zonal $T_{EUC/eq}$ à l'équateur sur toute la profondeur de l'EUC, en utilisant les données TAO de U et T à l'équateur :

$$T_{EUC/eq} = \frac{\int_{EUC/eq} T \times u \, dz}{\int_{EUC/eq} u \, dz}$$

On comparera T_{EUC} et $T_{EUC/eq}$ dans la section 1.3.

1.2.2.c Profondeur pondérée par le courant zonal

Une autre caractéristique intéressante est la profondeur moyenne de l'EUC, z_{EUC} , définie comme la profondeur pondérée par le courant zonal :

$$z_{EUC} = \frac{\iint_{EUC} z \cdot u \cdot dydz}{\iint_{EUC} u \cdot dydz}$$

On peut la définir aussi à l'équateur sur toute la profondeur de l'EUC, pour pouvoir l'estimer à partir des données TAO :

$$z_{EUC/eq} = \frac{\int_{EUC/eq} z \cdot u \cdot dz}{\int_{EUC/eq} u \cdot dz}$$

On comparera z_{EUC} et $z_{EUC/eq}$ dans la section 1.3.

z_{EUC} sera utile pour comprendre des aspects physiques de l'évolution de l'EUC, telle que sa position relative par rapport à la thermocline, et le lien possible avec T_{EUC} . Puisque z_{EUC} est une valeur intégrée, on pourra l'estimer correctement à partir des données TAO. Ce n'est par contre pas le cas de la profondeur du maximum de l'EUC, dont le calcul est plus incertain à partir des données in situ, puisque les profondeurs des courantomètres sont assez espacées.

1.2.2.d Energie cinétique

Enfin, il peut être intéressant de connaître l'énergie cinétique de l'EUC pour mieux comprendre sa dynamique, et son inertie. Comme z_{EUC} , l'énergie cinétique est une valeur intégrée qui pourra être estimée correctement à partir des données TAO, contrairement à la valeur du maximum de vitesse de l'EUC. On peut calculer l'énergie cinétique de l'EUC sur toute la section méridienne de l'EUC Ec_{EUC} (J/kg) et l'énergie cinétique par unité de largeur méridienne à l'équateur $Ec_{EUC/eq}$ (J/kg/m):

$$Ec_{EUC} = 0.5 * \iint_{EUC} u^2 \cdot dydz$$

$$Ec_{EUC/eq} = 0.5 * \int_{EUC/eq} u^2 \cdot dz$$

On comparera Ec_{EUC} et $Ec_{EUC/eq}$ dans la section 1.3.

1.2.3 Choix et validation des interpolations optimales pour U et T

Les caractéristiques de l'EUC, définies précédemment, sont calculées par intégration sur toute la profondeur de l'EUC à l'équateur. Il faut donc interpoler les données TAO U (pour les courantomètres) et T entre les niveaux disponibles pour les mesures. Ceux-ci sont relativement espacés et il ne semble a priori pas évident de pouvoir calculer les caractéristiques de l'EUC à partir des seules données disponibles. Le choix des interpolations pour U et T est donc primordial pour optimiser le calcul des caractéristiques de l'EUC. On peut simplement utiliser une interpolation linéaire, ou alors utiliser une interpolation de type spline.

Une approche visuelle directe permet de vérifier que pour T, l'interpolation linéaire est meilleure que l'interpolation spline, cette dernière pouvant donner de mauvais résultats en profondeur, surtout à partir de 200 m (Figure 1.8). On a de toute façon vérifié que l'utilisation de l'une ou l'autre de ces interpolations n'avait qu'un impact très négligeable sur le calcul des caractéristiques de l'EUC.

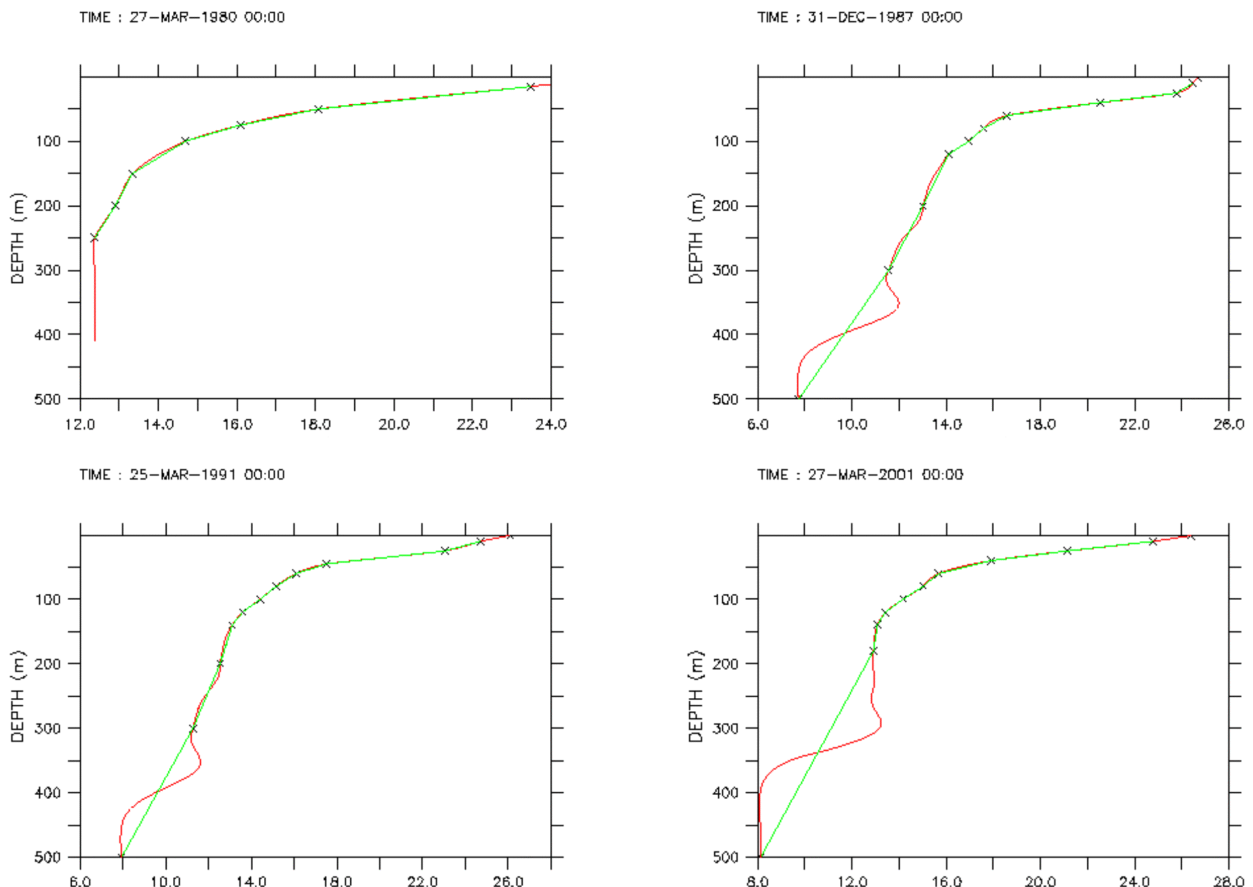


Figure 1.8: Comparaison pour T à 0°, 110°W de l'interpolation linéaire (en vert) et de l'interpolation spline (en rouge), pour T, les mesures in situ étant représentées par des croix, à différentes dates. L'interpolation linéaire est meilleure que l'interpolation spline.

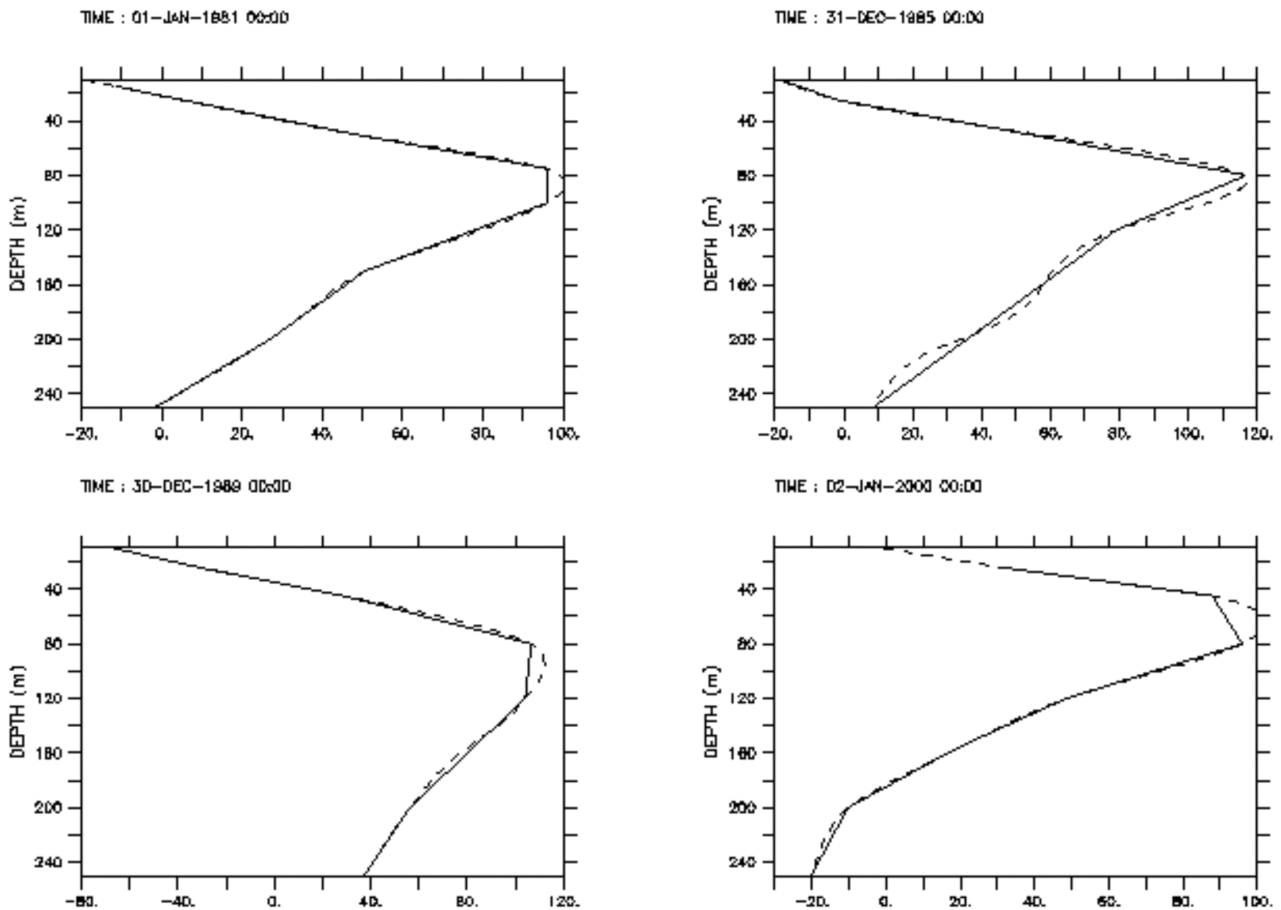


Figure 1.9: Comparaison pour U (en cm/s) à 0°,110°W de l'interpolation linéaire (en trait plein) et de l'interpolation spline (en pointillés) à différentes dates.

Pour U, l'interpolation spline semble meilleure, notamment au niveau du noyau de l'EUC (Figure 1.9), même si elle est parfois moins réaliste en profondeur (cf. exemple du 31 décembre 1985). Pour le vérifier plus quantitativement, on peut comparer les caractéristiques de l'EUC, par exemple le débit (Figure 1.10) à 110°W, calculées soit avec les données ADCP disponibles tous les 5 m (en bleu), soit avec les séries de U complétées, disponibles originellement sur les seuls niveaux des courantomètres de 25 à 250 m (cf. section 1.1), interpolées linéairement (en rouge) ou par interpolation spline (en noir). Aussi bien pour le débit que la température, la profondeur et l'énergie cinétique de l'EUC, l'interpolation spline donne les meilleurs résultats. Les différences avec les résultats obtenus avec les données ADCP disponibles tous les 5 m sont suffisamment faibles pour être difficilement détectables visuellement. De même, les caractéristiques de l'EUC calculées en utilisant les données U soit sur les niveaux de profondeur des courantomètres de 1980 à 1983, soit sur ceux de 1983 à 2002, sont peu différentes.

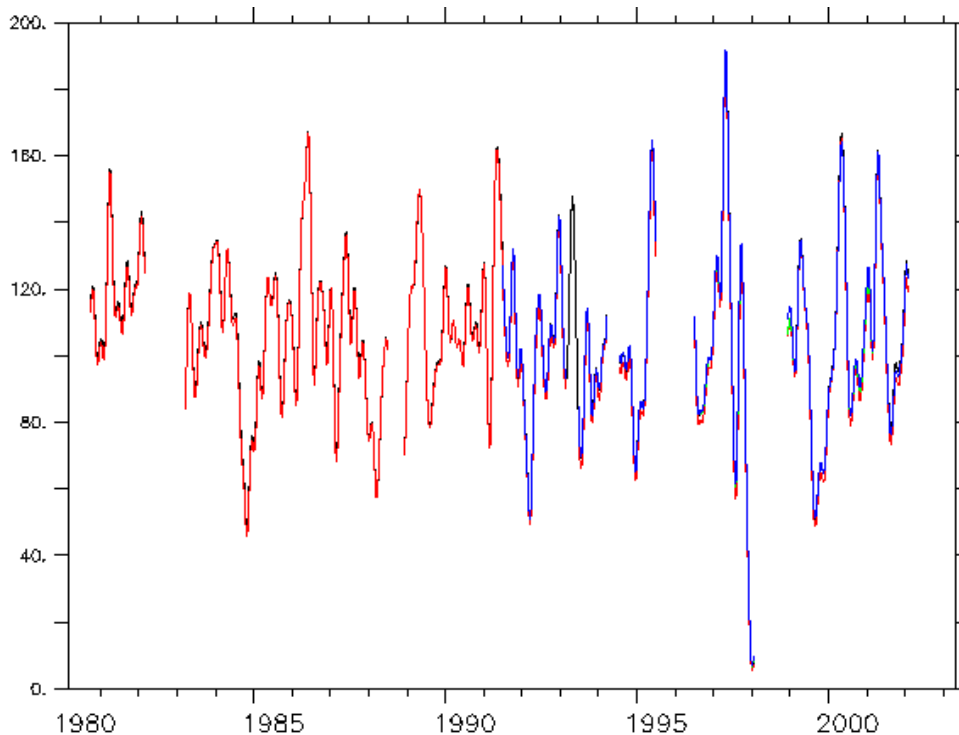


Figure 1.10: Comparaison à 0°,110°W du débit de l'EUC (m^2/s) calculé soit avec les données ADCP disponibles tous les 5 m (en bleu), soit avec les séries de U complétées disponibles uniquement sur les niveaux des courantomètres de 25 à 250 m (cf. section 1.1) interpolées linéairement (en rouge) ou par interpolation spline (en noir). L'interpolation spline donne le résultat le plus proche des données ADCP complètes. Les courbes se superposant tellement bien, la courbe noire est dissimulée par la rouge puis par la bleue.

Il faut aussi vérifier que la région d'intégration à laquelle on se limite par nécessité, de 30 à 250 m, n'est pas un facteur trop important. On a comparé les résultats obtenus en utilisant les données ADCP de 30 à 250 m ou de 30 à 280 m. Les différences obtenues sont négligeables à 110°W, où l'EUC est peu profond, et sont de l'ordre de 2 % à 140°W.

1.2.4 Bouchages finaux

Les séries en U et T complétées dans la section 1.1 possèdent encore quelques trous, soit sur une seule partie de la profondeur, soit sur toute la profondeur. Dans le premier cas, on pourra uniquement utiliser les données in situ pour estimer les caractéristiques de l'EUC. On fait une régression linéaire entre la caractéristique de l'EUC calculée en intégrant de 30 à 250 m et celle calculée en intégrant sur la région où l'on a des données disponibles au niveau du trou. On peut donner l'exemple du trou de 3 mois de février à avril 1990 à 140°W où l'on a des données de U et T entre 120 et 250 m. L'estimation par régression linéaire (en vert, bleu foncé et bleu clair) du débit de l'EUC calculé de 30 à 250 m (en noir) à partir du débit calculé de 120 à 250 m (en rouge) est bonne et est peu sensible à la période choisie pour le calcul des

coefficients de la régression (Figure 1.11). Pour tous les trous de ce type, cette méthode s'est révélée efficace pour estimer les caractéristiques de l'EUC.

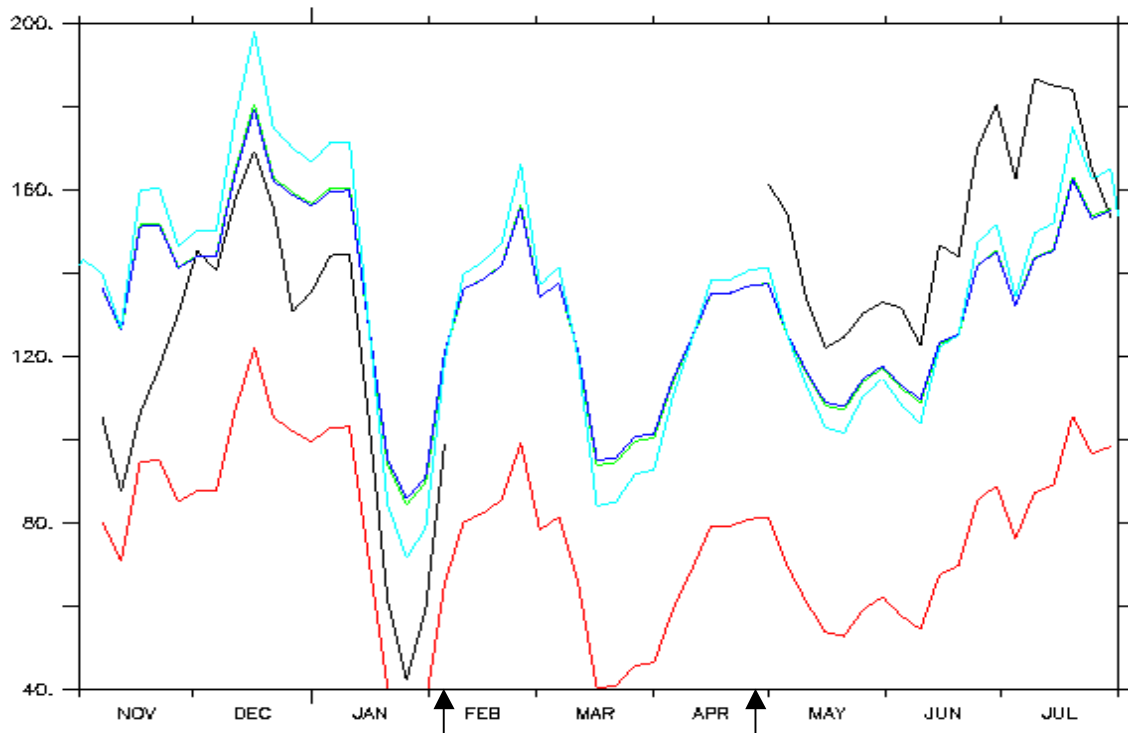


Figure 1.11: estimation pour le trou de 3 mois de février à avril 1990 à 0°,140°W du débit de l'EUC (unités : m³/s) calculé de 30 à 250 m (en noir) à partir du débit calculé de 120 à 250 m (en rouge), par régression linéaire . La période choisie pour le calcul des coefficients de régression est décembre 1989 à juin 1990 (en bleu foncé), mais le résultat est peu sensible au choix de cette période (calcul sur novembre 1989-juillet 1990 en vert clair, sur 1983-2001 en bleu clair).

Dans les cas désespérés où il n'y a aucune donnée in situ sur toute la profondeur, on peut utiliser le modèle comme interpolateur dynamique. On estime les caractéristiques de l'EUC par régression linéaire avec les caractéristiques de l'EUC calculées à l'équateur dans la simulation OPA/NCEP. La Figure 1.12 montre un exemple pour le débit de l'EUC à 110°W. Le modèle est moins réaliste à l'Est du bassin (cf. section 1.3.3). Pourtant, à 0°,110°W, l'estimation par régression linéaire avec le modèle des caractéristiques de l'EUC donne des résultats satisfaisants si on calcule les coefficients de régression linéaire sur les périodes voisines des trous à remplir.

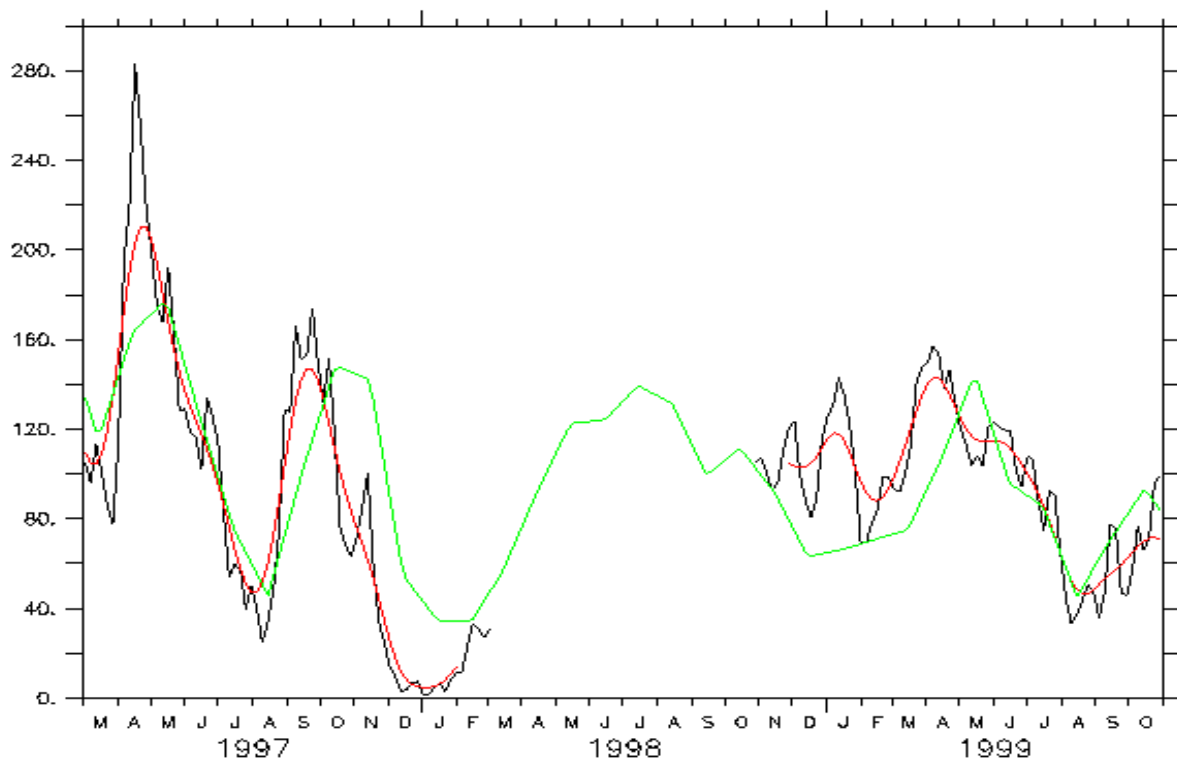


Figure 1.12 : estimation pour le trou de 7 mois de mars à octobre 1998 à 0°,110°W (aucune donnée in situ en T ou U) du débit de l'EUC (unités : m²/s) (en noir, moyenne tous les 5 jours, en rouge, filtre Hanning 2 mois) à partir du débit à l'équateur dans la simulation OPA/NCEP, par régression linéaire (moyennes mensuelles, en vert). La période choisie pour le calcul des coefficients de régression est mars 1997 à octobre 1999, mais le résultat est peu sensible. Cette méthode de bouchage utilisant le modèle comme interpolateur dynamique n'est utilisée que dans les cas où il n'y a aucune donnée in situ.

1.2.5 Incertitudes sur les résultats

On obtient donc des séries complètes pour les caractéristiques de l'EUC qu'on analysera dans la section 2.

Comme ce sont des valeurs intégrées sur toute la profondeur de l'EUC, les incertitudes vont être faibles, même si les incertitudes sur U et T peuvent être fortes, notamment lorsqu'un trou a dû être bouché. Pour estimer les incertitudes sur les caractéristiques de l'EUC, on peut supposer un cas simplifié exagéré, pour pouvoir avoir une borne supérieure de l'incertitude, où l'EUC se trouve essentiellement sur 4 niveaux de profondeur espacés de 40 m, avec $U \sim 1$ m/s et $T \sim 20^\circ\text{C}$, $D_{\text{EUC/eq}} \sim 100$ m²/s $T_{\text{EUC/eq}} \sim 18^\circ\text{C}$ $z_{\text{EUC/eq}} \sim 130$ m²/s et $E_{\text{EUC/eq}} \sim 50$ m²/s. On peut supposer qu'un des 4 niveaux a été bouché et a donc l'incertitude la plus importante sur U et T de l'ordre de 7 cm/s et de 0.3°C, les autres niveaux ayant des incertitudes plus faibles de l'ordre de 5 cm/s et de 0.05°C (les premiers courantomètres et capteurs de température

avaient des incertitudes de 3-7 cm/s et de 0.05°C). Puisque les erreurs entre U et T, et entre chaque niveau, sont décorréélées, le carré de l'incertitude sur une somme est égale à la somme des carrés des incertitudes. Le calcul précis et rigoureux des incertitudes sur les caractéristiques par la méthode des dérivées partielles donne alors :

$$\varepsilon_{Deuc/eq} \sim 4 \text{ m}^2/\text{s} \text{ donc une incertitude relative de l'ordre de } 4 \%$$

$$\varepsilon_{Teuc/eq \text{ due à } U} \sim 0.05^\circ\text{C} \text{ causée par les incertitudes sur } U$$

$$\varepsilon_{Teuc/eq \text{ due à } T} \sim 0.10^\circ\text{C} \text{ causée par les incertitudes sur } T$$

$$\varepsilon_{Teuc/eq \text{ totale}} \sim 0.11^\circ\text{C} \text{ au total donc une incertitude relative de l'ordre de } 0.6 \%$$

$$\varepsilon_{Zeuc/eq} \sim 1.7 \text{ m} \text{ donc une incertitude relative de l'ordre de } 1.3 \%$$

$$\varepsilon_{Ec \text{ euc/eq}} \sim 6 \text{ J/kg/m} \text{ donc une incertitude relative de l'ordre de } 10 \%$$

Les incertitudes sont donc faibles. La plus forte est sur l'énergie cinétique qui est proportionnelle au carré de U. Notons que les incertitudes causées par l'interpolation entre les niveaux (cf. section 1.2.3) sont négligeables devant ces incertitudes. Ce calcul d'incertitude n'est pas valable dans les cas où il reste des trous dans les séries U et T et où l'on a dû faire des régressions linéaires directement sur les caractéristiques de l'EUC (cf. section 1.2.4).

1.3 Extrapolation méridienne des caractéristiques de l'EUC. Comparaison avec les simulations

1.3.1 La méthode d'extrapolation méridienne

Puisque l'on a maintenant des séries complètes des caractéristiques de l'EUC calculées essentiellement à partir des données in situ à l'équateur, on va voir comment ces informations peuvent être extrapolées méridiennement pour avoir les caractéristiques de l'EUC correspondant à toute sa largeur. Pour cela, on utilisera une approche combinant données in situ, modèle numérique et théorie analytique linéaire. On en profitera en même temps pour valider les caractéristiques de l'EUC dans les simulations.

1.3.1.a Justification par les simulations

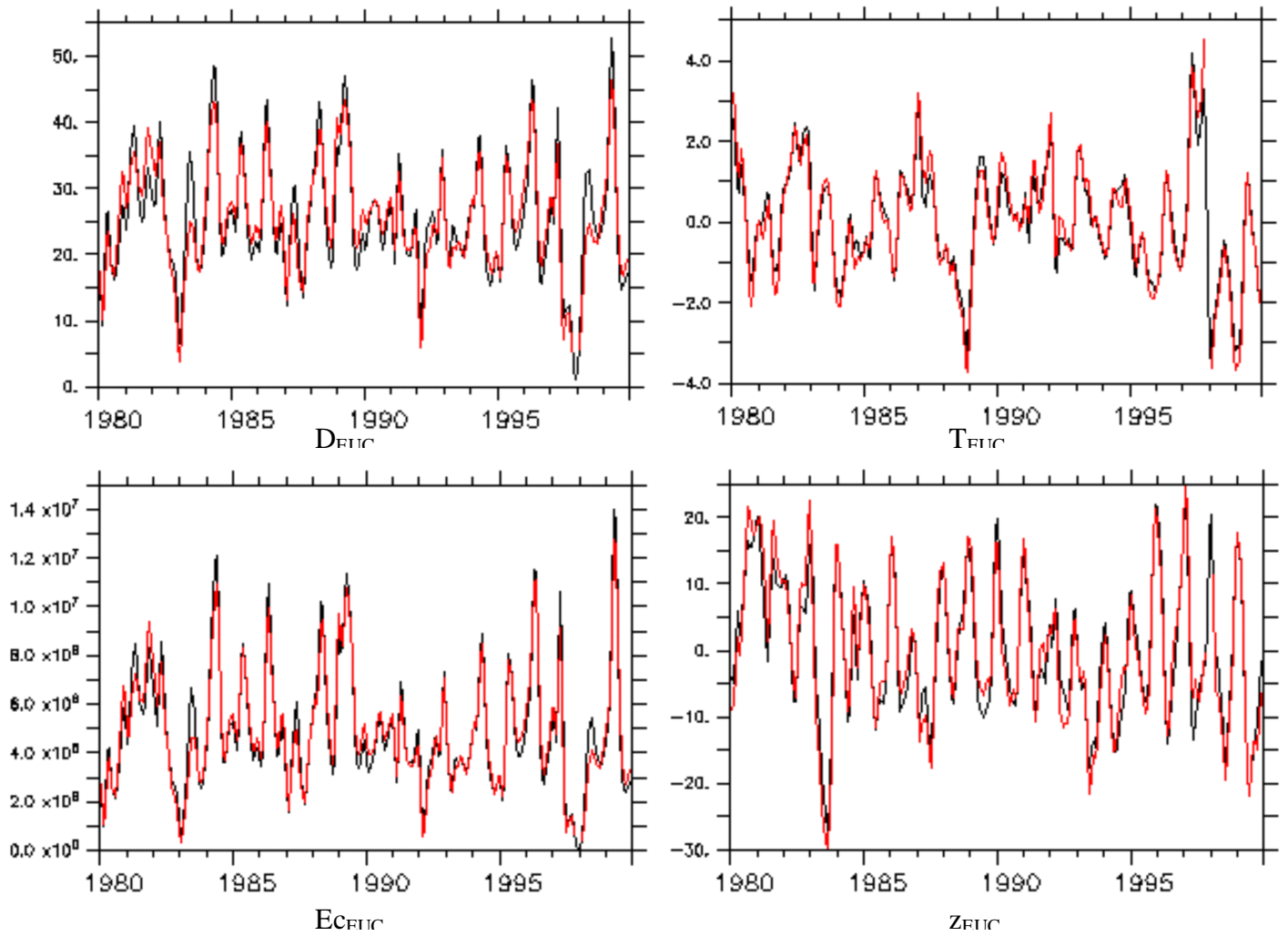


Figure 1.13: Comparaison des caractéristiques de l'EUC calculées sur toute la largeur méridienne de l'EUC (en noir) à celles calculées à l'équateur (en rouge) dans la simulation OPA/NCEP à 140°W : débit (Sv) en haut à gauche (facteur d'extrapolation $L=350$ km ,cf. texte), anomalie de la température de l'EUC ($^{\circ}C$) en haut à droite (moyennes : $17.5^{\circ}C$ pour T_{EUC} , $18.4^{\circ}C$ pour $T_{EUC/eq}$), énergie cinétique $E_{C,EUC}$ (J/m) en bas à gauche (facteur d'extrapolation 250 km) et anomalie de la profondeur de l'EUC (m) en bas à droite (moyennes : 170 m pour z_{EUC} et 163 m pour $z_{EUC/eq}$). Période 1980-1999 et filtre Hanning de 3 mois.

On peut comparer dans les simulations les caractéristiques de l'EUC calculées à l'équateur à celles calculées sur toute la largeur méridienne de l'EUC (cf. Figure 1.13 pour la simulation OPA/NCEP et Figure 1a de l'article publié dans Geophysical Research Letters en annexe 1 pour la simulation OPA/ERS). Par exemple, on observe que le vrai débit de l'EUC D_{EUC} (en noir) et celui à l'équateur $D_{EUC/eq}$ (en rouge) sont proportionnels dans les simulations (cf. Figure 1.13 en haut à gauche). On peut donc écrire:

$$D_{EUC} = \iint_{EUC} u_{MODEL} dy dz \approx L \times \int_{EUC/eq} u_{MODEL} dz = L \times D_{EUC/eq}$$

Le facteur de proportionnalité L est une extension méridienne effective de l'EUC (Figure 1.14) et est de l'ordre de 1.5° de chaque côté de l'équateur (dans la simulation OPA/ERS, $L = 390$ km à $170^\circ W$ et $L = 320$ km à $140^\circ W$, dans la simulation OPA/NCEP, $L = 420$ km à $170^\circ W$, $L = 350$ km à $140^\circ W$ et $L=390$ km à $110^\circ W$, donc une incertitude de l'ordre de 10% due au forçage). Ce facteur multiplicatif permet d'avoir un débit en m^3/s à partir du débit à l'équateur en m^2/s .

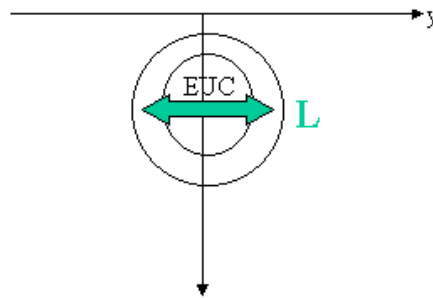


Figure 1.14: schéma illustrant le principe d'extrapolation méridienne du débit de l'EUC

On peut faire de même pour la température, la profondeur et l'énergie cinétique de l'EUC. L'extrapolation méridienne marche très bien, avec de très bonnes corrélations (cf. Tableau 3 pour la simulation OPA/NCEP, et Table 2 de l'article publié dans *Geophysical Research Letters* pour la simulation OPA/ERS). Pour la température et la profondeur, les moyennes sont légèrement décalées. La température de l'EUC est plus chaude à l'équateur ($T_{EUC/eq} - T_{EUC}$ entre 0.6 à $1,2^\circ C$) car l'EUC y est moins profond ($z_{EUC/eq} - z_{EUC}$ entre -7 et -12 m). Les anomalies de température et de profondeur sont quasi-égales lorsqu'on les calcule sur tout l'EUC ou seulement à l'équateur (Figure 1.13, en haut et en bas à droite). Pour l'énergie cinétique de l'EUC, il faut, comme pour le débit, utiliser un facteur multiplicatif (Figure 1.13, en bas à gauche). Cette largeur effective est plus faible que celle pour le débit de l'EUC (par exemple de 250 km au lieu de 350 km à $140^\circ W$), car l'énergie cinétique fait intervenir le carré de U , qui donne plus de poids aux latitudes associées à des valeurs fortes de U , donc proches de l'équateur.

Tableau 3: corrélations entre les caractéristiques de l'EUC calculées sur toute l'extension méridienne de l'EUC et celles calculées à l'équateur dans la simulation OPA/NCEP sur la période 1980-1999. Filtre Hanning sur 3 mois.

Corrélations (OPA/NCEP)	170°W	140°W	110°W
$D_{EUC} / D_{EUC/eq}$	0.94	0.94	0.90
$T_{EUC} / T_{EUC/eq}$	0.94	0.98	0.99
$Z_{EUC} / Z_{EUC/eq}$	0.96	0.97	0.97
$E_{CEUC} / E_{CEUC/eq}$	0.98	0.98	0.96

1.3.1.b Justification théorique : modèle linéaire de l'EUC

On a vu précédemment l'étonnante corrélation entre les caractéristiques de l'EUC calculées sur toute l'extension méridienne de l'EUC et celles calculées à l'équateur, dans l'OGCM aux équations primitives prenant en compte les non-linéarités. On va s'intéresser à une théorie analytique linéaire simple de l'EUC (McPhaden, 1993). Elle nous permettra dans un premier temps de justifier l'extrapolation méridienne de certaines caractéristiques de l'EUC. Puis l'on pourra tester cette théorie et l'utiliser pour expliquer simplement les variations interannuelles de l'EUC (section 2.2).

La dynamique de la bande équatoriale est a priori non linéaire. Ainsi, pour la circulation moyenne, les termes non-linéaires de l'équation de mouvement ne peuvent être négligés (Philander, 1990). Par contre, la dynamique devient quasi-linéaire lorsqu'on l'intègre sur la colonne d'eau, de 0 à 200-250 m (Yu et McPhaden, 1999b). Ces derniers ont montré, à partir des données TAO à l'équateur de 165°E à 110°W, que les termes d'inertie de l'équation pour la quantité de mouvement zonale sont alors négligeables, pour l'état moyen et pour les échelles saisonnières à interannuelles. De plus, ils montrent que la dérivée temporelle de la quantité de mouvement zonale n'est pas négligeable à l'échelle saisonnière, mais le devient à l'échelle interannuelle. A cette échelle, on peut donc espérer que la dynamique de l'EUC, intégrée sur toute la profondeur de l'EUC, devient quasi-linéaire et quasi-stationnaire. On utilisera et on vérifiera la théorie linéaire stationnaire de l'EUC de McPhaden (1993) dans le Pacifique central, mais ni trop à l'Ouest, ni trop à l'Est du Pacifique, où les termes d'accélération deviennent importants (Wacongne, 1989).

Pour simplifier les équations et pour pouvoir calculer de manière analytique les profils de U et de la pression en régime stationnaire, McPhaden (1993) utilise son modèle linéaire stratifié de l'EUC (McPhaden, 1981) et fait différentes approximations. L'équation d'état et les équations du mouvement sont linéarisées. La température moyenne est supposée varier

linéairement avec la profondeur ($dT/dz = N^2/(g\alpha)$, où N est la fréquence de Brunt-Vaisala constante, $N^2 = 10^{-4} \text{ s}^{-2}$, g est l'accélération de pesanteur et α est le coefficient de dilatation de l'eau). Ceci est justifié dans la thermocline, où se trouve la majeure partie de l'EUC. Ensuite, on suppose que les anomalies de température sont amorties avec une constante de temps K ($K = 3,8 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$). La diffusion verticale de la quantité de mouvement est modélisée par une viscosité constante A ($A = 5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$). Ensuite, l'océan est supposé infiniment profond et sans limites méridiennes. Enfin, La vitesse méridienne est négligée.

McPhaden présente les résultats dans le cas de conditions zonalement périodiques. La superposition des régimes étant possible dans ce modèle linéaire, on peut extrapoler certains résultats à des profils zonaux de vent quelconques, en étant attentif à la dépendance à la longueur d'onde zonale, donc à Zo^2 , où Zo est l'échelle de profondeur du flot (cf. équations). McPhaden utilise ce modèle pour montrer notamment que le débit varie proportionnellement à la longueur d'onde zonale, donc au fetch du vent zonal, alors que le maximum de U dans le noyau de l'EUC et sa profondeur z_{noyau} varient proportionnellement à la racine carrée de la longueur d'onde zonale:

$$z_{\text{noyau}} = 1.6 Zo$$

$$D_{\text{EUC}} = D_{\text{EUC/eq}} * (4\pi)^{1/4} Lo = -0.31 Lo / \rho_0 / A * \tau_k * Zo^2$$

avec $Zo = (4AK/N^2)^{1/4} * k^{-1/2}$ l'échelle de profondeur du flot, $Lo = (N^2 A / \beta^2 / K)^{1/4}$ l'échelle méridienne du flot, k le nombre d'onde zonal et τ_k la projection du vent zonal sur les fonctions de structure zonales et méridiennes. On prend comme convention z positif en dessous de la surface.

Plusieurs autres résultats très intéressants dans le cadre de notre étude peuvent être aussi déduits de ce modèle après quelques calculs. On peut ainsi montrer que :

$$z_{\text{EUC}} = z_{\text{EUC/eq}} = 1.92 * Zo$$

$$Ec_{\text{EUC}} = Ec_{\text{EUC/eq}} * Lo = 0.013 * Zo^3 * (\tau_k / \rho_0 / A)^2$$

$$T_{\text{EUC}} = T_{\text{EUC/eq}} - 0.29 * i * N^2 / (g\alpha) * (A/K)^{1/2} * e^{ikx}$$

$$= T_{\text{surface}} - z_{\text{EUC}} * N^2 / (g\alpha) + 0.33 * i * N^2 / (g\alpha) * (A/K)^{1/2} * e^{ikx}$$

Dans ce modèle, les extrapolations méridiennes du débit, de la profondeur et de l'énergie cinétique de l'EUC sont donc justifiées, avec des facteurs multiplicatifs théoriques égaux à $(4\pi)^{1/4} . Lo = 230 \text{ km}$ pour D_{EUC} , à 1 pour z_{EUC} et à $Lo = 120 \text{ km}$ pour Ec_{EUC} . Or, Lo est égale au rayon de déformation équatorial $(c/\beta)^{1/2}$, avec c la célérité égale à $(N^2 A / K)^{1/2}$ (qui est équivalente dans un modèle à 2 couches à $c = (g'H)^{1/2} L$, avec g' la gravité réduite et H la

profondeur de la couche de mélange). L_0 ne dépend donc que des paramètres fixés dans le modèle. Ainsi, si on augmente le coefficient A de diffusion verticale de la quantité de mouvement, alors la profondeur de la couche de mélange augmente, donc le rayon de déformation aussi, et par conséquent l'extension méridienne des courants et de l'EUC. En réalité, on peut s'attendre à ce que cette extension méridienne L_0 diminue de l'Ouest à l'Est du Pacifique, puisque la profondeur de la couche de mélange diminue.

T_{EUC} et $T_{EUC/eq}$ ne sont pas proportionnelles, mais si on se place à une longitude donnée x , alors elles ont la même formule à une constante près. L'extrapolation méridienne de la température est donc possible dans ce modèle pour l'anomalie temporelle de T_{EUC} . Remarquons que la valeur moyenne de T_{EUC} n'est de toute façon pas réaliste, vu l'approximation grossière du modèle sur le profil de température. Il est intéressant de remarquer que les variations de T_{EUC} sont causées d'une part par un terme proportionnel à la profondeur de l'EUC z_{EUC} et au gradient moyen de température $dT/dz = N^2/(g\alpha)$, et d'autre part par la variation zonale du profil de température (troisième terme de l'équation).

Remarquons que seul D_{EUC} est proportionnel à la longueur d'onde zonale. On peut donc extrapoler le calcul de D_{EUC} à un patch de vent quelconque non périodique et on peut montrer que :

$$D_{EUC(sv)} = -2.10^{-4} \int_{fetch} \tau_x dx$$

Pour les autres caractéristiques de l'EUC, la théorie linéaire a permis de justifier leur extrapolation méridienne et de comprendre qualitativement les origines possibles de leurs variations. Mais on ne peut utiliser cette théorie pour en déduire des relations simples et quantitatives avec le vent dans un cas quelconque.

Bien entendu, tous ces résultats ne sont que théoriques et le modèle linéaire présenté ici possède de fortes limitations. Il faut notamment être en régime quasi-stationnaire, ce qui ne sera valable dans la bande équatoriale qu'aux échelles de temps interannuelles ou plus longues. En outre, à cause de l'approximation sur le profil de température, et aussi parce qu'on néglige les non-linéarités, les valeurs moyennes pour l'EUC calculées dans ce modèle seront à prendre avec précaution. Cette théorie pourra par conséquent être surtout utilisée pour étudier la variabilité interannuelle à décennale de l'EUC. La validation de la méthode d'extrapolation méridienne par l'OGCM non-linéaire et non stationnaire est donc elle aussi

très importante, et la meilleure validation de la méthode sera finalement celle utilisant les données in situ disponibles.

1.3.2 Extrapolation des données TAO

1.3.2.a Données in situ ponctuelles disponibles

Les seules données disponibles sont des mesures de U et T sur des sections méridiennes englobant l'EUC lors de la maintenance du réseau TAO (cf. chapitre 2). Le débit et la température de l'EUC ont été calculés pour ces sections pour la décennie 1990 par Johnson et al. (2002). Lors d'un séjour à Seattle, j'ai pu récupérer ces données. Remarquons que les critères de définition de l'EUC qu'ils utilisent sont légèrement différents des nôtres:

$$U > 0 \quad (\text{par définition, l'EUC est un courant vers l'Est})$$

et

$$23 \text{ kg.m}^{-3} < \sigma_{\theta} < 26.5 \text{ kg.m}^{-3} \quad \text{pour les données de Johnson et al. (2002)}$$

$$\text{ou } 24.25 \text{ kg.m}^{-3} < \sigma_{\theta} < 26.5 \text{ kg.m}^{-3} \quad \text{pour les données de Johnson et al. (2000)}$$

(cette condition élimine la couche de mélange et les eaux intermédiaires profondes.)

et

$$2^{\circ}\text{S} < y < 2^{\circ}\text{N} \quad (\text{cette condition est nécessaire pour limiter l'extension méridienne de l'EUC et le distinguer notamment du NECC})$$

où σ_{θ} est la densité potentielle et y est la latitude en degrés.

Les mesures sont faites sur quelques jours (le temps pour franchir les 4° de latitude où se trouve l'EUC, avec les arrêts intermédiaires pour la maintenance des mouillages TAO). Elles incluent donc la variabilité haute fréquence qui peut être importante et qui ne peut être éliminée dans ces mesures ponctuelles. L'impact de cette variabilité sur D_{EUC} et T_{EUC} peut au moins être estimé en analysant $D_{\text{EUC}/\text{eq}}$ et $T_{\text{EUC}/\text{eq}}$ calculés à partir des données in situ TAO et moyennés tous les 5 jours, ce qui nous permet au moins d'avoir un ordre de grandeur des incertitudes. On voit que cette variabilité est forte (Figure 1.15 , Figure 1.16, Figure 1.17).

1.3.2.b Validation de la méthode

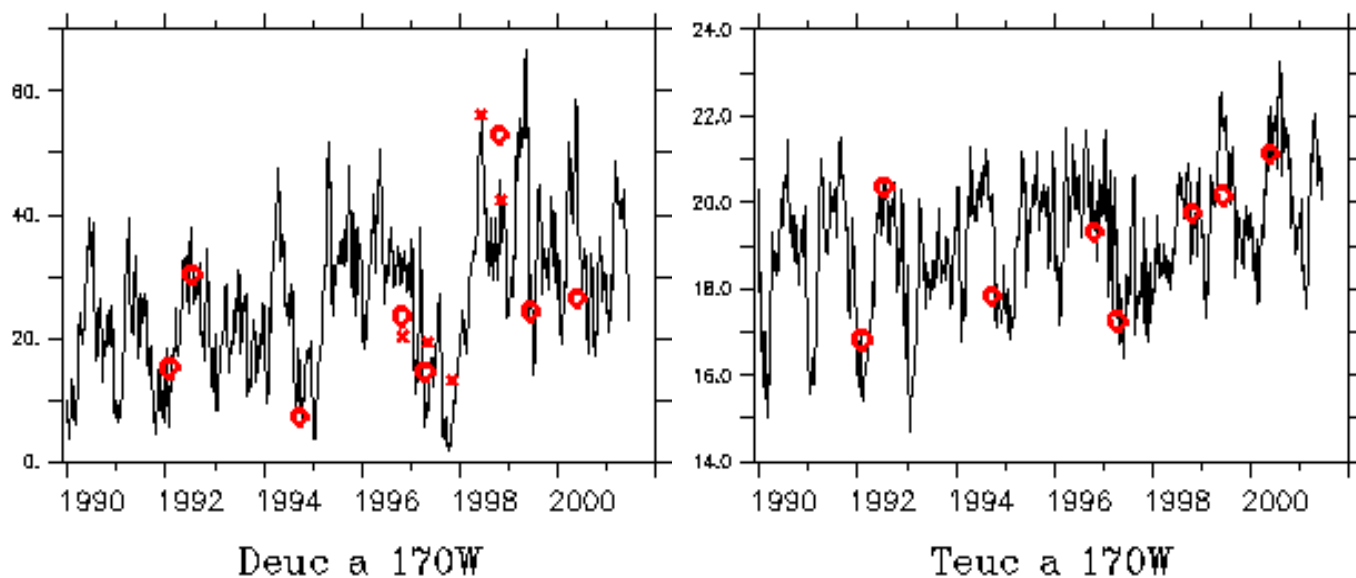


Figure 1.15 : comparaison à 170°W de $D_{EUC/eq} * 300$ km (en Sv, à gauche) et $T_{EUC/eq}$ (en °C, à droite) calculées à partir des données in situ TAO (trait noir) et moyennées tous les 5 jours, à D_{EUC} et $T_{EUC} + 1^{\circ}C$ (on rajoute 1°C pour avoir la meilleure adéquation entre $T_{EUC/eq}$ et T_{EUC}) calculés sur la section méridienne de l'EUC à partir de mesures in situ (croix rouges : données extraites de Johnson et al, 2000 ; cercles rouges : données utilisées dans Johnson et al, 2002).

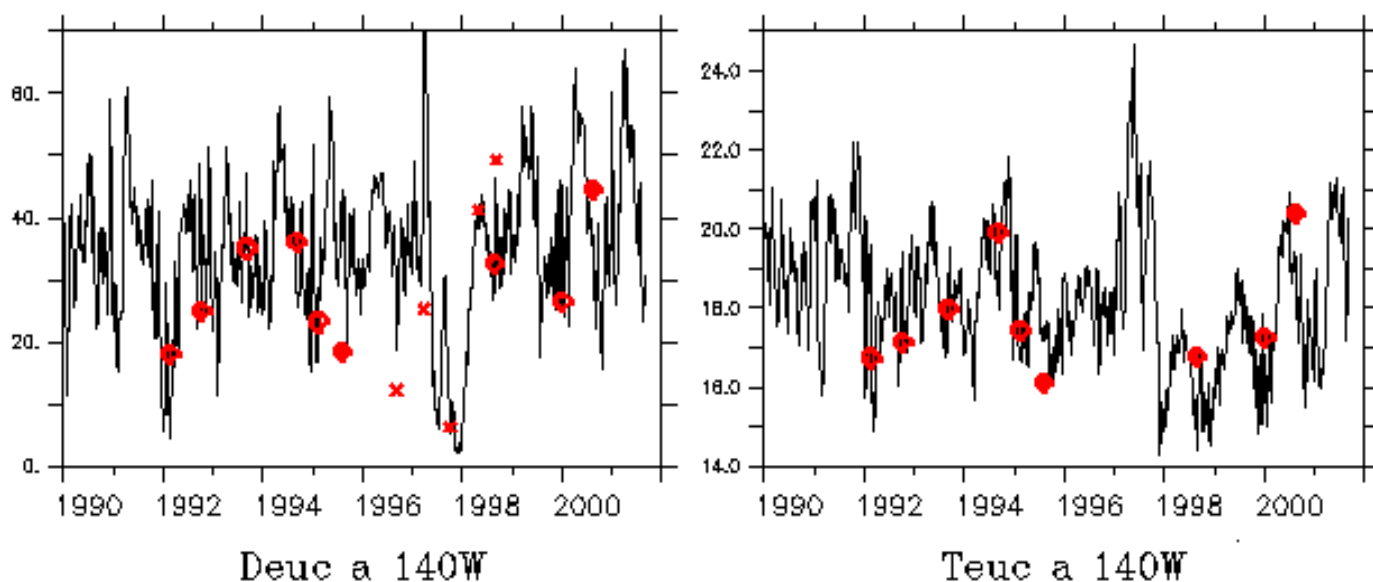


Figure 1.16 : comparaison à 140°W de $D_{EUC/eq} * 270$ km (en Sv, à gauche) et $T_{EUC/eq}$ (en °C, à droite) calculées à partir des données in situ TAO (trait noir) et moyennées tous les 5 jours, à D_{EUC} et T_{EUC} calculés sur la section méridienne de l'EUC à partir de mesures in situ (croix rouges : données extraites de Johnson et al, 2000 ; cercles rouges : données utilisées dans Johnson et al, 2002).

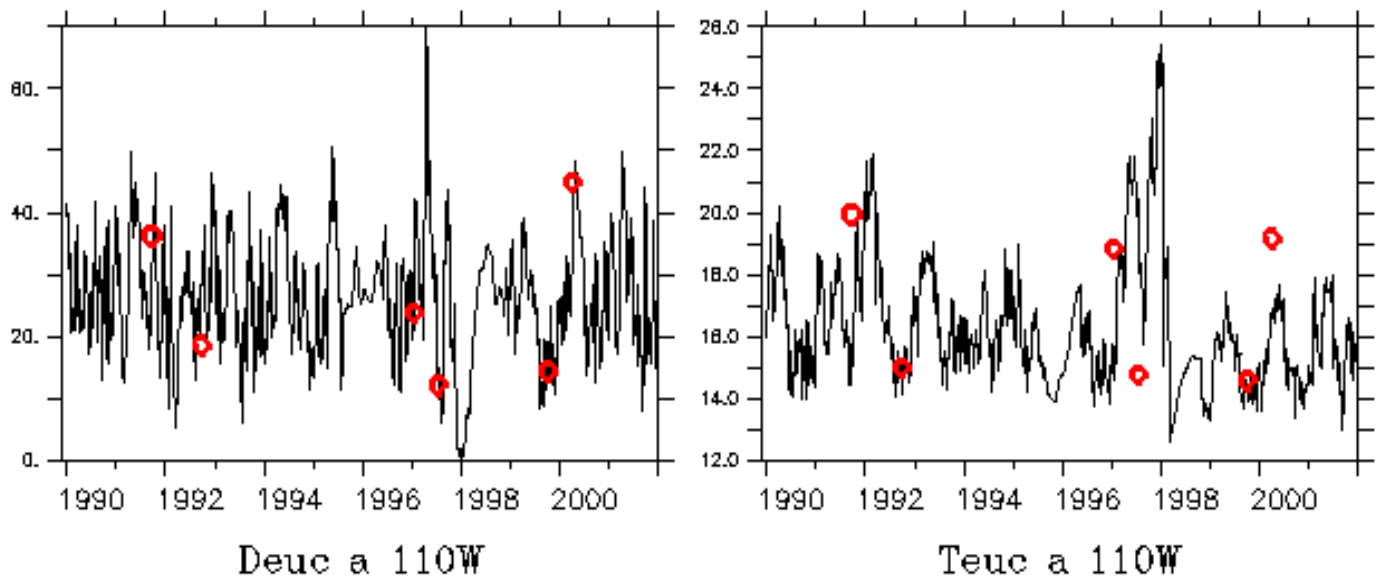


Figure 1.17 : comparaison à 110°W de $D_{EUC/eq} * 250$ km (en Sv, à gauche) et $T_{EUC/eq}$ (en °C, à droite) calculées à partir des données in situ TAO (trait noir) et moyennées tous les 5 jours, à D_{EUC} et T_{EUC} calculés sur la section méridienne de l'EUC à partir de mesures in situ (cercles rouges : données utilisées dans Johnson et al, 2002).

Le débit et la température de l'EUC calculés à l'équateur (trait noir) et ceux calculés sur des sections méridiennes (cercles et croix rouges) sont en très bonne adéquation (Figure 1.15, Figure 1.16, Figure 1.17), malgré la forte variabilité haute fréquence et la différence entre les critères utilisés ici et ceux utilisés par Johnson et al. (2000, 2002). Pour le débit, la largeur multiplicative optimale, qui permet d'avoir la meilleure adéquation entre D_{EUC} et $D_{EUC/eq}$ avec les données in situ, vaut 300 km à 170°W, 270 km à 140°W et 250 km à 110°W. L'extension méridienne de l'EUC décroît donc bien de l'Ouest à l'Est, en accord avec la théorie (cf. 1.3.1.b). Pour les températures de l'EUC, elles sont en bonne adéquation, avec à 170°W un décalage de 1°C entre $T_{EUC/eq}$ (plus chaude) et T_{EUC} , comme dans le modèle où on a pour les moyennes un décalage $T_{EUC/eq} - T_{EUC}$ entre 0,6 et 1,2°C. On ne retrouve pas ce décalage des moyennes des températures aux autres longitudes, contrairement aux simulations.

L'extrapolation méridienne du débit et de la température de l'EUC à partir des données TAO à l'équateur est donc aussi validée par les mesures in situ et ces mesures nous ont permis d'obtenir les largeurs d'extrapolation méridienne pour le débit.

1.3.3 Résultats et validation des caractéristiques de l'EUC dans les simulations

On peut maintenant comparer l'EUC dans les simulations aux séries temporelles des caractéristiques de l'EUC construites à partir des données in situ pour valider l'EUC dans les simulations. Cette comparaison est valable car le modèle n'a été utilisé que de façon très

marginale pour combler les trous. Cette étape de validation est importante pour justifier l'utilisation des simulations dans le chapitre suivant.

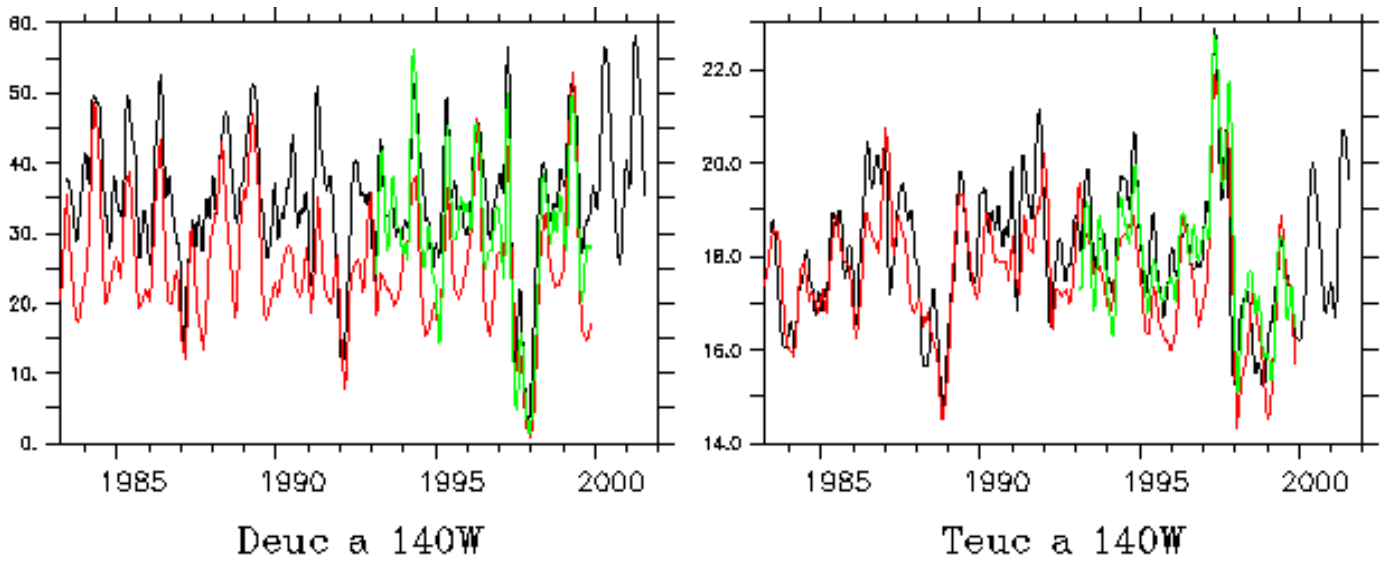


Figure 1.18 : comparaison de D_{EUC} et T_{EUC} des simulations OPA/NCEP (en rouge) et OPA/ERS (en vert) à $D_{EUC/eq} * 270$ km et $T_{EUC/eq}$ des données TAO (en noir) à $140^{\circ}W$. Filtre Hanning 3 mois.

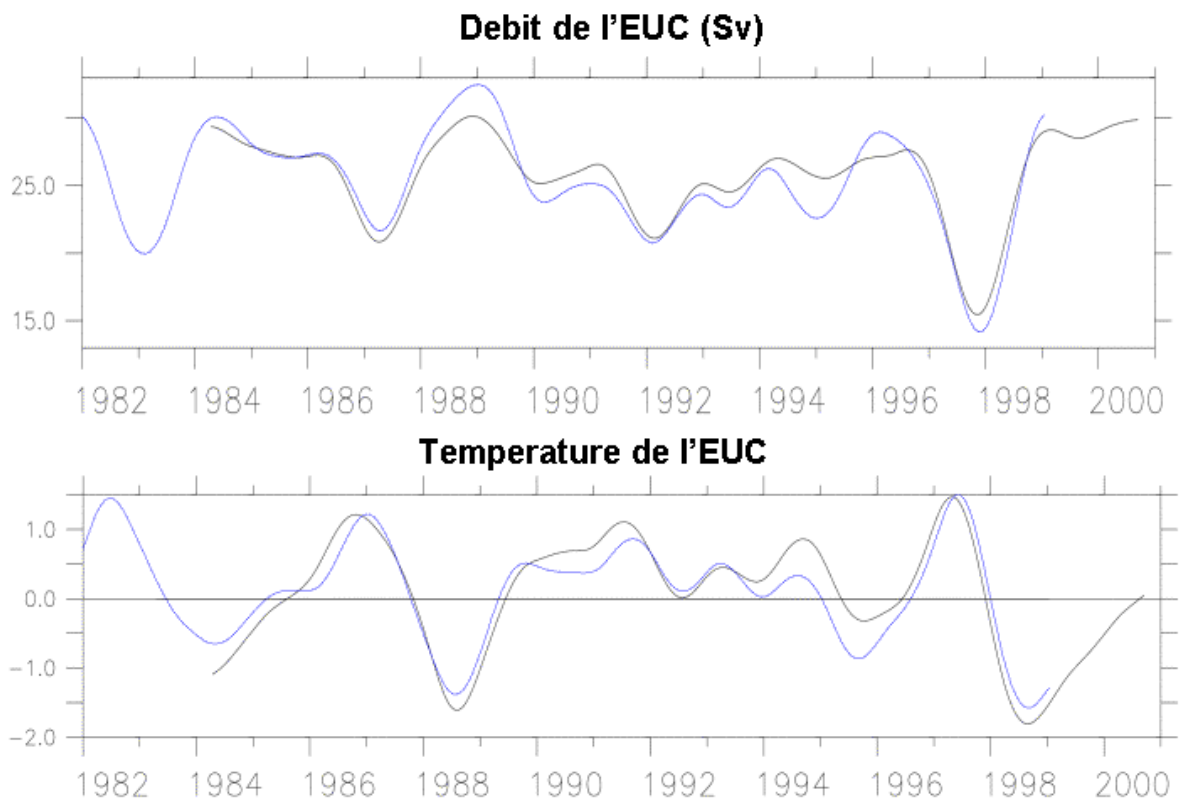


Figure 1.19: comparaison des variations interannuelles de D_{EUC} (Sv, en haut) et l'anomalie de T_{EUC} ($^{\circ}C$, en bas) dans la simulation OPA/NCEP (en bleu) à $D_{EUC/eq} * 200$ km et l'anomalie de $T_{EUC/eq}$ des données TAO (en noir) à $140^{\circ}W$. Filtre Hanning sur 2 ans.

Par exemple, le débit et la température de l'EUC à 140°W sont bien estimés dans les simulations OPA/NCEP (en rouge, Figure 1.18) et OPA/ERS (en vert). L'EUC dans la simulation OPA/ERS est en très bonne adéquation avec les données (en noir), aussi bien en moyenne qu'en variabilité. Par contre, le débit est 25% trop faible dans la simulation OPA/NCEP et la variabilité du débit et de la température est un peu moins réaliste que dans OPA/ERS. Cela montre que pour l'EUC dans le Pacifique central, le modèle OPA est suffisamment bon, et que ce sont les vents NCEP, moins réalistes que les vents satellitaires ERS, qui sont le facteur limitant pour le réalisme de l'EUC dans la simulation OPA/NCEP. L'EUC est bien simulé numériquement grâce à une bonne modélisation de la couche de mélange et de la thermocline (Blanke et Delecluse, 1993) et parce qu'il est une réponse à grande échelle aux forçages atmosphériques et est une valeur intégrée spatialement, ce qui diminue les erreurs sur son estimation numérique. On peut aussi valider la variabilité interannuelle (filtrage Hanning sur 2 ans) de l'EUC dans OPA/NCEP. Ainsi, le débit de l'EUC (en bleu, Figure 1.19) se compare bien au débit à l'équateur multiplié par une largeur d'extrapolation plus faible que celle estimée à partir des données in situ (200 km au lieu de 270 km à 140°W, en noir). De même, la variabilité interannuelle de l'anomalie de température de l'EUC est très bien simulée par OPA/NCEP pour la période 1983-1999 (Figure 1.19).

Pour préciser et quantifier la comparaison modèle-données in situ, on peut se focaliser sur les caractéristiques de l'EUC calculées à l'équateur, qui sont plus directement comparables. A 0°, 170°W et 0°, 140°W, les variabilités des caractéristiques de l'EUC sont très bien simulées par OPA/NCEP, avec de très bonnes corrélations, de l'ordre de 0.8 (Figure 1.20 et Figure 1.21, Tableau 4). Cependant, des biais systématiques sont observés dans le modèle. Dans la simulation OPA/NCEP à 0°, 170°W, le débit à l'équateur doit être multiplié par 1,47 (1,18 dans OPA/ERS) pour se comparer aux données, la température est trop faible de 1,0°C (0,8°C dans OPA/ERS), et la profondeur de l'EUC est moins profonde de 10 m (1 m dans OPA/ERS). Pour le débit, le biais est plus important à l'équateur que sur toute la section méridienne de l'EUC (33% trop faible à l'équateur, 20% trop faible sur toute la section, dans OPA/NCEP à 170°W). Cela peut être relié au biais sur la largeur d'extrapolation qui est plus forte dans les simulations que dans les données in situ (à 170°W, 420 km dans OPA/NCEP, 390 km dans OPA/ERS, et 300 km dans les données in situ). L'EUC est moins fin dans les simulations que dans la réalité. Cela est dû probablement à la résolution méridienne de ORCA2 de 0,5° à l'équateur, à la diffusion latérale de la quantité de mouvement et à la qualité des vents.

A 110°W, l'EUC simulé est par contre beaucoup moins réaliste, surtout en terme de débit, et pour les variations à court-terme, notamment pour le cycle saisonnier. Cela est prévisible puisque le modèle OPA est moins bon à l'Est du Pacifique. On évitera donc de regarder l'EUC trop à l'Est du bassin dans le modèle lorsque l'on fera des bilans de masse et de chaleur. Par contre, la variabilité interannuelle est relativement bonne depuis le début de la série en 1980.

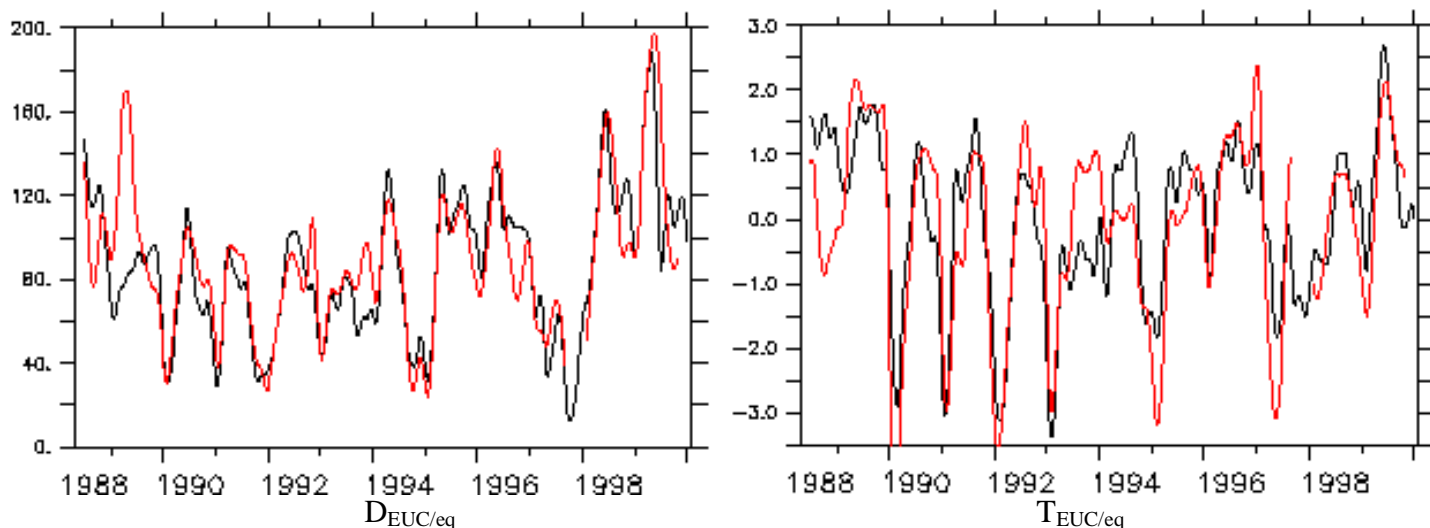


Figure 1.20: comparaison de $D_{EUC/eq} * 1.47$ (à gauche) et de l'anomalie de $T_{EUC/eq}$ (à droite) de la simulation OPA/NCEP (en rouge) avec $D_{EUC/eq}$ (m^2/s) et l'anomalie de $T_{EUC/eq}$ ($^{\circ}C$) des données TAO (en noir) à 170°W. Le facteur 1.47 est le rapport des moyennes pour $D_{EUC/eq}$ des données TAO et du modèle OPA/NCEP. Les moyennes retirées pour $T_{EUC/eq}$ sont 19.2°C pour TAO et 18.2°C pour OPA/NCEP. Filtre Hanning sur 3 mois.

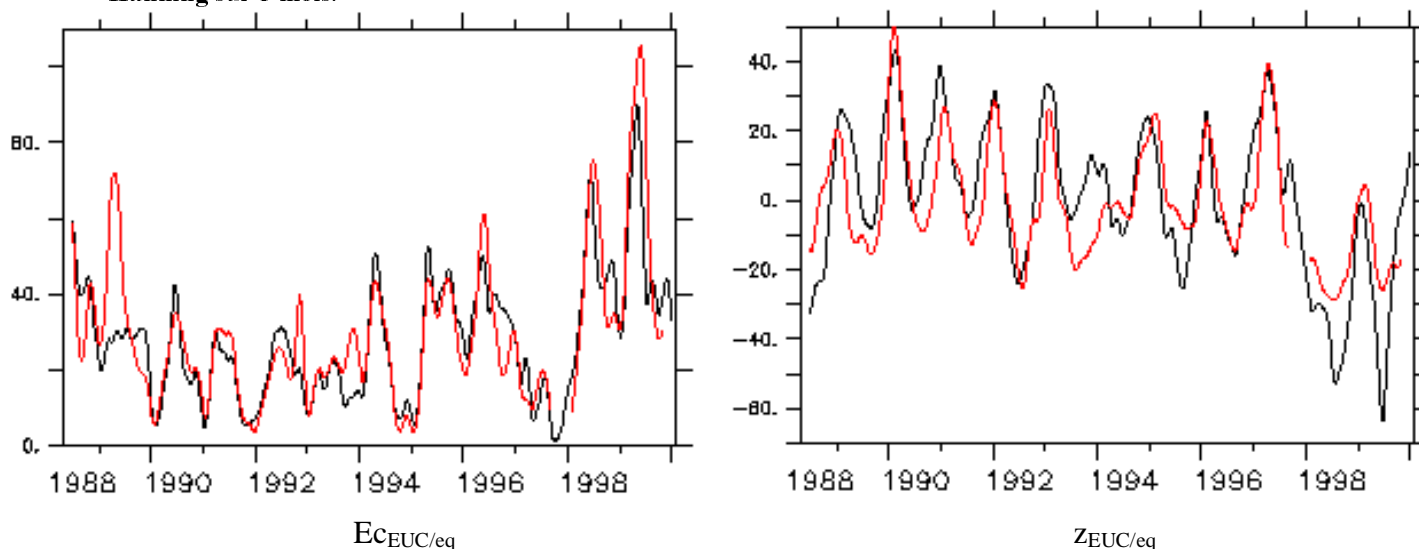


Figure 1.21 : comparaison de $E_{C_{EUC/eq}} * 2.35$ (à gauche) et de l'anomalie de $z_{EUC/eq}$ (à droite) de la simulation OPA/NCEP (en rouge) avec $E_{C_{EUC/eq}}$ ($J/kg/m$) et l'anomalie de $z_{EUC/eq}$ (m) des données TAO (en noir) à 170°W. Le facteur 2.35 est le rapport des moyennes pour $E_{C_{EUC/eq}}$ des données TAO et du modèle OPA/NCEP. Les moyennes retirées pour $z_{EUC/eq}$ sont 164 m pour TAO et 154 m pour OPA/NCEP. Filtre Hanning sur 3 mois.

Tableau 4: corrections appliquées, corrélations (corr.) et écart-types de la différence (rmsdiff.) données TAO-simulation avec corrections appliquées, à l'équateur, à 170°W, 140°W et 110°W. Les corrections indiquées montrent les biais des moyennes simulées et sont appliquées à la simulation OPA/NCEP pour le calcul des écart-types de la différence. Les calculs ont été faits sur les données filtrées avec un filtre Hanning sur 3 mois.

	170°W correction	Corr.	Rmsdiff.	140°W correction	Corr.	Rmsdiff.	110°W correction	Corr.	Rmsdiff.
$D_{EUC/eq}$	*1.47	0.81	21 m ² /s	*1.78	0.81	23 m ² /s	*2.36	0.45	35 m ² /s
$T_{EUC/eq}$	+1.0°C	0.81	0.86°C	-0.9°C	0.79	0.88°C	-1.9°C	0.81	1.43°C
$z_{EUC/eq}$	+10 m	0.80	13 m				+9 m	0.54	18 m
$Ec_{EUC/eq}$	*2.35	0.84	10 J/kg/m				*4.22	0.50	21 J/kg/m

Pour résumer, l'EUC est très bien simulé dans OPA/NCEP dans le Pacifique central, à 170°W et 140°W, surtout en terme de variabilité, sur 1983-1999, avec des biais systématiques que l'on peut estimer grâce aux données et que l'on peut donc éliminer si l'on veut rendre les caractéristiques de l'EUC simulées plus réalistes. Ces biais sont dus principalement pour le débit et l'énergie cinétique à un EUC qui a une extension méridienne trop large dans le modèle, et pour la température et la profondeur de l'EUC à des biais dans la modélisation de la thermocline. A 110°W, l'EUC est beaucoup moins bien simulé pour les variations à court-terme, mais sa variabilité interannuelle est bien simulée par OPA/NCEP depuis 1980. Dans le chapitre 5, on utilisera donc plutôt OPA/NCEP sur la période 1980-1999 pour étudier les variations interannuelles de la circulation océanique dans la bande équatoriale associée à l'EUC, en étant conscient des biais du modèle et de son manque de réalisme à l'Est du Pacifique (cf. chapitre 5).

2 Analyse de la variabilité de l'EUC

Nous allons maintenant nous attacher à la description des caractéristiques de l'EUC estimées à partir des données in situ à l'équateur et à l'analyse de leurs variabilités. On s'intéressera plus particulièrement au débit et à la température de l'EUC, qui sont les grandeurs physiques utiles pour l'étude des flux de masse et de chaleur associés à l'EUC (cf. chapitre 5).

2.1 Description

Avant tout, on peut comparer l'EUC à 170°W, 140°W et 110°W (Figure 2.1).

En moyenne, le débit de l'EUC à l'équateur est plus fort à 140°W ($125 \text{ m}^2/\text{s} \cdot 270 \text{ km} = 34 \text{ Sv}$) qu'à 110°W ($102 \text{ m}^2/\text{s} \cdot 250 \text{ km} = 25 \text{ Sv}$) et qu'à 170°W ($86 \text{ m}^2/\text{s} \cdot 300 \text{ km} = 26 \text{ Sv}$), comme l'énergie cinétique de l'EUC. La température moyenne de l'EUC à l'équateur diminue logiquement de l'Ouest vers l'Est ($19,19^\circ\text{C}$ à 170°W, $18,06^\circ\text{C}$ à 140°W et $16,26^\circ\text{C}$ à 110°W) puisque l'EUC passe progressivement sous la thermocline (cf. chapitre 1, section 2, et Philander, 1990). La profondeur de l'EUC diminue elle-aussi de 164 m à 170°W à 108 m à 110°W, à cause de la remontée de la thermocline. Notons que les moyennes des caractéristiques de l'EUC varient peu si on les calcule sur 1993-1999 au lieu de 1980-1999 (variations inférieures à $3 \text{ m}^2/\text{s}$, 5 J/kg/m , $0,05^\circ\text{C}$ et 2 m). On peut donc comparer les moyennes à l'étude de Johnson et al. (2002) utilisant des sections CTD/ADCP couvrant toute la section méridienne de l'EUC pour la décennie 1990 (Tableau 5).

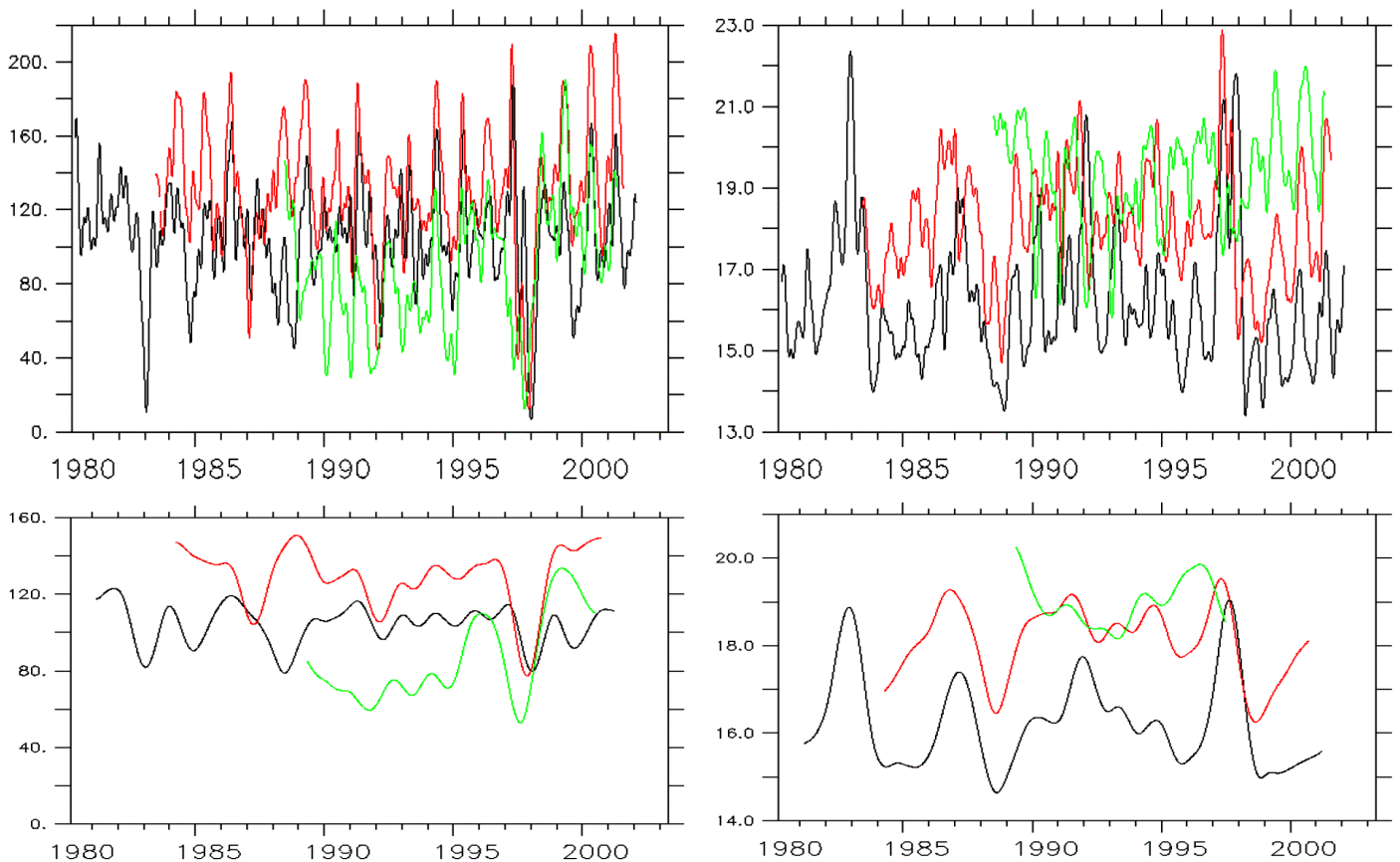


Figure 2.1: $D_{EUC/eq}$ (m^2/s , à gauche) et $T_{EUC/eq}$ ($^\circ\text{C}$, à droite) à 170°W (en vert), à 140°W (en rouge) et à 110°W (en noir) pour les données TAO. Filtres Hanning sur 3 mois en haut et sur 2 ans en bas. La taille des graphiques est ajustée entre les graphiques supérieurs et inférieurs.

Tableau 5: moyennes des caractéristiques de l'EUC. En premier est indiquée la valeur obtenue avec les mouillages TAO à l'équateur. En deuxième est indiquée la valeur de Johnson et al., 2002.

	170°W	140°W	110°W
$D_{EUC/eq} * L / D_{EUC}$ (Sv)	26/30	34/30	25/26
$T_{EUC/eq} / T_{EUC}$ (°C)	19.2/17.8	18.1/17.4	16.3/16.3
$Z_{EUC/eq} / Z_{EUC}$ (m)	164/165	133/130	108/110
$Ec_{EUC/eq} / Ec_{EUC}$ (J/kg/m)	28.0/___	56.5/___	39.9/___

Lorsqu'on regarde les variations du débit et de la température de l'EUC (Figure 2.1), on voit que l'on a une variabilité aussi bien aux échelles intrasaisonnières qu'interannuelles, avec un fort cycle saisonnier, et que la variabilité dépend de la longitude considérée. Les variations interannuelles sont fortes, avec une diminution du débit de l'EUC pendant les évènements El Niño et une température de l'EUC plus froide après un évènement El Niño.

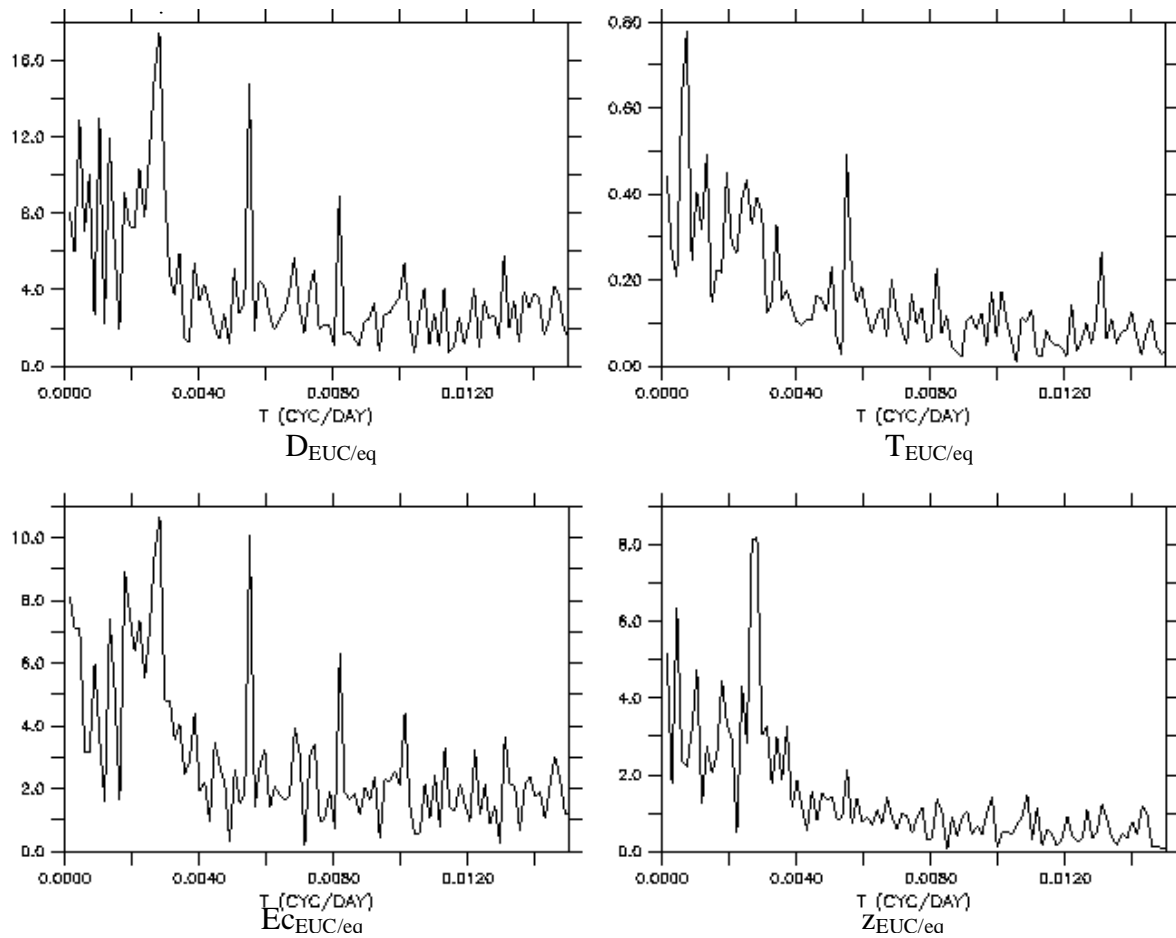


Figure 2.2 : amplitude de la transformée de Fourier en fonction de la fréquence (cycles/jour) des différentes caractéristiques de l'EUC à 0°, 140°W à partir des données TAO. Calcul fait avec les données moyennées tous les 5 jours sur la période 1983-2001.

La transformée de Fourier des différentes caractéristiques de l'EUC, par exemple à 140°W (Figure 2.2), montre les différents pics associés à la variabilité ENSO ($T=3.8$ ans $\Leftrightarrow f=0.7 \cdot 10^{-3}$ cycles/jours), au cycle saisonnier ($\Leftrightarrow f=2.7 \cdot 10^{-3}$ cycles/jours), au cycle semi-annuel ($\Leftrightarrow f=5.5 \cdot 10^{-3}$ cycles/jours) et à la variabilité intrasaisonnière à 120 jours ($\Leftrightarrow f=8.3 \cdot 10^{-3}$ cycles/jours) et à 75 jours ($\Leftrightarrow f=13.3 \cdot 10^{-3}$ cycles/jours). Selon les caractéristiques analysées, les contributions relatives des différentes échelles temporelles à la variabilité totale changent. Ainsi, la variabilité ENSO domine la variabilité de la température de l'EUC à 140°W. Il est intéressant de noter la forte influence sur l'EUC de la variabilité à 120 jours, principalement associée à des ondes de Kelvin de premier et de deuxième mode barocline à cette longitude, avec prédominance du deuxième mode (Cravatte et al., 2003).

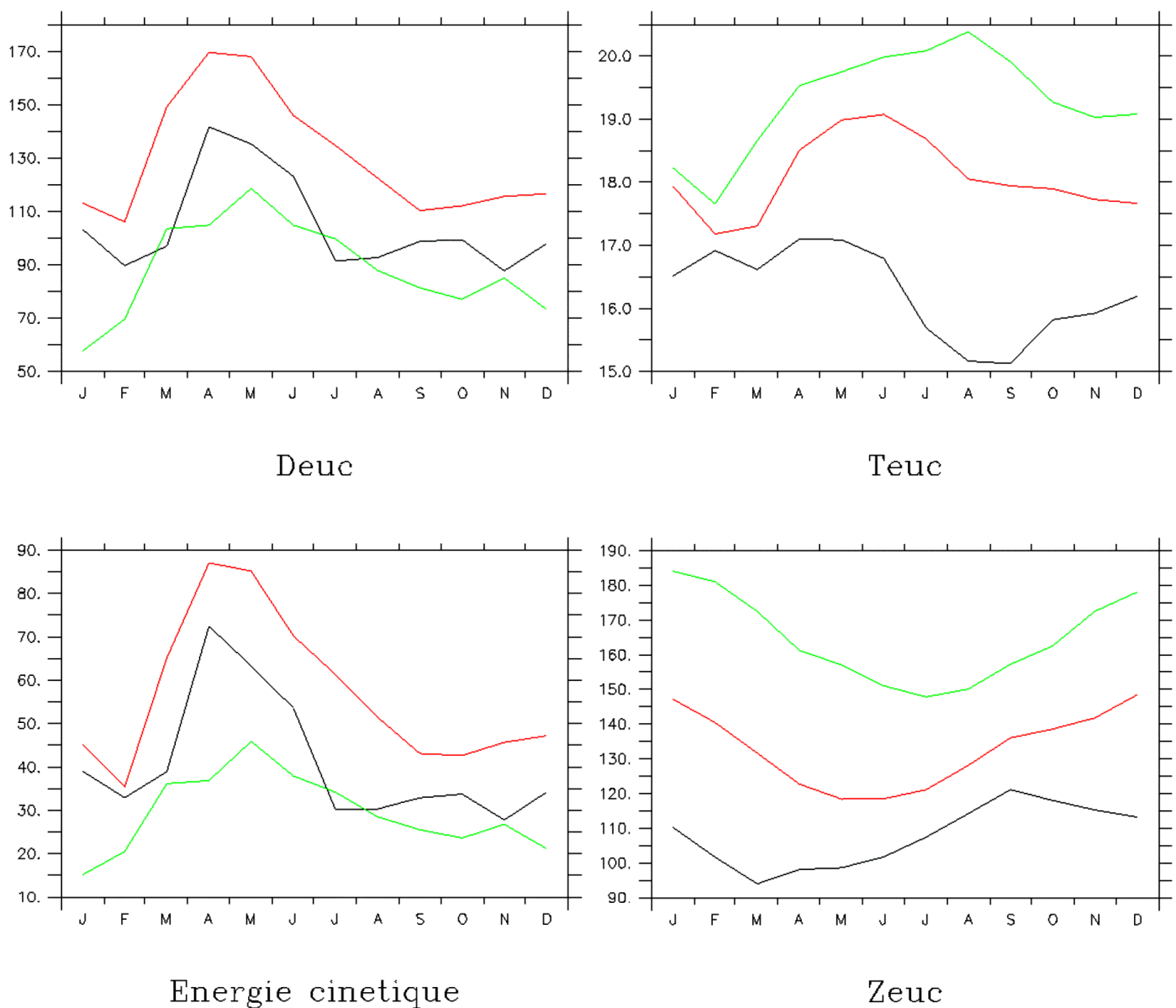


Figure 2.3: cycles saisonniers de D_{EUC} (m^2/s), $E_{c,EUC}$ ($J/kg/m$), T_{EUC} ($^{\circ}C$) et z_{EUC} (m) à l'équateur en fonction de la longitude (170°W en vert, 140°W en rouge et 110°W en noir).

Le cycle saisonnier de l'EUC est très important et l'on retrouve les résultats des études précédentes (entre autre Johnson et al, 2002, cf. chapitre 1). Par exemple, à 0°, 170°W (Figure 2.3), l'EUC est fort de mars à juillet (maxima du débit de 120 m²/s et de l'énergie cinétique de 46 J/kg/m en mai) et faible en automne et hiver boréal, le débit de l'EUC diminuant de moitié (minima du débit de 55 m²/s et de l'énergie cinétique de 15 J/kg/m en janvier). L'EUC est chaud et moins profond en été boréal et inversement en hiver boréal (maximum de température en août de 20.4°C et minimum en février de 17.6°C, minimum de profondeur en juillet de 148 m et maximum en janvier de 184 m). La comparaison des cycles saisonniers en fonction de la longitude est aussi intéressante et l'on voit des différences dans la propagation du cycle saisonnier (Figure 2.3). Les extrema de la température et de la profondeur de l'EUC se propagent vers l'Ouest, avec une vitesse de l'ordre de 1 m/s, comme l'ont observé Johnson et al. (2002). Notons que le sens de propagation est opposé à celui du cycle saisonnier de la thermocline. Ce dernier se propage au contraire vers l'Est le long de l'équateur dans le Pacifique central et Est, dominé par les ondes de Kelvin de mode 1 et 2 (Yu et McPhaden, 1999a). La propagation des cycles saisonniers de T_{EUC} et z_{EUC} vers l'Ouest a donc une cause dynamique différente, probablement la propagation du cycle saisonnier du vent zonal équatorial vers l'Ouest qui cause une propagation du cycle saisonnier de z_{EUC} vers l'Ouest, donc par conséquent de celui de T_{EUC} (cf. section 2.2). Par contre, pour le débit et l'énergie cinétique de l'EUC, on n'observe pas de propagation claire. On ne voit pas la légère propagation de l'EUC vers l'Ouest observée dans les études précédentes et expliquée par la prépondérance des ondes de Rossby pour les variations saisonnières du courant zonal à l'équateur (Yu et McPhaden, 1999a, Johnson et al., 2002).

2.2 Causes physiques de variabilité

On va maintenant étudier les causes physiques de la variabilité des caractéristiques de l'EUC.

2.2.1 Débit

L'EUC est créé dynamiquement par le gradient de pression zonal, créé lui-même par le vent zonal dans la bande équatoriale. Nous avons vu dans la section 1.3.1.b qu'avec une théorie linéaire simple, le débit de l'EUC devrait varier linéairement avec le vent zonal équatorial intégré le long du fetch en régime quasi-stationnaire. On peut donc s'attendre à une

relation directe entre vent zonal et débit, lorsqu'on regarde les variations interannuelles du débit, mais pas pour les échelles de temps trop courtes. Pour comparer le débit de l'EUC estimé à partir des données TAO, au vent zonal, on utilisera les vents ERS sur la période 1993-1999, et les vents de la réanalyse NCEP, qui sont moins réalistes, sur la période 1980-1999.

La comparaison de la variabilité interannuelle du débit et du vent zonal est très bonne, lorsqu'on moyenne le vent zonal sur une région entourant l'équateur et à l'Ouest de la longitude où l'on regarde l'EUC. On peut ainsi estimer le débit de l'EUC par régression linéaire avec la tension de vent zonale. Par exemple, pour le débit à 170°W, la meilleure corrélation (0.96 pour la période 1988-1999) est obtenue lorsque l'on intègre le vent de 120°E à 160°W, à l'équateur (en vert, Figure 2.4). La sensibilité au choix de la région d'intégration est relativement faible. La corrélation est de 0.94 si on moyenne entre 5°N et 5°S (en rouge), et de 0.92 si on intègre seulement de 150°E à 170°W (en bleu). Cela est normal puisque les variations interannuelles du vent zonal dans le Pacifique central ont une structure spatiale assez large en latitude (d'environ 5°S à 5°N et de 160°E à 150°W par exemple pour le mode dominant de covariabilité SST-tension de vent, Mantua et Battisti, 1995, cf. chapitre 5, section 2). De même, à 140°W, le vent zonal et le débit de l'EUC ont des variations interannuelles très bien corrélées, la région optimale d'intégration étant de 170°W à 140°W et de 5°N à 5°S (corrélation : 0.91 sur la période 1983-1999, en vert, Figure 2.5), même si le choix de la région d'intégration est assez souple (corrélation de 0.85 si on intègre de 150°E à 140°W, en rouge). Il est normal de trouver que le fetch du vent qui force les variations interannuelles du débit de l'EUC se trouve plutôt à l'Ouest de la longitude d'étude. Ce sont essentiellement les ondes de Kelvin se propageant vers l'Est qui causent les variations d'intensité de l'EUC, et la variabilité du débit de l'EUC intègre donc toutes les ondes de Kelvin créées à l'Ouest de la longitude d'étude.

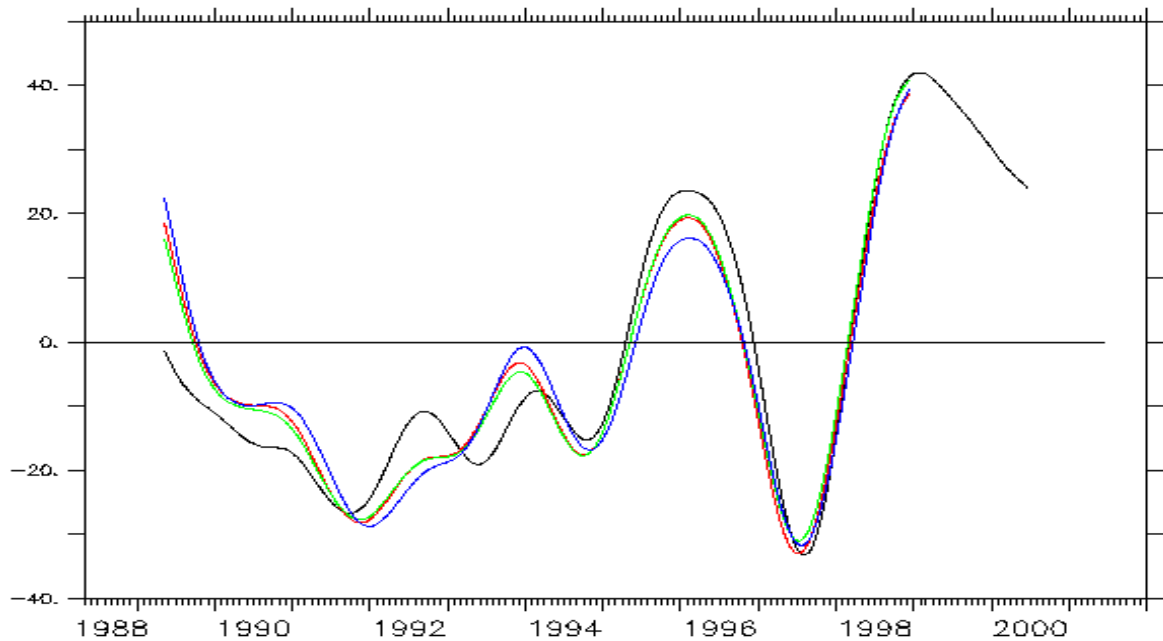


Figure 2.4 : variations interannuelles (filtre Hanning 2 ans) du débit de l'EUC à 0°,170°W à partir des données TAO (en m²/s, en noir) et de la tension de vent zonale intégrée sur différentes régions et multipliée par un facteur pour s'ajuster au débit de l'EUC (voir le texte pour les détails, en vert à l'équateur de 120°E à 160°W, en rouge de 120°E à 160°W et de 5°N à 5°S et en bleu de 150°E à 170°W de 5°N à 5°S).

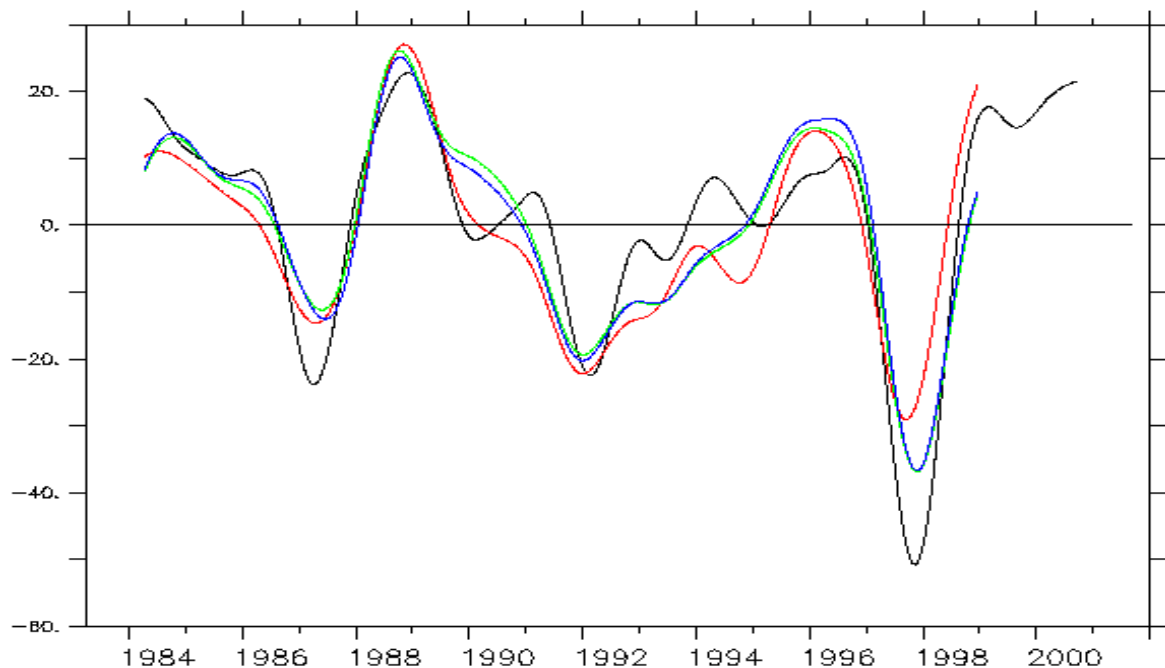


Figure 2.5 : variations interannuelles (filtre Hanning 2 ans) du débit de l'EUC à 0°,140°W à partir des données TAO (en m²/s, en noir) et de la tension de vent zonale intégrée sur différentes régions et multipliée par un facteur pour fitter le débit de l'EUC (voir le texte pour les détails, en rouge de 150°E à 140°W et de 5°N à 5°S, en vert de 170°W à 140°W et de 5°N à 5°S et en bleu de 170°W à 140°W et de 2°N à 2°S).

Cependant, les très bonnes corrélations ne prouvent pas en elles-mêmes que le vent zonal dans le Pacifique central est la cause des variations interannuelles du débit de l'EUC. Ce pourrait être des corrélations fortuites associées aux variations ENSO, puisque le vent zonal dans le Pacifique central est fortement lié à la SST dans l'Est du Pacifique. Il faut donc vérifier que le facteur de proportionnalité entre intégrale de la tension de vent zonale équatoriale sur le fetch et débit de l'EUC est bien comparable à celui de la théorie linéaire ($-2 \cdot 10^{-4}$ Sv/Pa/m). Il s'avère que ce facteur dépend du choix de la plage de longitude que l'on considère être le fetch du vent. Ainsi, à 140°W , en prenant comme largeur d'extrapolation 270 km (cf. section 1.3.2), le facteur varie entre $-6.2 \cdot 0.27 \cdot 10^{-4} = -1.7 \cdot 10^{-4}$ Sv/Pa/m si on intègre entre 170°W et 140°W le vent zonal moyenné sur 5°N - 5°S (région optimale pour la régression linéaire) et $-2.7 \cdot 0.27 \cdot 10^{-4} = -0.73 \cdot 10^{-4}$ Sv/Pa/m si on intègre entre 150°E et 140°W (région la plus étendue sur laquelle la corrélation reste très grande). L'estimation la plus physique est obtenue a priori lorsque l'on prend la région la plus étendue où la corrélation est bonne. A 140°W , elle sera donc d'environ $-0.73 \cdot 10^{-4}$ Sv/Pa/m. De même, à 170°W , l'estimation la plus raisonnable du facteur est d'environ $-1.2 \cdot 10^{-4}$ Sv/Pa/m. Ce facteur est donc de l'ordre de celui prédit par la théorie linéaire. Cette théorie, malgré des approximations très fortes, capture donc bien les mécanismes responsables des variations lentes, interannuelles du débit de l'EUC. Ces variations sont bien causées par le vent zonal dans le Pacifique central, dans la bande 5°N - 5°S .

$$D_{EUC/theorie}(Sv) = -K \times \int_{fetch} \tau_x dx$$

Avec $K = 2 \cdot 10^{-4}$ Sv/Pa/m en théorie et K allant de 0.73 à $1.7 \cdot 10^{-4}$ Sv/Pa/m expérimentalement, selon la zone de fetch considérée.

Par contre, si on regarde la variabilité saisonnière à intra saisonnière, alors débit de l'EUC et vent zonal sont bien moins corrélés, comme on le voit par exemple à 170°W (corrélation de 0.75 avec un filtre Hanning 3 mois au lieu de 0.94 avec un filtre Hanning 2 ans, pour la tension zonale intégrée de 120°E à 170°W et de 5°N à 5°S , Figure 2.6). Cela est normal puisque d'autres mécanismes physiques sont à prendre en compte, notamment la propagation du cycle saisonnier d'Est en Ouest, avec les ondes de Rossby associées qui influencent l'EUC. Ainsi, en enlevant le cycle saisonnier et en ne filtrant qu'avec un filtre Hanning de 9 mois sur la plus courte période 1993-1999 avec les vents ERS, les variations du débit de l'EUC à 170°W dans la simulation OPA/ERS et du vent zonal dans le Pacifique

central à l'Ouest de 170°W sont très proches, avec un facteur de proportionnalité de l'ordre de $1.1 \cdot 10^{-4}$ Sv/Pa/m (Figure 2.10).

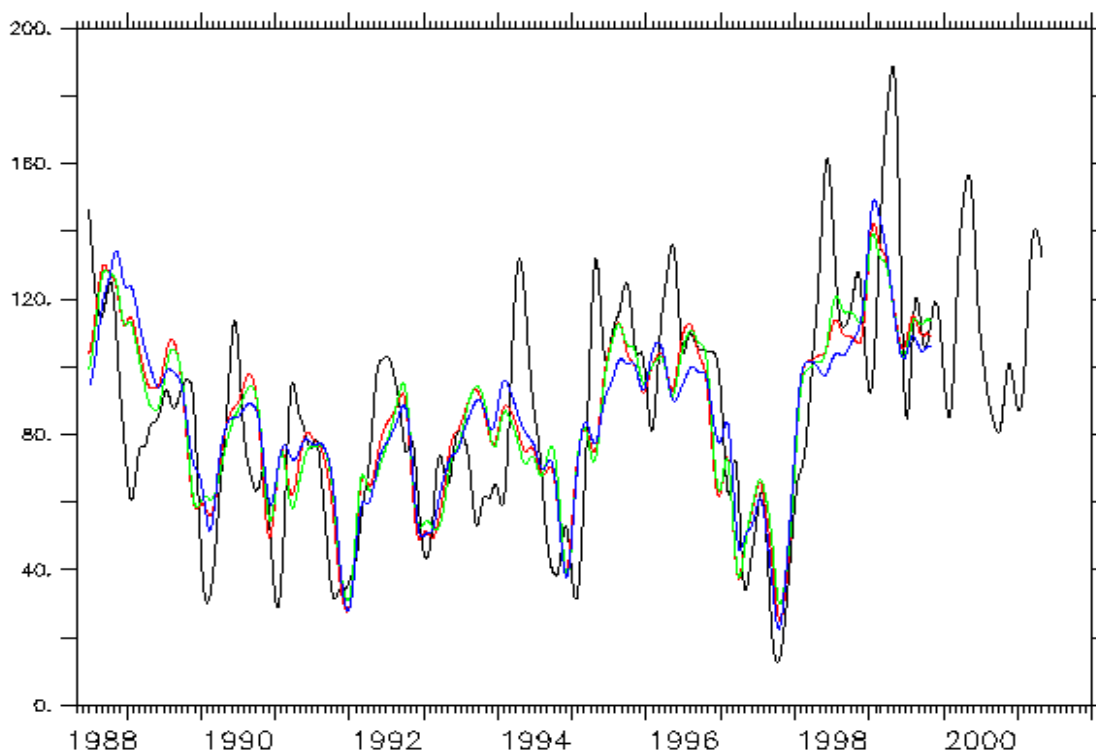


Figure 2.6 : comparaison du débit de l'EUC à 0°,170°W à partir des données TAO (en m^2/s , en noir) aux régressions linéaires à partir de la tension de vent zonale intégrée sur différentes régions (en vert à l'équateur de 120°E à 160°W, en rouge de 120°E à 160°W et de 5°N à 5°S et en bleu de 150°E à 170°W de 5°N à 5°S). Filtre Hanning sur 3 mois.

2.2.2 Température

La température pondérée par le courant zonal de l'EUC peut dépendre de la profondeur de la thermocline et de la profondeur pondérée par le courant zonal de l'EUC. Intuitivement, la variabilité de la température de l'EUC dépendra de la position relative de l'EUC par rapport à la thermocline. Si l'EUC est anormalement en dessous de la thermocline, alors il transportera des eaux plus froides, et inversement. Pour vérifier cette hypothèse, on utilise comme proxy pour la profondeur de la thermocline la profondeur de l'isotherme 20°C notée z_{20} , que l'on calcule à partir des données TAO de T dont les trous ont été comblés. A 0°,170°W, la corrélation de T_{EUC} avec z_{20} ou z_{EUC} est très faible, à toutes les échelles de temps. Par contre, la régression linéaire de T_{EUC} avec la différence $z_{EUC}-z_{20}$ est très bonne, aussi bien pour les variations à court-terme qu'interannuelles, avec une corrélation de 0.96 sur la période 1988-2001 pour les données filtrées avec un filtre Hanning sur 3 mois (Figure 2.7). De plus, le coefficient de régression linéaire vaut $-0.088^\circ C/m = -8.8^\circ C/100$ m, donc de l'ordre

du gradient vertical de température dans la thermocline. Ceci est physiquement raisonnable, et est conforme aux prévisions de la théorie linéaire très simplifiée en terme de structure thermique verticale de l'océan où la température varie linéairement avec la profondeur ($T_{EUC} = -0.088 (z_{EUC}-z_{20}) + T_0$, alors que dans la théorie linéaire : $T_{EUC} = dT/dz * z_{EUC} + T_0$, cf. section 1.3.1.b). Une régression bilinéaire de l'anomalie de T_{EUC} avec les anomalies de z_{EUC} et z_{20} permet de mesurer les importances relatives de z_{EUC} et z_{20} dans la variabilité de T_{EUC} . On retrouve le même résultat physique, puisque les coefficients obtenus pour les anomalies de z_{EUC} et z_{20} sont respectivement $-0.094^\circ\text{C}/\text{m}$ et $0.086^\circ\text{C}/\text{m}$, donc presque opposés, et on retrouve bien $T_{EUC} \sim -0.09 (z_{20}-z_{EUC}) + T_0$.

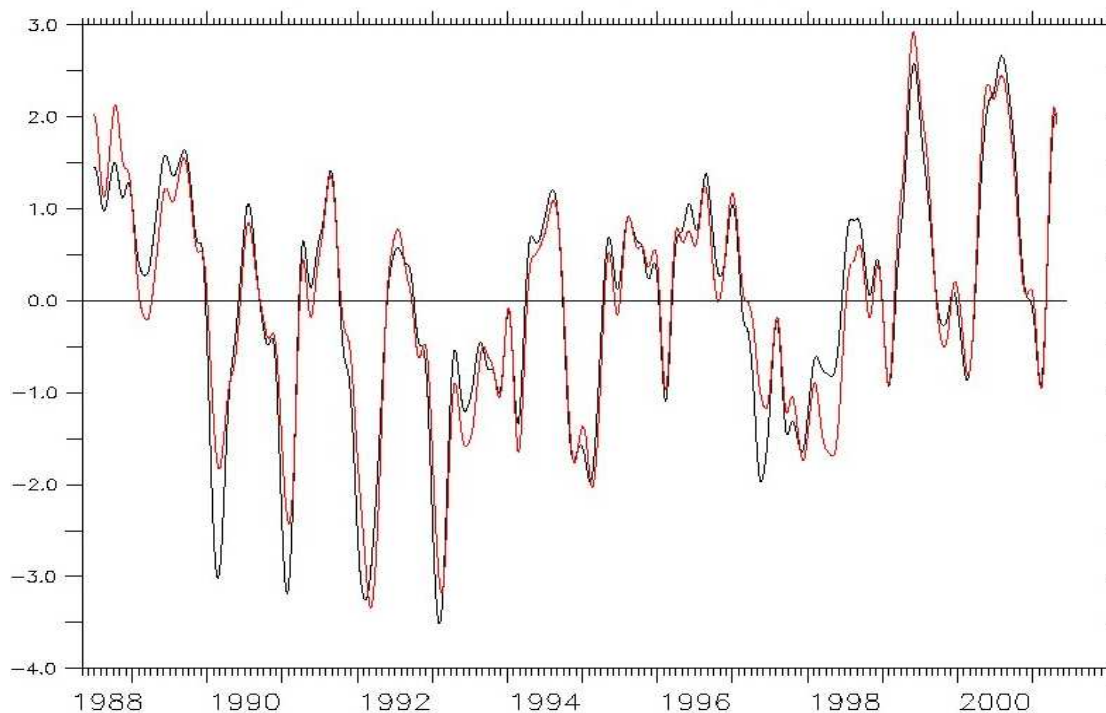


Figure 2.7: comparaison à $0^\circ, 170^\circ\text{W}$ des variations (filtre Hanning 3 mois) de la température de l'EUC (en $^\circ\text{C}$, en noir) à la différence $z_{EUC}-z_{20}$ avec un facteur de régression linéaire de $-0.088^\circ\text{C}/\text{m}$ (en rouge, corrélation : 0.96).

A $0^\circ, 110^\circ\text{W}$, la dynamique est différente, puisque l'EUC et la thermocline sont beaucoup plus proches de la surface, et la température de l'EUC varie principalement en fonction de la profondeur de la thermocline. Il en résulte que la régression linéaire simple avec z_{20} donne de très bons résultats, avec une corrélation de 0.89 sur la période 1980-2001 pour les données filtrées avec un filtre Hanning 3 mois (Figure 2.8).

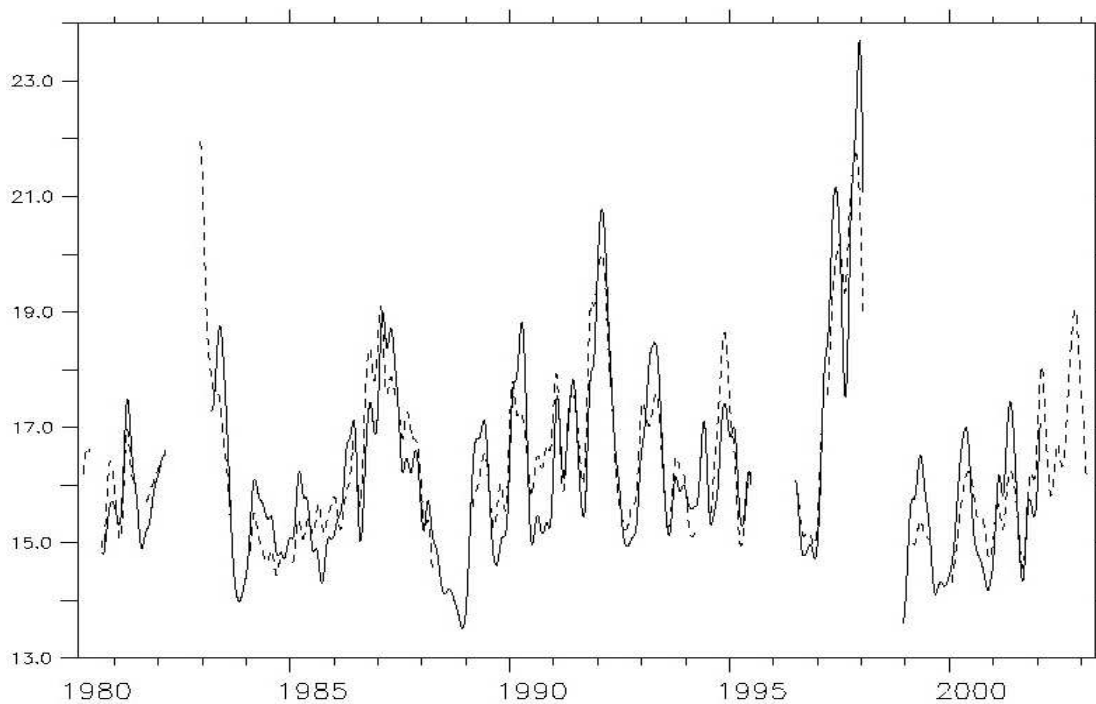


Figure 2.8: comparaison de la température de l'EUC à 0°,110°W à partir des données TAO (en °C, en trait plein) à la régression linéaire à partir de la z_{20} (en pointillés, coefficient de régression : 0.063°C/m, corrélation : 0.89). Filtre Hanning 3 mois.

La température pondérée par le courant zonal de l'EUC, très importante pour connaître les flux de chaleur associés à l'EUC, dépend donc de la profondeur de la thermocline et de la profondeur de l'EUC, donc indirectement du vent local et du vent sur toute la bande équatoriale.

2.2.3 Profondeur

La profondeur de l'EUC peut dépendre de nombreux paramètres, comme la profondeur de la couche de mélange, la tension de vent zonale, l'EUC étant dû essentiellement au gradient de pression zonale, qui est en compétition avec la friction créée par la tension de vent zonale (cf. chapitre 1).

Une étude sur la période 1988-1999 avec les données TAO et les vents NCEP permet de préciser les causes de la variabilité de la profondeur de l'EUC. La profondeur de l'EUC (en noir, Figure 2.9) est corrélée positivement avec la z_{20} à 170°W (corrélation: 0.78, en vert), ce qui est prévu par la théorie, l'EUC suivant plus ou moins la thermocline. Mais la profondeur de l'EUC est aussi bien corrélée avec la tension de vent zonale équatoriale dans le Pacifique Ouest (corrélation maximale obtenue pour la région 120°E-170°E et 5°N-5°S : 0.79, en bleu).

Si le vent est anormalement vers l'Est, alors l'EUC est plus profond. Cette relation est difficile à interpréter physiquement. La z_{20} et la tension de vent zonale équatoriale dans le Pacifique Ouest sont relativement indépendantes (corrélation entre eux : 0.63). La régression bilinéaire avec les anomalies de ces 2 grandeurs donne une très bonne estimation de la profondeur de l'EUC avec une corrélation de 0.87 (en rouge).

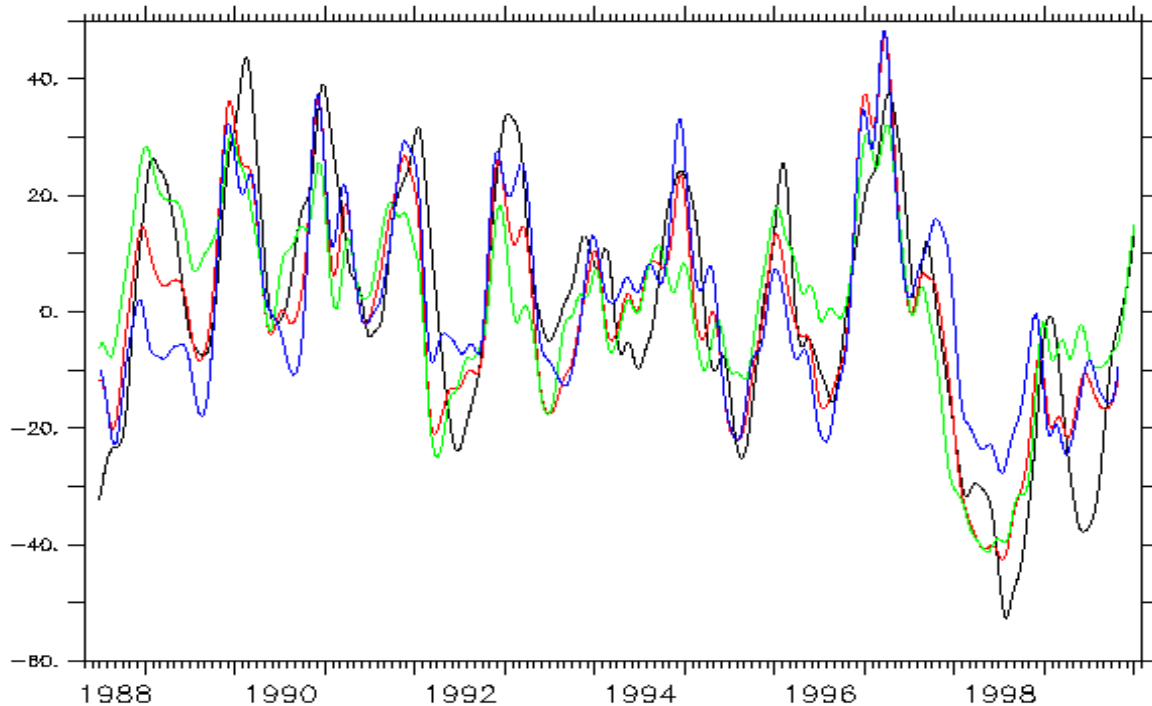


Figure 2.9: estimations de l'anomalie de la profondeur de l'EUC à 170°W (en m, en noir), soit par régression linéaire avec z_{20} (en vert, corrélation=0.78) ou avec la tension de vent zonale sur 120°E-170°E/5°N-5°S (en bleu, corrélation= 0.79), soit par régression bilinéaire avec les anomalies de ces 2 grandeurs (en rouge, corrélation=0.87). Par convention, l'anomalie est positive quand l'EUC est plus profond. Filtre Hanning sur 3 mois.

2.3 Remarques

Nous avons vu précédemment que le débit de l'EUC est très bien corrélé à la tension de vent zonale dans le Pacifique central pour les échelles interannuelles. Or, celle-ci est elle-même liée à la SST dans le Pacifique Est (Figure 2.10), donc à la variabilité ENSO. Lors d'un évènement El Niño, l'EUC diminue fortement, et peut même disparaître lors des évènements forts, comme ce fût le cas fin 1982 et fin 1997, et inversement lors d'un évènement La Niña. Associé à cette baisse de l'EUC, l'apport d'eaux froides extra-équatoriales vers la zone d'upwelling à l'Est du Pacifique diminue. Nous avons aussi vu que la température de l'EUC

dépendait fortement de la profondeur de la thermocline et de la position relative de l'EUC par rapport à la thermocline. Avant un évènement El Niño, la thermocline est plus profonde dans le Pacifique central grâce au mécanisme de recharge de toute la bande équatoriale (cf. chapitre 1) et la température de l'EUC est plus chaude, et inversement juste après un évènement El Niño. Dans le prochain chapitre, on s'intéressera aux conséquences des variations de débit et de température de l'EUC sur les bilans de masse et de chaleur du Pacifique équatorial, et les liens avec la variabilité ENSO.

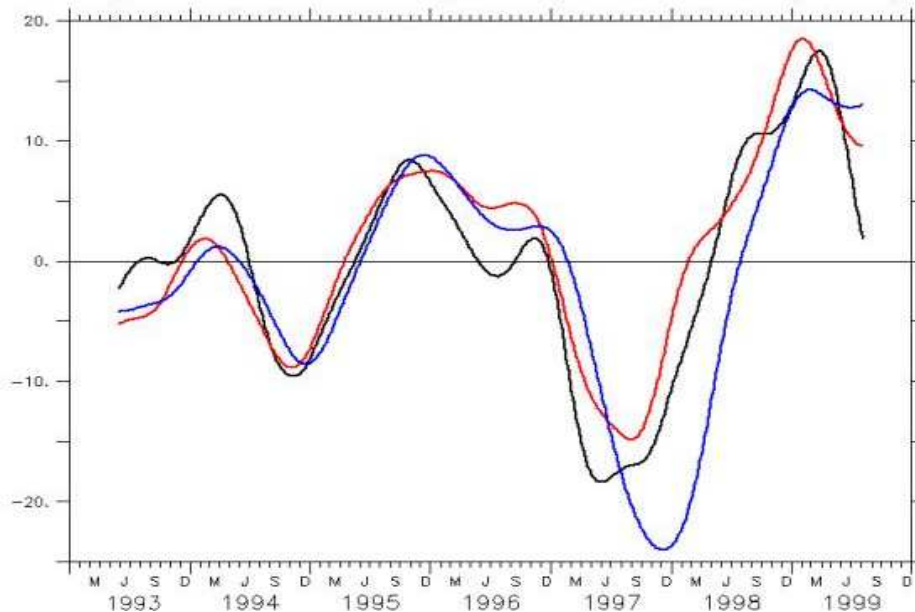


Figure 2.10: comparaison des variations interannuelles (cycle saisonnier 1993-1996 enlevé et filtre Hanning 9 mois) du débit de l'EUC dans OPA/ERS à 170°W (en Sv, en noir), de la tension de vent ERS zonale intégrée de 150°E à 170°W et de 5°N à 5°S (inversée, en rouge) et de la SST de Nino 3.4 dans OPA/ERS (inversée, 10=-1°C, en bleu).

CHAPITRE 5 : VARIABILITE DE LA CIRCULATION TROPICALE, CONSEQUENCES SUR LES ECHANGES DE MASSE ET DE CHALEUR DANS LE PACIFIQUE TROPICAL

Les différentes théories d'El Niño (chapitre 1, section 1) soulignent l'importance de la SST du Pacifique Est et de la paramétrisation de l'upwelling équatorial dans les modèles théoriques d'ENSO pour quantifier la rétroaction positive du système couplé, mais aussi le rôle important du contenu thermique de toute la bande équatoriale du Pacifique pour le déclenchement d'El Niño, avec le mécanisme de recharge-décharge. Nous avons de plus vu que le Pacifique équatorial est connecté aux régions extra équatoriales par les cellules de circulation méridienne, les STCs et TCs. Celles-ci alimentent l'upwelling équatorial par l'intermédiaire de l'EUC. On s'attachera dans ce chapitre à étudier la variabilité de cette circulation et ses conséquences sur les bilans de chaleur du Pacifique équatorial. Les liens avec les visions simplifiées des modèles théoriques d'ENSO sera discutée.

Nous allons utiliser principalement la simulation OPA/NCEP, que l'on comparera parfois à la simulation OPA/ERS, pour analyser la circulation dans la bande équatoriale associée à l'EUC et aux cellules de circulation méridienne. Nous avons vu dans le chapitre précédent que l'EUC et sa variabilité étaient très bien simulés depuis environ 1980, sauf dans l'extrême Est du Pacifique équatorial. On utilisera donc le modèle avant tout sur la période 1980-1999. On commencera par étudier la circulation moyenne des cellules de circulation méridienne, pour pouvoir définir la convergence dans la pycnocline et la divergence en surface, mais aussi pour définir l'upwelling équatorial. Puis on analysera les variabilités interannuelles de la convergence dans la pycnocline, de la divergence en surface, de l'upwelling équatorial et du SEC, et on comparera leurs variabilités à celle de l'EUC. Ensuite, on s'intéressera aux conséquences de ces variabilités, en débit et en température pondérée par le transport, sur les bilans de masse et de chaleur du Pacifique équatorial. Au fil de ce chapitre, on étudiera aussi la variabilité à long-terme de la circulation tropicale sur les 50 ans de la simulation OPA/NCEP. Même si les tendances sur 50 ans semblent surestimées, leur étude permettra de s'interroger sur certains mécanismes physiques liés à la variabilité décennale du Pacifique tropical.

1 La circulation moyenne associée aux échanges méridiens dans les simulations

1.1 Les cellules de circulation simulées dans le Pacifique tropical

Les cellules de circulation méridienne ont d'abord été mises en évidence dans des modèles en couches (chapitre 1, section 2). Dans un OGCM tel que OPA forcé par des flux interannuels, leur définition devient plus délicate, les couches n'étant plus clairement définies et la circulation n'étant plus stationnaire. Il faut donc d'abord étudier la circulation moyenne pour pouvoir distinguer STCs et TCs, et définir l'upwelling équatorial.

1.1.1 Les STCs, TCs et l'upwelling équatorial

Dans le chapitre 3, le tracé des trajectoires de masses d'eau dans le modèle OPA, aussi bien climatologiques qu'incluant la variabilité interannuelle, a mis en évidence de manière lagrangienne la circulation tri-dimensionnelle des STCs. Pour avoir une vue eulérienne simplifiée en deux dimensions des STCs et TCs, on peut regarder les courants méridiens et verticaux intégrés zonalement sur tout le bassin (Figure 1.1). On observe bien la divergence en surface et la convergence en profondeur, avec un downwelling principalement diapycnal associé aux TCs entre 2° et 5° aussi bien au sud qu'au nord, et l'upwelling équatorial entre 2°S et 2°N. Les isopycnes à 170°W ont été mises à titre indicatif, puisque la moyenne zonale de la densité potentielle donnerait une vision biaisée. Les vitesses verticales positives observées entre 5°N et 9°N correspondent plutôt à une remontée des eaux isopycnales. Cependant, l'interprétation de cette figure ne doit pas être poussée trop loin et montre juste de manière qualitative la circulation méridienne. Contrairement aux modèles simplifiés en couche, on ne peut estimer les TCs aisément dans un OGCM. Ainsi, la vision intégrée en longitude est problématique, et peut changer si l'on intègre zonalement le long des isopycnes, les TCs pouvant alors fortement diminuer (Hazeleger et al., 2000). Cependant, l'intégration le long des isopycnes est elle-aussi discutable. Ici, on ne s'intéressera qu'à une description simplifiée des TCs, puisque par la suite, on s'intéressera plutôt à la variabilité des transports (en régime non-stationnaire, le concept de cellule de circulation a moins de sens).

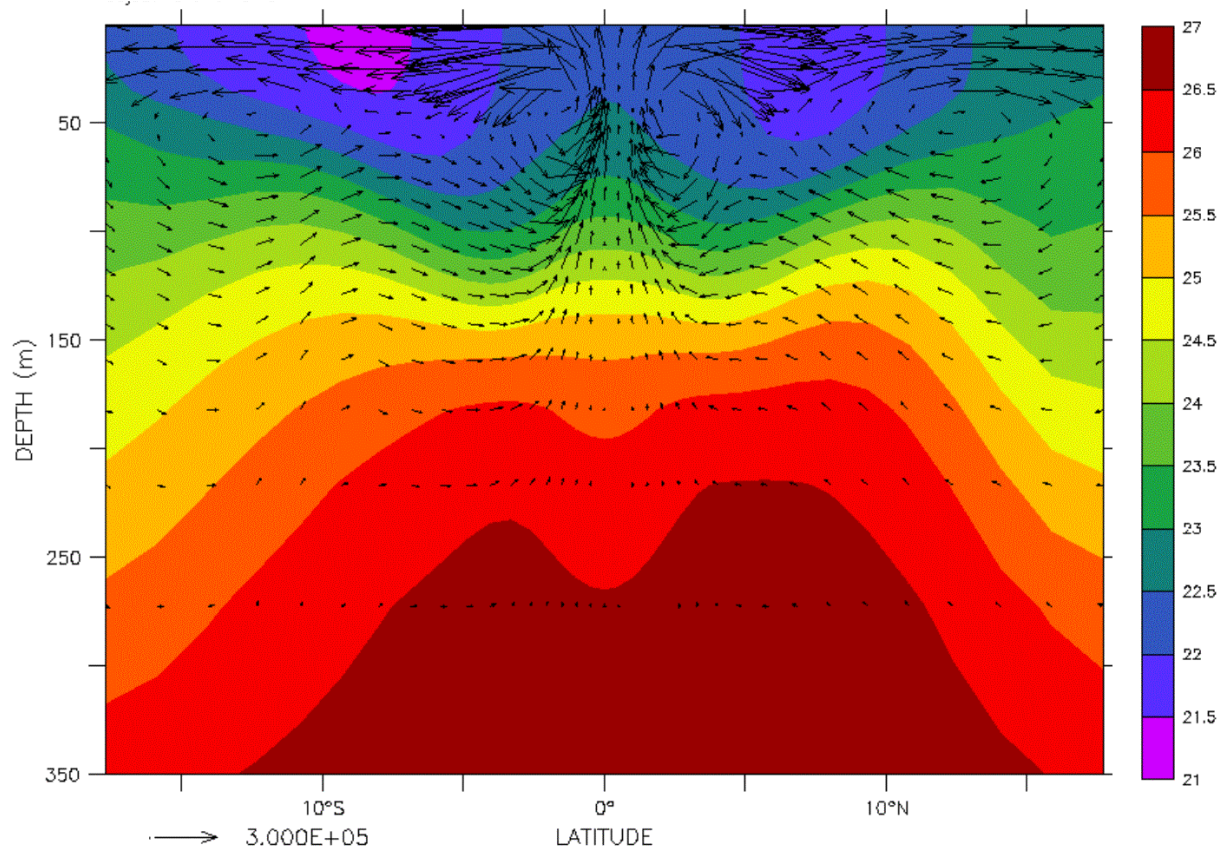


Figure 1.1: coupe méridienne représentant la circulation méridienne entre 18°N et 18°S dans OPA/NCEP. Les courants méridiens et verticaux intégrés de l'Ouest à l'Est du Pacifique sont représentés par des flèches noires (en m^2/s) et la densité potentielle à 170°W a été rajouté en couleurs à titre indicatif (en kg/m^3). L'orientation des flèches a été ajustée au rapport des échelles latitudinale et verticale. Moyennes sur 1980-1999.

Pour quantifier les transports associés à l'upwelling équatorial et aux downwellings dus aux TCs, on peut intégrer zonalement la vitesse verticale à 40 m, puis l'intégrer méridiennement pour avoir les transports associés aux upwelling et downwelling (Figure 1.2). La profondeur de 40 m a été choisie car c'est la profondeur où le downwelling associé aux TCs est le plus fort. Si l'on se place plus en profondeur, on sous-estime les TCs, mais pas l'upwelling total entre 9°N et 9°S. La profondeur optimale varie relativement peu selon la longitude, et cela rend légitime l'intégration à une profondeur fixée pour avoir une vision approchée des TCs. Le profil du transport vertical en fonction de la latitude montre bien le fort upwelling équatorial et les downwelling hors équateur associés aux TCs. On retrouve les résultats de Johnson (2000), qui calcule la divergence des courants à 15 m à partir des données de bouées dérivantes, pour estimer la vitesse et le transport verticaux en bas de la couche de mélange (Figure 1.3).

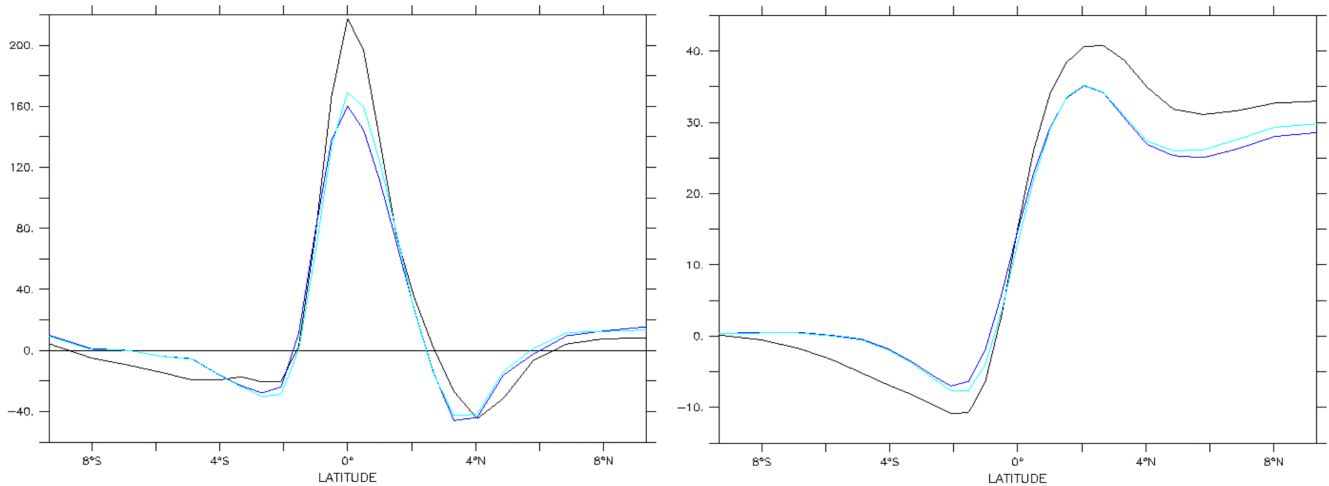


Figure 1.2 :étude des transports verticaux moyens à 40 m dans OPA/ERS (en noir, moyenne sur 1993-1999) et OPA/NCEP (moyenne sur 1993-1999 en bleu foncé, moyenne sur 1980-1999 en bleu clair). A gauche, le courant vertical est intégré zonalement (unités : m^2/s) de l'Ouest à l'Est du Pacifique. Il est ensuite intégré méridiennement à partir de 9°S (à droite, unités : Sv).

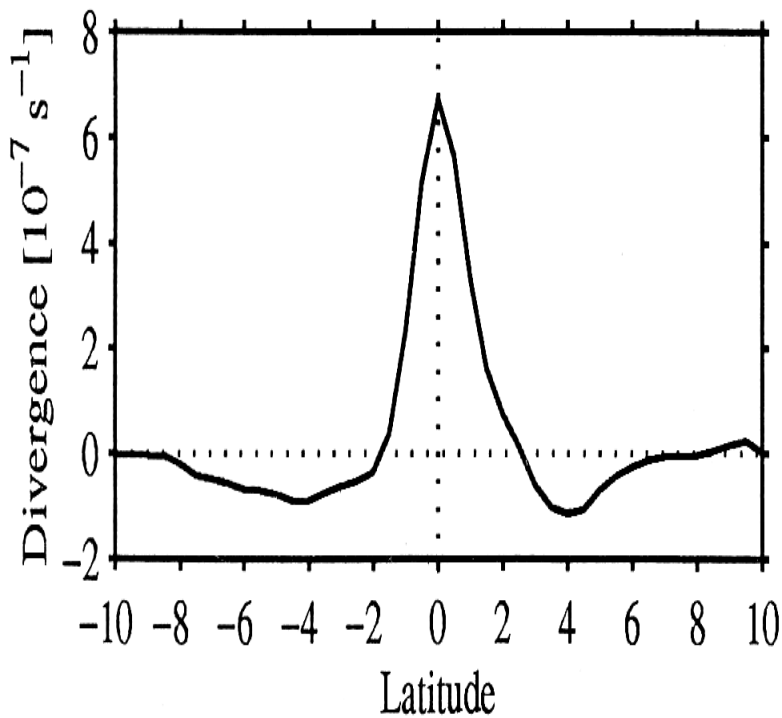


Figure 1.3 : divergence moyenne dans la couche de surface moyennée zonalement de 165°E à 85°W , entre 10°N et 10°S , calculée à partir des déplacements des bouées dérivantes (Johnson et al., 2001). En supposant une profondeur moyenne de la couche de surface de 30 m, une divergence de 10^{-7} s^{-1} correspond à un transport vertical par unité de latitude de $37 \text{ m}^2/\text{s}$. Le maximum à l'équateur de $6 \cdot 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ est donc comparable au maximum de $220 \text{ m}^2/\text{s}$ dans OPA/ERS et supérieur à celui de $160 \text{ m}^2/\text{s}$ dans OPA/NCEP (cf. figure au dessus, les figures ont des tailles ajustées pour que les unités se correspondent).

Quantitativement, on remarque qu'il y a peu de différence entre les moyennes sur 1993-1999 ou sur 1980-1999 dans OPA/NCEP. Par contre, l'impact des vents utilisés pour forcer la simulation est fort. La simulation OPA/ERS a ainsi un upwelling à l'équateur plus important que OPA/NCEP. En intégrant des bords Ouest aux bords Est, à 40 m de profondeur, on obtient pour la période 1993-1999 dans OPA/ERS (OPA/NCEP) un upwelling équatorial de 2°S à 2°N de 53 Sv (41 Sv), un downwelling au Sud de 11 Sv (8 Sv) entre 2°S et 9°S et de 11 Sv (8 Sv) au Nord entre 2°N et 6°N, et un faible upwelling de 2 Sv (2 Sv) entre 6°N et 9°N. Ainsi, on peut avoir une estimation du transport associé aux TCs de 11 Sv (8 Sv) au Sud et de 11-2=9 Sv (6 Sv) au Nord. L'upwelling équatorial total de 9°N à 9°S donne une mesure du transport associé aux STCs. Il est de 33 Sv dans OPA/ERS sur 1993-1999 (29 Sv dans OPA/NCEP sur 1990-1999). Il est donc comparable à l'estimation de McPhaden et Zhang (2002) de $35 \text{ Sv} \pm 5 \text{ Sv}$ sur la période 1990-1999. En intégrant entre 165°E et 85°E, on peut comparer les simulations aux résultats de Johnson (2000). Il trouve une valeur approchée de 50 Sv pour l'upwelling équatorial entre 2°N et 2°S, très comparable à la moyenne dans OPA/ERS de 49 Sv sur la même région à 40 m. Dans OPA/NCEP, l'upwelling sur la même région est un peu plus faible, avec une valeur de 40 Sv sur la dernière décennie. On peut de même comparer sur la période 1993-1999 l'upwelling à 50 m de 31 Sv dans OPA/ERS (28 Sv dans OPA/NCEP) sur la région 165°E-95°W et 5°N-5°S à l'estimation de la divergence horizontale au dessus de 50 m sur la même région et la même période faite par Meinen et al. (2001b) de 30 Sv. Le transport vertical dans la bande équatoriale est donc très réaliste en moyenne dans la simulation OPA/ERS, mais est un peu sous-estimé dans OPA/NCEP, surtout l'upwelling entre 2°N et 2°S et les downwellings associés aux TCs, l'upwelling total entre 9°N et 9°S étant plus réaliste. Les vents ERS satellitaires, mieux résolus spatialement que les vents issus de la réanalyse NCEP, permettent donc de mieux modéliser la circulation complexe proche de l'équateur. Le modèle OPA simule donc bien les transports associés à la circulation équatoriale et les vents NCEP sont la principale cause des erreurs sur les estimations quantitatives des transports de masse dans le Pacifique tropical.

Une étude de la variation des transports verticaux à 40 m en fonction de la longitude montre que l'upwelling équatorial se trouve surtout à l'Est de 170°W (30 Sv de l'Ouest à l'Est du bassin, 26 Sv à l'Est de 170°W, sur 1980-1999 dans OPA/NCEP). Remarquons que les TCs sont proches de l'équateur : même si le transport vertical est négatif entre 9°S et 2°S et entre 2°N et 6°N, il est en partie dû hors équateur à un transport isopycnal et le transport diapycnal est négatif sur une région plus proche de l'équateur, comme le montrent les études précédentes (Lu et al., 1998, Hazeleger et al., 2000). L'estimation simplifiée des transports

associés aux TCs doit être distinguée du calcul de Sloyan et al. (2003) qui à l'aide de données in situ, calculent les transports verticaux diapycnaux par boîtes et en déduisent des estimations des TCs entre 170°W et 95°W de 13 ± 14 Sv au Nord et de 21 ± 11 Sv au Sud.

Remarquons que l'upwelling équatorial total à l'Est de 170°W entre 9°N et 9°S (26 Sv dans OPA/NCEP) est en moyenne presque égal au débit de l'EUC dans le Pacifique central (à 170°W, 28 Sv dans OPA/ERS, 24 Sv dans OPA/NCEP et 30 Sv dans les données in situ de Johnson et al., 2002). Cela est normal puisque l'EUC apporte la majeure partie des eaux upwellant dans la bande équatoriale et que l'upwelling équatorial à l'Est est alimenté dans une bien moindre mesure par les Tsuchiya jets (de l'ordre de 14 Sv dans les observations, mais beaucoup plus faibles dans le modèle) qui contribuent notamment à la circulation interocéanique (chapitre 1, section 2) et à des cellules de circulation en sub-surface (Marin et al., 2002). Notons que l'EUC est aussi alimenté par les TCs, surtout à l'Est de 170°W (alimentation de l'ordre de 7 Sv dans le modèle en couches de Lu et al., 1998).

1.1.2 Choix des latitudes d'étude

Par la suite, on ne s'intéressera pas à distinguer les variabilités des TCs et des STCs, dont les définitions n'ont plus vraiment de sens en régime non-stationnaire. Les diverses branches des STCs n'ont des transports identiques qu'en régime stationnaire, donc pour les basses fréquences. Par exemple, pour estimer les STCs en régime non-stationnaire, on peut soit calculer l'upwelling équatorial sur une large bande de latitude (comme le font Kleeman et al., 1999), soit la convergence dans la pycnocline, soit la divergence en surface, avec un choix des latitudes assez arbitraire (11°S et 15°N pour Nonaka et al., 2002, 9°N et 9°S pour McPhaden et Zhang, 2002). Ce choix influencera les déphasages du transport des STCs avec les paramètres physiques tels que le vent ou la SST.

La présente étude s'intéresse d'abord aux variations interannuelles de la circulation dans la bande équatoriale, aux liens entre circulation zonale, notamment de l'EUC, upwelling équatorial, circulation méridienne, et leurs conséquences sur les bilans de chaleur dans la bande équatoriale et les mécanismes de recharge/décharge. Nous allons donc étudier précisément et quantitativement la convergence dans la pycnocline et la divergence en surface entre 2 latitudes symétriques, 5°N et 5°S. Ce choix a plusieurs avantages. Il permet d'être dans la région importante pour les mécanismes de recharge/décharge de la bande équatoriale (Springer et al., 1990). De plus, pour la dynamique interannuelle, on reste dans la bande de latitude proche de l'équateur où les variations interannuelles du vent sont spatialement cohérentes, puisque l'on est bien à l'intérieur du guide d'ondes atmosphériques équatoriales.

De plus, nous avons vu que les TCs se trouvent essentiellement dans cette bande de latitude, et n'auront donc pour effet que de mélanger la couche de surface donc d'homogénéiser cette couche sans influencer le bilan de chaleur global dans cette bande de latitude. D'ailleurs, le fait qu'une partie des TCs soit incluse dans la convergence et la divergence à 5°N et 5°S n'influence pas les résultats qui vont suivre, qui porteront sur la bande équatoriale 5°N-5°S sans s'intéresser à la distinction TCs-STCs. Remarquons qu'à cause de la grille ORCA utilisée pour les simulations OPA/ERS et OPA/NCEP, les courants méridiens ne peuvent être calculés qu'à 4.5°N et 4.5°S, et pas à 5°N et 5°S.

1.2 Choix des critères de définition de convergence /divergence

1.2.1 Distinction des transports méridiens dans la pycnocline et en surface

Pour pouvoir distinguer les transports dans la pycnocline et en surface, on peut regarder les moyennes de la densité potentielle et de la vitesse méridienne à 5°N et 5°S (Figure 1.4). Un critère simple en densité ne permet pas de bien distinguer correctement pycnocline et couche de surface sur toute la longueur du bassin. Les études précédentes ont utilisé divers critères. Ainsi, McPhaden et Zhang (2002) utilisent un critère en densité potentielle simple, avec une pycnocline définie entre 22 et 26 kg/m³ à 9°N et entre 22.5 et 26.2 kg/m³ à 9°S. Ce critère suffit pour leur étude puisqu'ils calculent le transport géostrophique pour cet intervalle de densité et excluent donc la divergence d'Ekman. Cependant, dans un OGCM, où les courants incluent géostrophie et transport d'Ekman, un critère en profondeur est nécessaire pour pouvoir bien distinguer pycnocline et surface. Dans l'étude suivante, la meilleure combinaison de critères pour définir le transport dans la pycnocline à 5°N et 5°S, est que la densité potentielle soit comprise entre 22.5 et 26 kg/m³ ET que la profondeur soit supérieure à 50 m, pour s'affranchir de la divergence en surface au centre et à l'Est du Pacifique où le critère en densité est insuffisant. Le transport en surface sera donc défini par le complémentaire : densité potentielle inférieure à 22.5 kg/m³ OU profondeur inférieure à 50 m. La somme des transports en surface et dans la pycnocline donne donc tout le transport au dessus de l'isopycne 26 kg/m³. Aucun critère sur la direction du courant méridien n'est adopté, puisque l'on veut connaître la variabilité des transports dans la pycnocline et en surface, et ceux-ci peuvent parfois changer de sens lors d'évènements El Niño extrêmes. On garde les mêmes critères au Nord et au Sud, pour ne pas injecter une asymétrie artificielle dans les résultats.

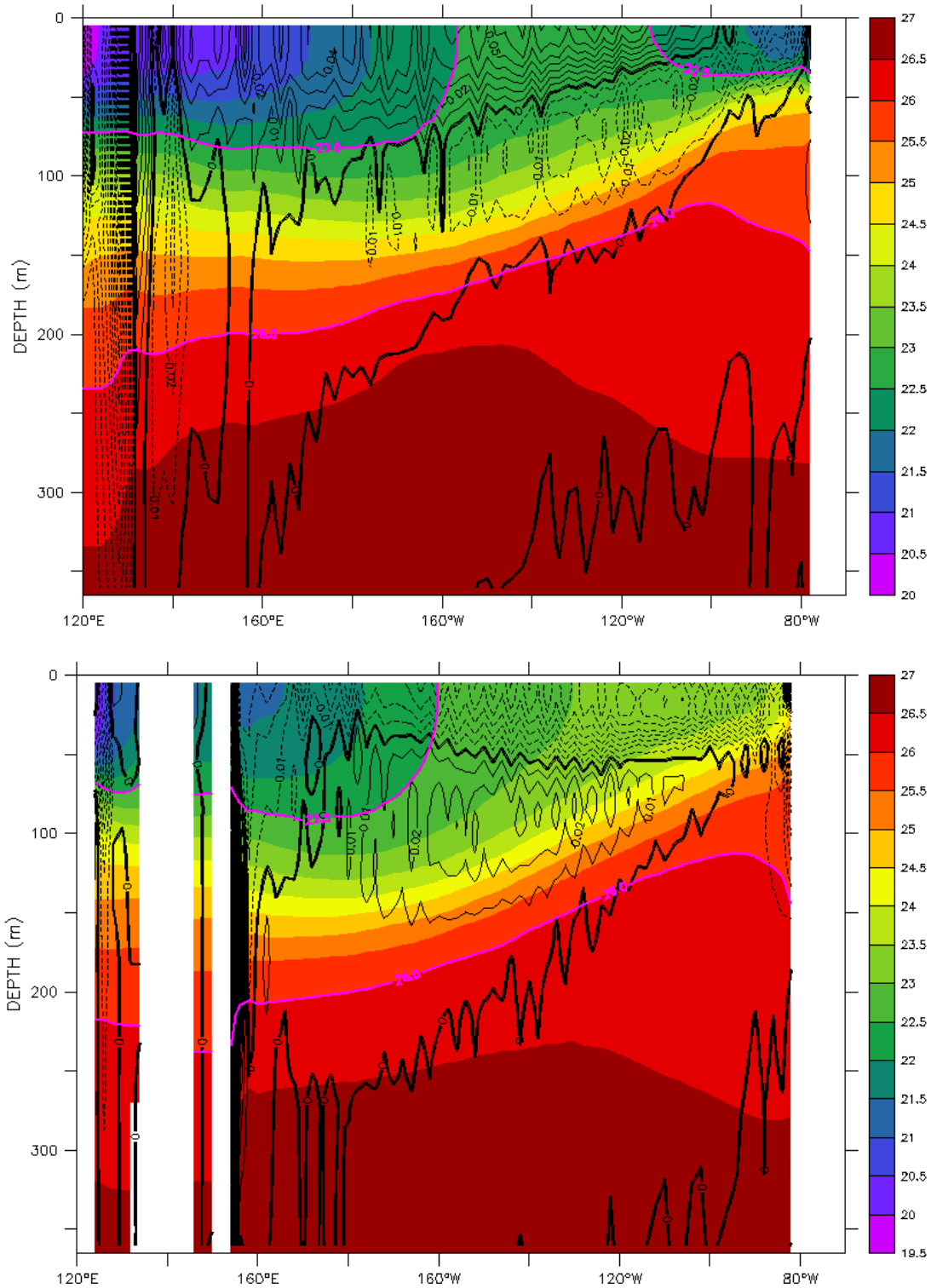


Figure 1.4: densité potentielle (en couleur) et courant méridien (en contour noir, en m/s) à 5°N (en haut) et 5°S (en bas) dans OPA/ERS. Les isopycnes délimitant le transport dans la pycnocline (22.5 et 26 kg/m) sont en contour violet. Moyennes sur 1993-1999.

Les moyennes obtenues avec ces critères de définition sont quasi-égales, entre la divergence et la convergence, aussi bien au Nord qu'au Sud :

divergence de 13 Sv (16 Sv) à 5°N et de 14 Sv (19 Sv) à 5°S, total de 27 Sv (35 Sv)
convergence de 14 Sv (17 Sv) à 5°N et de 14 Sv (21 Sv) à 5°S, total de 28 Sv (38 Sv)
dans OPA/NCEP sur 1980-1999 (dans OPA/ERS sur 1993-1999).

Les critères sont donc cohérents physiquement et permettent bien de distinguer les convergences et divergences associées principalement aux STCs, et un peu aux TCs, sans perte de masse en moyenne entre convergence et divergence. On remarque là encore des transports plus faibles dans la simulation OPA/NCEP, comme pour l'upwelling et l'EUC (les moyennes pour OPA/NCEP sont données sur 1980-1999 car c'est la période que l'on étudiera principalement par la suite, la période 1993-1999 donnant des moyennes très proches). Par la suite, on utilisera la simulation OPA/NCEP, tout en sachant que les transports y sont sous-estimés par rapport à la réalité.

Puisque la convergence et la divergence à 5°S sont presque égales, la circulation interocéanique n'est presque pas prise en compte dans la convergence à 5°S. Les eaux convergentes associées à cette circulation ont une densité potentielle plutôt supérieure à 26 kg/m³, sont apportées par une convergence à 5°S en dessous de l'isopycne 26 kg/m³, et ressortent du Pacifique par le throughflow. On confirmera cela en étudiant le bilan de masse de toute la bande équatoriale dans la section 3.

1.2.2 Distinction des transports par les bords Ouest et par l'intérieur

Dans le chapitre 1, nous avons vu qu'il existait deux cheminements possibles pour la circulation associée aux STCs, l'un par les courants de bord Ouest, l'autre par l'intérieur de l'océan. De plus, d'un point de vue dynamique, les convergences par les courants de bord Ouest et par l'intérieur sont très différentes, comme on le verra dans la section 2. Il s'avère donc intéressant de distinguer bords Ouest et intérieur. Les courants méridiens vers l'équateur par les courants de bord Ouest sont très importants et sont très bien localisés. Associés à ceux-là, on observe des courants dans le sens opposé vers les pôles dans une bande de longitude très proche (en moyenne entre 131°E et 135°E à 5°N et entre 158°E et 160°E à 5°S). Ces courants divergents sont inclus arbitrairement dans les courants de bord ouest, puisqu'ils sont assez faibles et sont probablement liés dynamiquement aux courants de bord Ouest. Les frontières en longitude que l'on choisit pour distinguer transports par les courants de bord Ouest et par l'intérieur sont donc 135°E à 5°N et 160°E à 5°S. Il faut remarquer que puisque l'extension zonale des courants de bord Ouest est surestimée par la résolution zonale trop lâche de 2°, les vitesses sont sous-estimées aux bords Ouest. Par contre, les débits devraient

être respectés, puisque les courants de bord Ouest sont dus à un équilibre dynamique à l'échelle du bassin.

On observe en moyenne pour la convergence dans la pycnocline des contributions plus fortes des courants de bord Ouest (8.8 Sv à 5°N et 8.7 Sv à 5°S, 17.5 Sv au total, dans OPA/NCEP sur 1980-1999) que de l'océan intérieur (5.2 Sv à 5°N et 5.3 Sv à 5°S, 10.4 Sv au total), avec toujours la symétrie entre le Nord et le Sud.

1.2.3 Répartition longitudinale de la convergence et de la divergence

Après avoir défini la convergence dans la pycnocline et la divergence en surface, on peut étudier les transports moyens associés, à 5°N et à 5°S, et leur répartition longitudinale. Pour cela, on peut intégrer le transport par unité de longitude de l'Ouest vers l'Est (Figure 1.5).

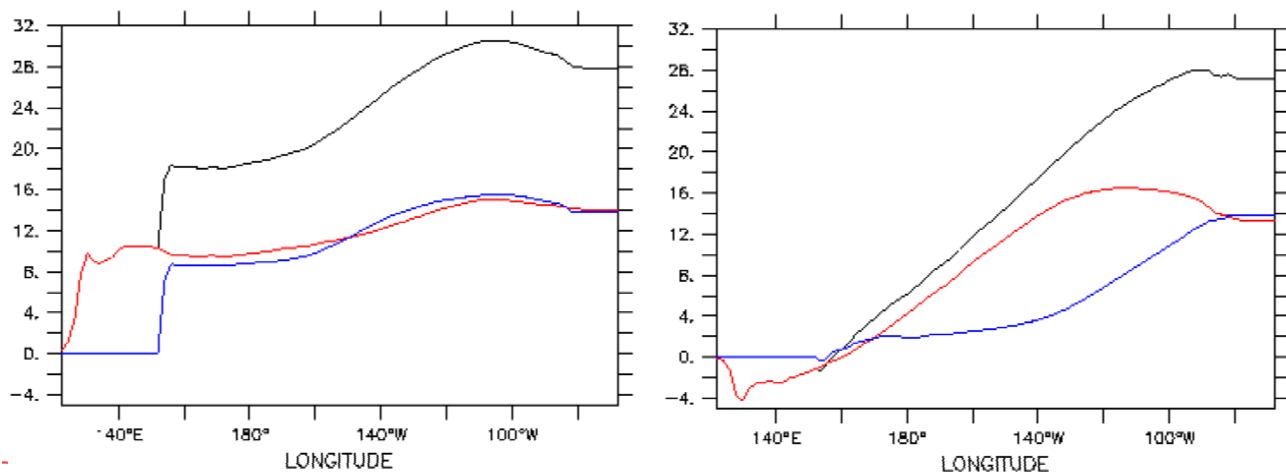


Figure 1.5: évolution de la convergence (à gauche) et de la divergence (à droite) en fonction de la longitude, lorsque l'on intègre à partir de l'Ouest, dans OPA/NCEP sur 1980-1999. La somme des transports (en Sv) à 5°N et 5°S est représentée en noir, le transport à 5°N en rouge et celui à 5°S en bleu.

Pour la convergence, on observe bien les contributions plus fortes des courants de bord Ouest que de l'océan intérieur. La divergence est asymétrique entre le Nord et le Sud, et se fait plus à l'Ouest à 5°N, entre environ 130°E et 130°W, qu'à 5°S, où elle se fait beaucoup plus à l'Est, entre 140°W et 90°W. On peut remarquer la faible divergence dans la pycnocline à l'Est du bassin, et la convergence en surface à 5°N, en accord avec la Figure 1.4.

2 Variabilité de la circulation tropicale

L'étude de la circulation moyenne a permis de mettre en évidence les cellules méridiennes qui réalisent les échanges de masse et de chaleur entre la bande équatoriale et les régions extra-équatoriales, et le rôle de l'upwelling équatorial. On a pu définir des critères distinguant convergence dans la pycnocline et divergence en surface, pour pouvoir identifier quantitativement ces branches des cellules méridiennes. Nous allons maintenant nous intéresser à la variabilité interannuelle à décennale de cette circulation, en étudiant et en comparant les différentes branches de ces cellules : la convergence dans la pycnocline, l'EUC, l'upwelling équatorial, le SEC et la divergence en surface. L'étude des débits et des températures pondérées par le transport associé permettra ensuite dans la section 3 d'analyser les bilans de masse et de chaleur dans la bande équatoriale. Les statistiques que l'on donnera dans ce chapitre sont données pour la simulation OPA/NCEP sur la période 1980-1999, avec un filtre Hanning sur 2 ans (pour éliminer le cycle saisonnier et les variations intra-saisonnières), sauf contre-indication. La plupart des résultats présentés dans cette section (sauf l'étude des températures) ont aussi été vérifiés dans la simulation OPA/ERS disponible sur la période plus courte 1993-1999. Pour étudier les variations interannuelles sur cette période courte, le filtrage appliqué était cependant différent (soustraction du cycle saisonnier moyen sur 1993-1996 et filtrage Hanning sur 9 mois pour éliminer les variations intrasaisonnières).

2.1 Variabilité de la circulation méridienne

La variabilité de la convergence dans la pycnocline et de la divergence en surface est a priori complexe, celle-ci pouvant être causée par différents phénomènes physiques, locaux, tels que transport d'Ekman, variation de la structure isopycnale, ou non locaux, tels que ondes océaniques et transports géostrophiques associés. Ainsi, la représentation de la variabilité interannuelle de la convergence et de la divergence en fonction de la longitude et du temps à 5°N et 5°S montre des structures spatio-temporelles complexes, non cohérentes longitudinalement (Figure 2.1). On observe néanmoins la propagation d'ondes de Rossby vers l'Ouest pour la convergence dans la pycnocline, ce qui est normal, vu qu'elle est causée physiquement par la convergence géostrophique. Les vitesses de propagation observées varient cependant beaucoup et sont par exemple de l'ordre de 0.6 m/s vers l'Ouest à 160°W pour la convergence. Pour avoir une vue simplifiée des variations de convergence et de divergence, nous allons maintenant nous intéresser uniquement aux transports intégrés des bords Ouest aux bords Est, en distinguant néanmoins convergence par les courants de bord

Ouest et convergence intérieure, puisqu'elles ont des origines physiques distinctes, comme on le verra dans le paragraphe suivant. Par convention, les convergences dans la pycnocline sont positives lorsque les transports sont vers l'équateur, alors que les divergences en surface sont positives lorsque les transports sont vers les pôles.

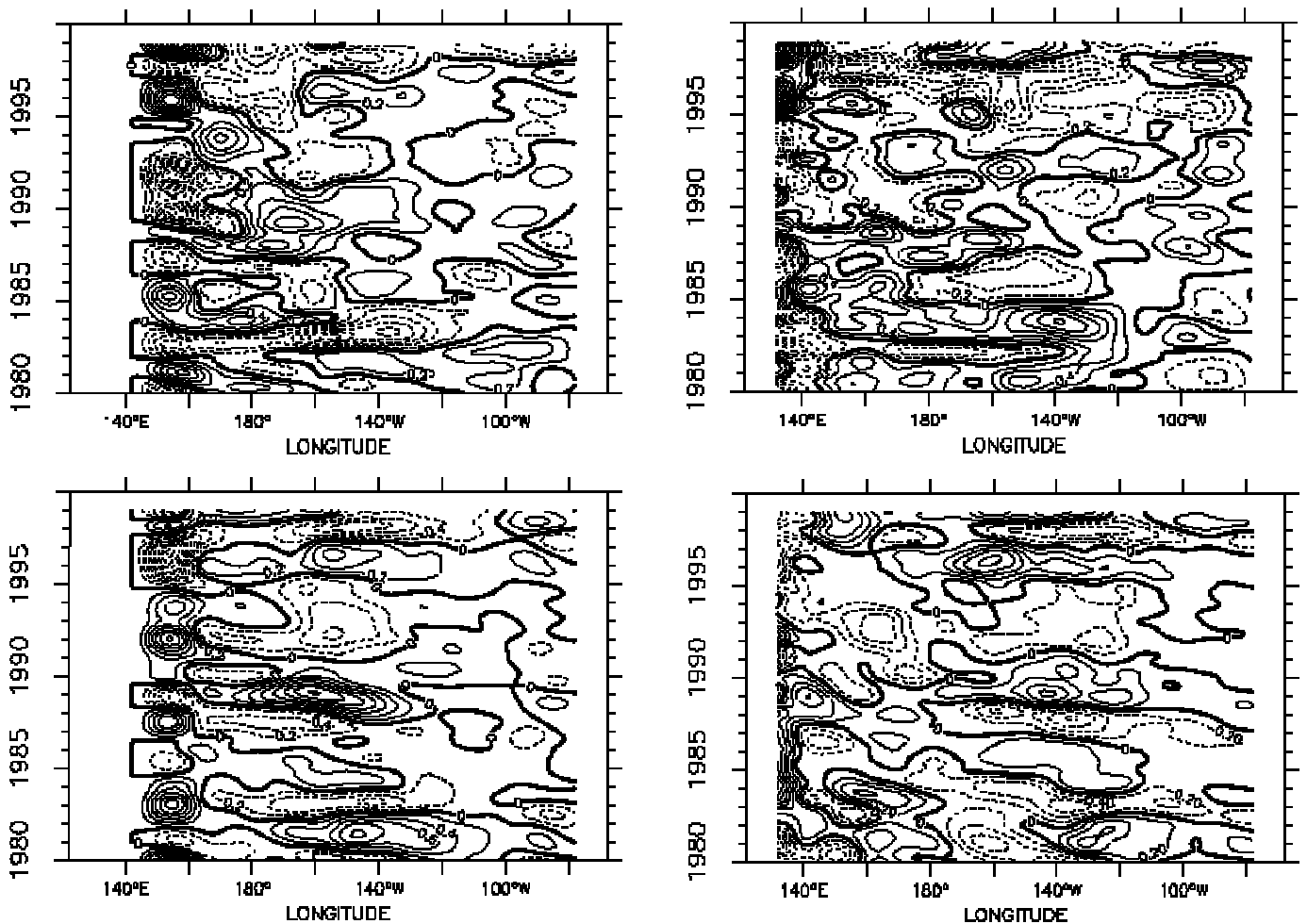


Figure 2.1: Variabilité interannuelle de la convergence (en bas) et de la divergence (en haut) à 5°N (à droite) et à 5°S (à gauche) en fonction de la longitude et du temps (contours tous les 0.2 m²/s). La moyenne temporelle à chaque longitude a été enlevée et un filtre temporel Hanning sur 2 ans et un filtre spatial Hanning sur 22° de longitude ont été appliqués.

2.1.1 Convergence dans la pycnocline

On comparera d'abord les variabilités interannuelles à 5°N et à 5°S, et entre bords Ouest et intérieur, puis l'on recherchera les causes physiques de ces variabilités.

2.1.1.a Description de la variabilité

La convergence dans la pycnocline, de 28 Sv en moyenne (38 Sv dans OPA/ERS sur 1993-1999), a une variabilité interannuelle très forte (Figure 2.2), et est très bien anticorrélée à la variabilité ENSO (corrélation de -0.93 avec la SST de la région Niño3.5 dans OPA/NCEP, avec la convergence en avance de 0.5 mois). La convergence diminue par exemple très fortement pendant l'évènement El Niño fin 1997.

On peut comparer la variabilité de la convergence par les courants de bord Ouest et de la convergence par l'océan intérieur. Alors que en moyenne, la convergence par les courants de bord Ouest est plus forte, sa variabilité (écart-type de 2.2 Sv) est deux fois plus faible que celle par l'intérieur (écart-type de 4.4 Sv), et ces convergences sont de plus en opposition de phase (corrélation de -0.71). La variabilité de la convergence totale est donc en grande partie causée par l'océan intérieur. Remarquons que ces résultats sont aussi bien valables à 5°N et à 5°S pris séparément, ainsi que pour la variabilité à plus court-terme, notamment saisonnière. Ceci est en accord avec les modèles linéaires (Zebiak, 1989 ; Springer et al., 1990 ; An et Kang, 2000), avec les résultats dans un modèle en boîte séparant convergence méridienne par l'intérieur et convergence zonale due aux bords Ouest à partir d'observations (Meinen et McPhaden, 2001) et avec l'analyse dans un OGCM de Lee (2002). La convergence par l'océan intérieur est donc la plus importante pour la variabilité des apports d'eaux froides vers la bande équatoriale donc pour la variabilité du contenu en chaleur équatorial et la variabilité climatique. Dans le modèle, cela est aussi valable pour les échelles décennales, en accord avec l'approche de McPhaden et Zhang (2002).

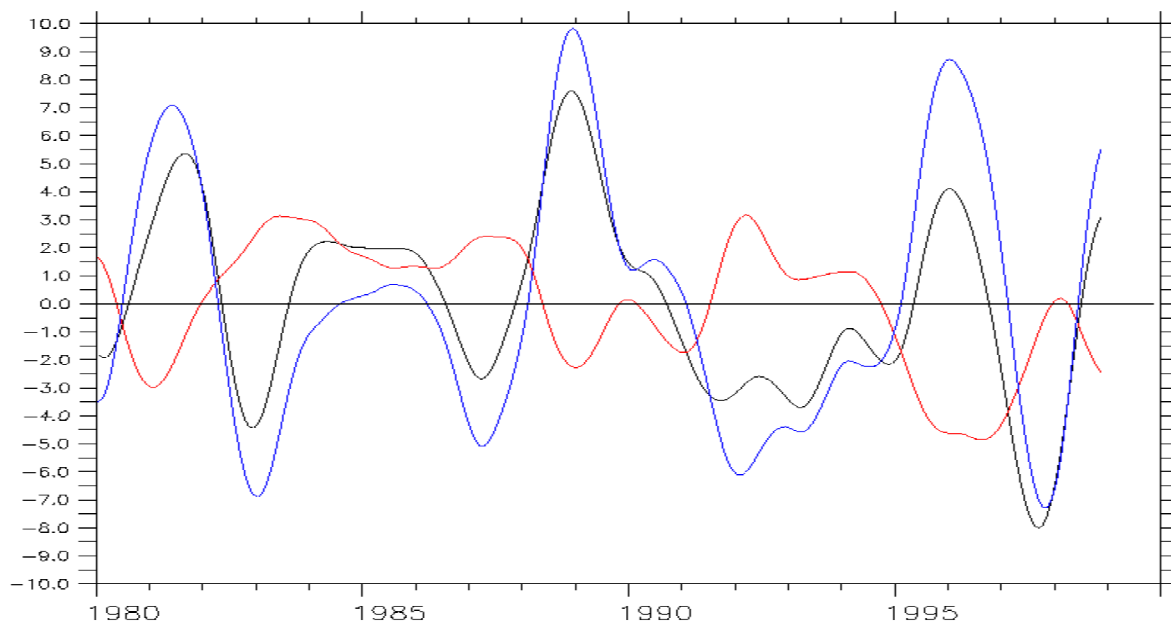


Figure 2.2 : variabilités interannuelles de la convergence totale ($5^{\circ}\text{N}+5^{\circ}\text{S}$, en Sv, en noir), de la convergence par les bords Ouest (en rouge) et de la convergence par l'océan intérieur (en bleu).

La comparaison des convergences à 5°N et 5°S, qui sont en moyenne égales, montre qu'elles varient relativement bien en phase (corrélation : 0.51, rmsdiff : 1.9 Sv) et contribuent toutes les deux à la variabilité totale de la convergence (Figure 2.3). Cette symétrie est physiquement normale puisque la variabilité de ces convergences est essentiellement une réponse géostrophique à la pente zonale de la thermocline, et cette pente varie assez symétriquement par rapport à l'équateur dans la bande équatoriale 5°N-5°S. Cela est aussi cohérent avec le point de vue ondulatoire : les ondes de Rossby équatoriales dominantes sont les ondes symétriques par rapport à l'équateur, créées par forçage direct ou par réflexion d'ondes de Kelvin équatoriales (Yu et McPhaden, 1999). Les ondes anti-symétriques existent cependant aussi (Boulanger et Menkes, 1999), et les modes méridiens symétriques sont de plus influencés par les courants moyens et deviennent donc différents au Nord et au Sud de l'équateur (Chelton, 2003). La convergence dans la pycnocline ne peut donc être complètement symétrique. Plus précisément, la décomposition en parties symétriques et antisymétriques montre que la partie antisymétrique est négligeable pour la convergence intérieure et que les asymétries dans la convergence totale sont dues essentiellement à la convergence par les bords Ouest.

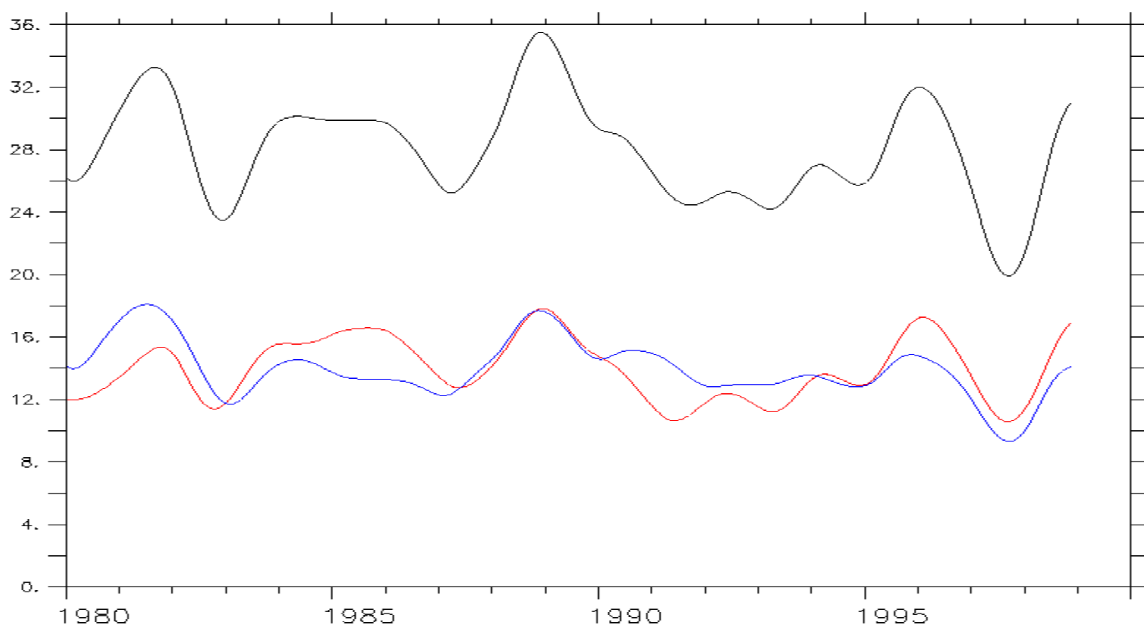


Figure 2.3: convergences dans la pycnocline (en Sv) à 5°N (en rouge), à 5°S (en bleu) et leur somme (en noir). Filtre Hanning sur 2 ans.

2.1.1.b Causes physiques

La convergence par les courants de bord Ouest et celle par l’océan intérieur ont des origines physiques différentes. Celle par l’océan intérieur est d’origine géostrophique. On peut donc la comparer à la convergence géostrophique théorique sur toute la colonne d’eau de l’Ouest à l’Est du bassin, calculée à partir de la théorie de Sverdrup, en soustrayant au transport de Sverdrup le transport d’Ekman. La comparaison est très bonne (Figure 2.4), aussi bien en moyenne qu’en variabilité interannuelle (corrélation : 0.96), lorsque l’on ne prend qu’une partie de la convergence géostrophique théorique sur toute la colonne d’eau (38 %). Ce pourcentage est cohérent avec le fait que la convergence géostrophique sur toute la colonne d’eau prend en compte la convergence géostrophique en surface et celle en dessous de l’isopycne 26 kg/m³. Remarquons que la comparaison est aussi très bonne à 5°N et 5°S séparément. Enfin, notons que la contribution de la tension de vent méridienne sur le transport de Sverdrup intégré de l’Ouest à l’Est du bassin est très négligeable par rapport à la contribution de la tension de vent zonale. On peut donc écrire :

$$V_{Sv-Ek} = \int_0^E 1/\rho^* \left(\frac{rot \tau}{\beta} + \frac{\tau_x}{f} \right) dx \approx \int_0^E 1/\rho^* \left(-\frac{\partial \tau_x}{\beta \partial y} + \frac{\tau_x}{f} \right) dx$$

$$D_{conv_int} \approx 0.38 * (-V_{Sv-Ek}(5^\circ N) + V_{Sv-Ek}(5^\circ S))$$

La théorie de Sverdrup est valable en régime stationnaire, linéaire, et comprend de fortes approximations. Sa très bonne adéquation avec la convergence intérieure simulée montre que la dynamique sur tout le bassin est quasi-stationnaire et quasi-linéaire pour la variabilité interannuelle. Ceci est cohérent avec les résultats du chapitre 4 sur la dynamique de l’EUC.

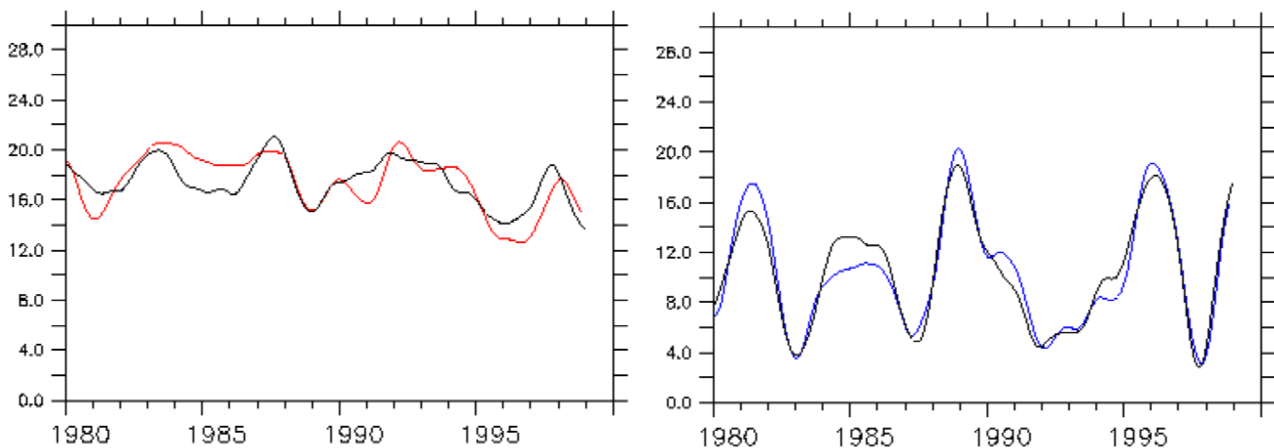


Figure 2.4: comparaison de la convergence dans la pycnocline par l’océan intérieur (à droite, en bleu) et de celle par les bords Ouest (à gauche, en rouge) avec les estimations à partir de la théorie de Sverdrup. A droite est superposée la convergence géostrophique théorique sur toute la colonne d’eau multipliée par 0.38 (en noir, corrélation : 0.96). A gauche est superposée la régression linéaire avec la divergence de Sverdrup (facteur de régression de 0.24, constante ajoutée : 10.8 Sv, corrélation : 0.76). Les transports d’Ekman et de Sverdrup sont calculés à partir des vents NCEP. Filtre Hanning sur 2 ans.

D'après la théorie de Sverdrup, à l'équilibre, à une latitude donnée, le transport par les courants de bords Ouest sur toute la colonne d'eau s'oppose au transport de Sverdrup intégré du bord Ouest au bord Est du bassin, par conservation de la masse. La convergence dans la pycnocline par les courants de bord Ouest est donc causée par la divergence du transport de Sverdrup intégré de l'Ouest à l'Est du bassin. Les facteurs pour rendre la divergence de Sverdrup (29.6 Sv en moyenne) comparable avec la convergence dans la pycnocline par les courants de bord Ouest (17.5 Sv en moyenne) sont de 0.59 pour la moyenne et de 0.24 pour la variabilité interannuelle (estimation par régression linéaire, corrélation de 0.76). La comparaison de leur variabilité n'est pas très bonne (Figure 2.4), celle-ci étant surestimée et différente dans la divergence de Sverdrup. La variabilité dans la pycnocline des courants de bord Ouest, très complexes, ne peut donc être expliquée que partiellement par la variabilité du transport de Sverdrup, beaucoup plus forte et se répercutant sur toute la colonne d'eau. D'autres phénomènes, tels que la variation de la stratification aux bords Ouest, peuvent aussi entraîner une variation de la convergence dans la pycnocline aux bords Ouest.

$$V_{Sv} = \int_0^E 1/\rho^* \left(\frac{rot \tau}{\beta} \right) dx \approx \int_0^E 1/\rho^* \left(-\frac{\partial \tau_x}{\beta \partial y} \right) dx$$

$$D'_{conv_bord_Ouest} \approx -0.24 * (-V'_{Sv}(5^\circ N) + V'_{Sv}(5^\circ S))$$

Pour conclure, la convergence dans la pycnocline totale, dont la variabilité est gouvernée par la convergence intérieure, varie linéairement avec la convergence géostrophique déduite de la théorie de Sverdrup, donc avec les tensions de vent zonales et leurs rotationnels à 5°N et 5°S, intégrés de l'Ouest à l'Est du bassin. On a donc le même type de relation linéaire qu'entre le débit de l'EUC et la tension de vent zonale équatoriale intégrée sur son fetch.

2.1.2 Divergence en surface

2.1.2.a Description de la variabilité

La divergence totale en surface (27 Sv en moyenne) a elle aussi une variabilité interannuelle très forte, et est anti-corrélée avec la SST de la région Niño 3.5 (180°-120°W, 5°N-5°S), avec cependant une avance de 5.5 mois (corrélation laggée de -0.82) (Figure 2.5). La divergence diminue par exemple fortement au début de l'évènement El Niño début 1997.

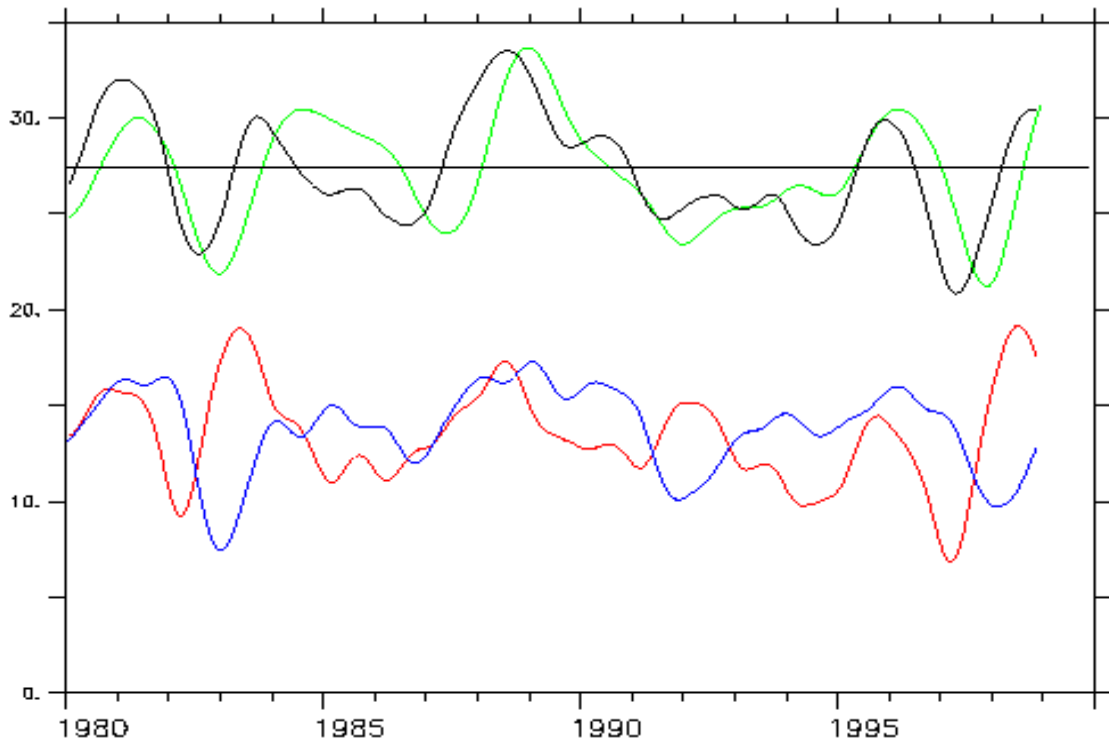


Figure 2.5 : contributions des divergences à 5°N (en Sv, en rouge) et à 5°S (en bleu) à la divergence totale (en noir). L'opposé de l'anomalie de SST de Niño3.5 a été superposée en vert avec un facteur -4 , la ligne noire représentant le zéro de cette anomalie. Filtre Hanning sur 2 ans.

Lorsque l'on regarde les contributions du Nord et du Sud pour la divergence de surface, elles ont une moyenne et des variabilités d'amplitude équivalente, avec la divergence à 5°N anti-corrélée avec la SST de Niño3.5 avec une avance de 9 mois (corrélation laggée de -0.62) et celle à 5°S en retard de un mois (corrélation laggée de -0.77). On observe de fortes asymétries dans la variabilité des transports, le Nord et le Sud étant faiblement anti-corrélés (corrélation de -0.26), contrairement à la convergence dans la pycnocline. Or, la divergence de surface est la somme de la divergence d'Ekman et de la convergence géostrophique. Cette dernière étant relativement symétrique, ce sont les asymétries de la tension de vent zonale, donc du transport d'Ekman (Figure 2.6), qui sont la principale origine des asymétries dans les divergences de surface. Ces asymétries sont notamment causées par les déplacements de l'ITCZ. Ainsi, début 1998, l'ITCZ passe au Sud de l'équateur, entraînant une baisse des alizés au Sud de l'équateur et un renforcement des alizés au Nord. Ces asymétries dans la variabilité de la divergence de surface peuvent être reliées aux asymétries de la variabilité des transports méridiens d'eaux chaudes et du second mode de variabilité interannuel de l'isotherme 20°C dans la bande équatoriale (mode de recharge-décharge de la bande équatoriale, avec un noeud à 5°N), observées par Meinen et McPhaden (2000, 2001), et par les asymétries dans les transports d'Ekman analysées par Kug et al. (2003). La décomposition en parties symétrique

et antisymétrique montre ainsi que pendant la phase mature et la fin d'un événement El Niño, le transport en surface est en général anormalement vers le Nord, avec une divergence forte à 5°N et faible à 5°S.

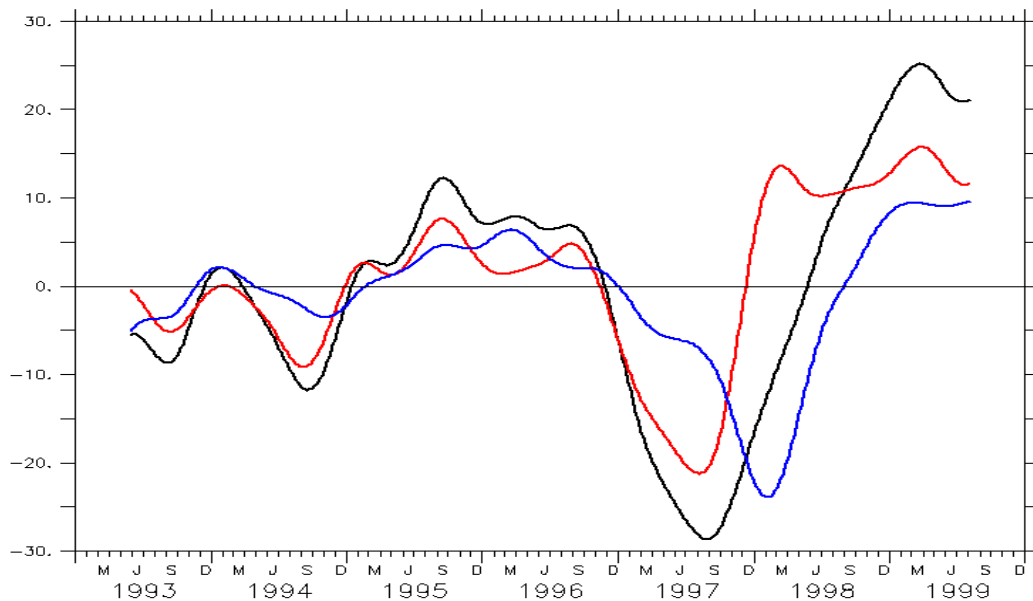


Figure 2.6 : anomalies interannuelles des divergences d'Ekman à 5°N (en Sv, en rouge) et 5°S (en bleu) et de la divergence d'Ekman totale (en noir), calculées à partir de la tension de vent ERS. Les transports sont comptés positivement vers les pôles. Le cycle saisonnier sur 1993-1996 a été enlevé et un filtre Hanning sur 9 mois a été appliqué.

2.1.2.b Comparaison au transport d'Ekman et à la théorie de Sverdrup

Pour connaître les causes physiques de la variabilité interannuelle de la divergence de surface, on peut déjà comparer la divergence de surface à la divergence d'Ekman, qui est sa principale cause de variabilité, et que l'on peut calculer à partir des vents NCEP pour la période 1980-1999 (Figure 2.7). Leurs variabilités se ressemblent, même si la moyenne (57 Sv) et la variabilité de la divergence d'Ekman sont beaucoup plus fortes. La divergence d'Ekman est en réalité compensée par la convergence géostrophique. On peut lui soustraire une partie de la convergence géostrophique sur toute la colonne d'eau calculée à partir de la théorie de Sverdrup (cf. l'étude précédente de la convergence dans la pycnocline). L'ajustement optimal pour estimer la variabilité de la divergence est obtenu lorsque l'on soustrait environ un tiers de la convergence géostrophique dans la colonne d'eau.

$$D_{div} \approx V_{Ek}(5^{\circ}N) - V_{Ek}(5^{\circ}S) - 0.31 * (-V_{Sv-Ek}(5^{\circ}N) + V_{Sv-Ek}(5^{\circ}S))$$

Remarquons que ce pourcentage obtenu par régression linéaire est connu avec une faible précision (sur 1951-1999, on obtient 51% au lieu de 31% sur 1980-1999). Ce pourcentage est

cohérent avec le pourcentage dans la pycnocline qui est d'environ 38%, puisqu'il ne reste que 5 (pour 1951-1999) à 30% (pour 1980-1999) de la variabilité de la convergence géostrophique sur toute la colonne d'eau qui n'est pas pris en compte ni en surface, ni dans la pycnocline. Malgré les approximations de la théorie, la variabilité de la divergence de surface est donc bien expliquée par la variabilité interannuelle de la tension de vent zonale et de son rotationnel, intégrés de l'Ouest à l'Est du bassin. La relation est linéaire et analogue à celle pour la convergence et pour le débit de l'EUC.

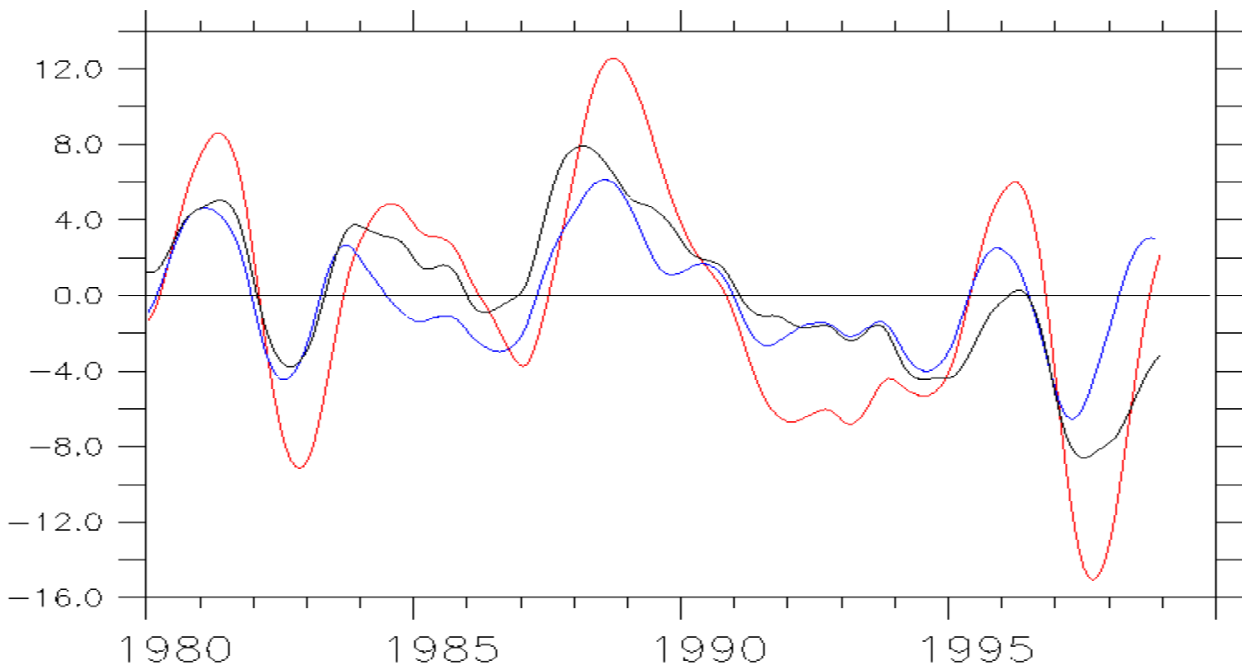


Figure 2.7 : comparaisons des anomalies interannuelles de la divergence totale (5°N + 5°S) en surface dans OPA/NCEP (en bleu), de la divergence d'Ekman (en rouge) et de l'estimation de la divergence de surface par soustraction de 31% de la convergence géostrophique sur toute la colonne d'eau calculée à partir de la théorie de Sverdrup, à la divergence d'Ekman (en noir). Les transports d'Ekman et de Sverdrup sont calculés à partir des vents NCEP. Filtre Hanning sur 2 ans.

2.1.3 Comparaison convergence/divergence/EUC

Après avoir étudié séparément les 2 branches des cellules méridiennes, il est naturel de vouloir les comparer entre elles, mais aussi à l'EUC qui est alimenté par la convergence dans la pycnocline et qui nourrit la divergence en surface via l'upwelling équatorial.

2.1.3.a Convergence/divergence à 5°N et 5°S

On peut déjà comparer la convergence et la divergence en distinguant 5°N et 5°S, pour pouvoir distinguer les cellules méridiennes Nord et Sud. Nous avons vu dans la section 1 que

convergence et divergence sont bien égales en régime stationnaire. Par contre, elles n'ont en théorie aucune raison de l'être lorsque l'on regarde leurs variations interannuelles, puisque l'on peut avoir notamment des transferts de masse entre la bande équatoriale et les régions extra-équatoriales, rendant ainsi le concept de cellules de circulation délicat pour les échelles interannuelles.

Il est intéressant de remarquer que la convergence et la divergence ont des variations assez proches et en phase à 5°S (Figure 2.8, bonne corrélation de 0.72), alors qu'elles sont très différentes et décorrélées à 5°N (corrélation : 0.14). Sachant que les convergences à 5°N et 5°S ont des variations similaires (cf. section 2.1), c'est la divergence à 5°N qui est différente et peut entraîner des asymétries dans les échanges méridiens de masse et de chaleur. Ainsi, la comparaison des divergences de surface aux variations temporelles du volume d'eaux chaudes de densité inférieure à 22.5 kg/m³ hors de la bande équatoriale 5°N-5°S a été faite dans le modèle et donne des résultats assez cohérents au Nord (lorsque la divergence à 5°N augmente, le volume d'eaux chaudes augmente en phase avec à peu près les même amplitudes entre 5°N et 20°N de l'Ouest à l'Est du bassin), mais pas au Sud. Ce problème complexe peut être relié aux asymétries de recharge-décharge.

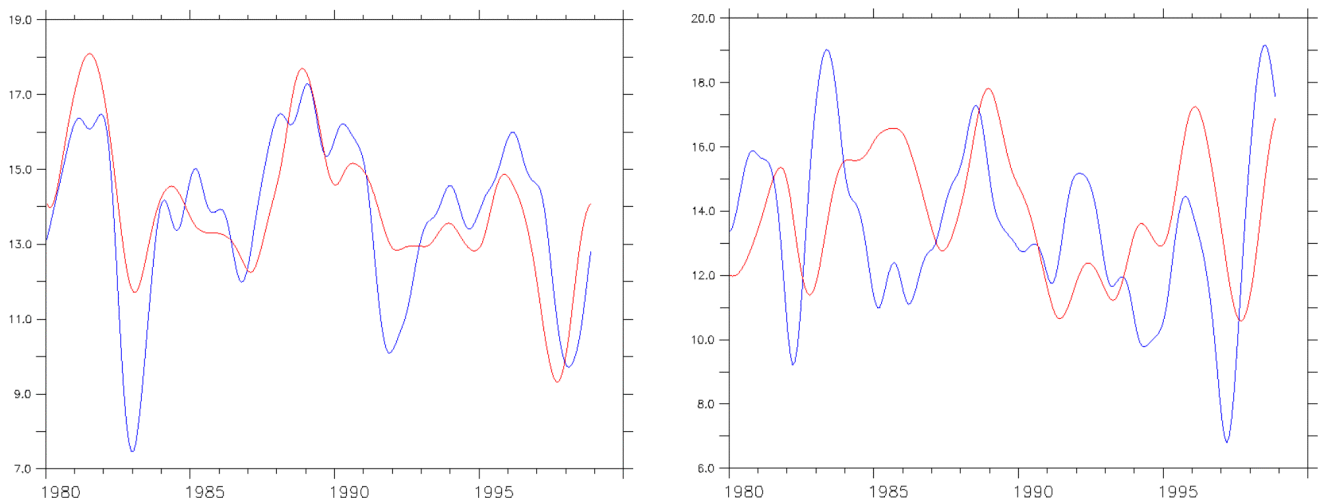


Figure 2.8 : comparaison de la convergence dans la pycnocline (en rouge) et de la divergence en surface (en bleu), à 5°S (à gauche) et à 5°N (à droite). Les échelles ont les même amplitudes (en Sv) pour rendre les variations interannuelles comparables entre le Nord et le Sud. Filtre Hanning sur 2 ans.

2.1.3.b Convergence/divergence/EUC

On peut ensuite comparer la convergence et la divergence totale 5°N+5°S (Figure 2.9). En moyenne quasi-égales sur la période 1980-1999, elles ont des variations interannuelles similaires, avec les même amplitudes, la divergence étant en avance de 4.5 mois sur la

convergence (corrélation laggée: 0.88). Ce déphasage est normal puisque la surface répond directement et localement aux variations de vent zonal qui modifient la divergence d'Ekman, alors que la convergence géostrophique dans la pycnocline sera modifiée par un ajustement non-local opéré par les ondes équatoriales, qui n'est donc pas immédiat. Plus précisément, c'est le vent zonal intégré de l'Ouest à l'Est du bassin à 5°N, donc la divergence d'Ekman à 5°N, qui est en avance sur le vent zonal à 0° et à 5°S, et sur la convergence dans la pycnocline. La faible différence entre convergence et divergence représente le transport méridien au dessus de l'isopycne 26 qui rentre dans la bande 5°N-5°S. Ce transport peut être associé à une recharge-décharge en eaux de densité inférieure à 26 kg/m³ de la bande 5°N-5°S. On étudiera le bilan de masse de cette bande plus en détail dans la section 3.

Enfin, on peut comparer convergence et divergence à l'EUC (Figure 2.9). Leurs variations interannuelles sont très proches, avec les même amplitudes, l'EUC ayant un retard de 4 mois sur la divergence (corrélation laggée : 0.88) et une avance de 1.5 mois sur la convergence (corrélation laggée : 0.85). L'EUC est plus en phase avec la convergence, puisqu'ils sont tous les deux dynamiquement liés à la pente zonale de la thermocline dans la bande équatoriale. La convergence a une réponse à une variation du vent zonal équatorial un peu plus lente que l'EUC puisque l'ajustement océanique géostrophique à 5°N et 5°S nécessite la propagation des ondes de Rossby plus lentes que les ondes de Kelvin à l'équateur.

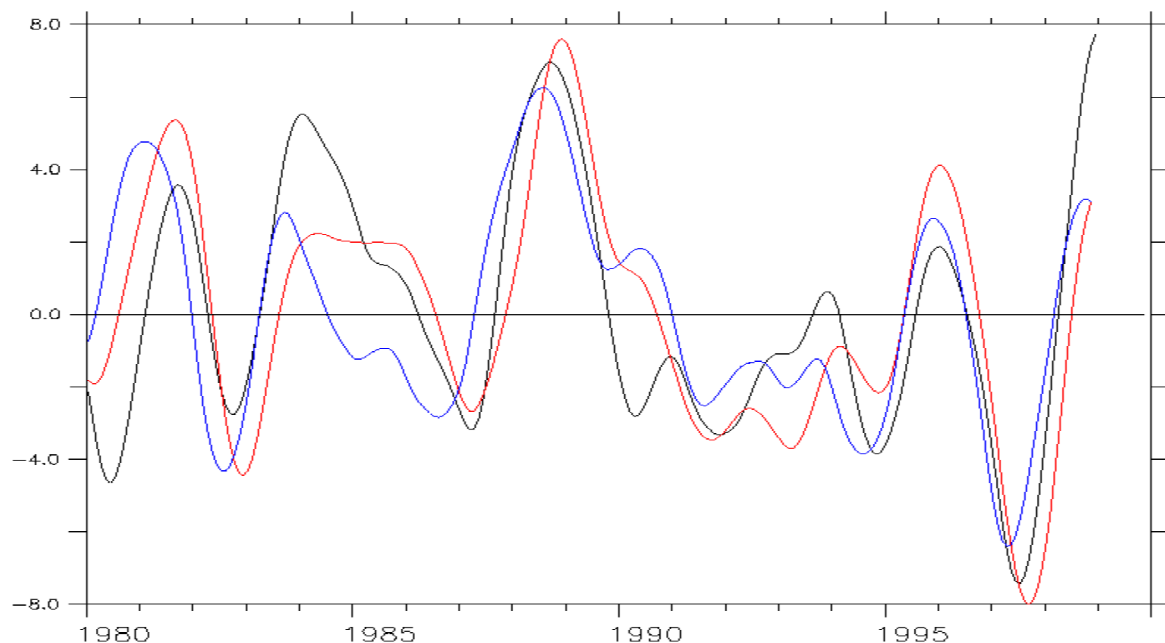


Figure 2.9 : comparaison sur 1980-1999 dans OPA/NCEP des anomalies interannuelles du débit de l'EUC à 170°W (en Sv, en noir), de la convergence totale dans la pycnocline (5°N+5°S, en rouge) et de la divergence totale en surface (5°N+5°S, en bleu). Les moyennes sur 1980-1999 ont été enlevées. Filtre Hanning sur 2 ans.

Remarquons que la très bonne comparaison convergence/divergence/EUC est aussi valable dans la simulation ERS disponible sur 1993-1999 (filtrage différent pour cette période plus courte : filtrage Hanning sur 9 mois et cycle saisonnier 1993-1996 enlevé, Figure 2.10), avec cependant une variabilité environ 1.5 fois plus forte que dans OPA/NCEP (en utilisant le même filtrage).

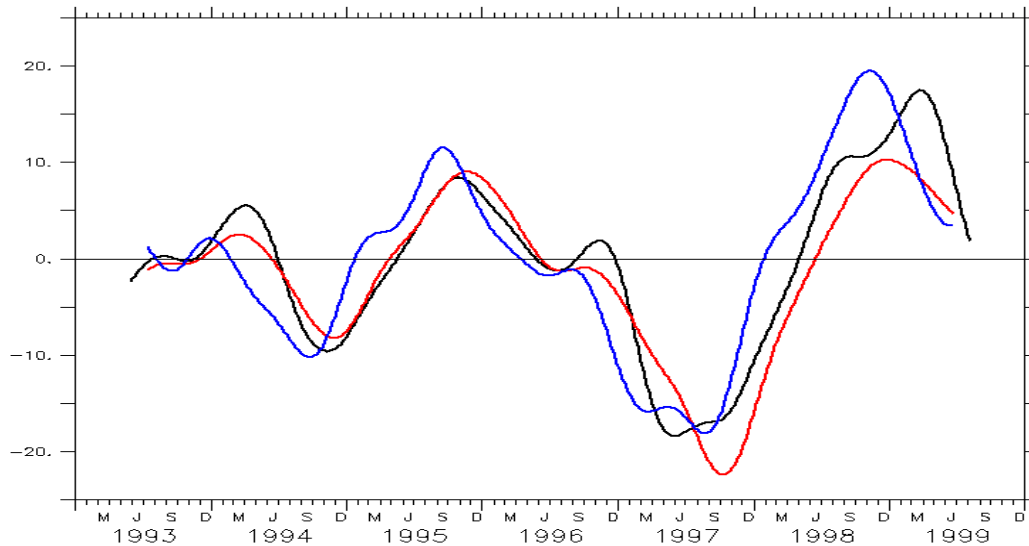


Figure 2.10 : comparaison sur 1993-1999 dans OPA/ERS des anomalies interannuelles du débit de l'EUC à 170°W (en Sv, en noir), de la convergence totale dans la pycnocline (5°N+5°S, en rouge) et de la divergence totale en surface (5°N+5°S, en bleu).Le cycle saisonnier 1993-1996 a été enlevé. Filtre Hanning sur 9 mois.

Quand on s'intéresse aux 50 ans de la simulation OPA/NCEP, on note que les variations interannuelles de ces trois variables restent toujours très proches (Figure 2.11). Cependant, la très forte diminution à long-terme de toute la circulation est plus importante pour la convergence et la divergence que pour l'EUC lorsqu'il est calculé jusqu'à 270 m (limite en profondeur pour pouvoir comparer à l'EUC à l'équateur des données TAO). Par contre, quand on calcule l'EUC en intégrant jusqu'à 360 m dans le modèle, le débit de l'EUC a les même variations à long-terme que la convergence et la divergence. Les anomalies interannuelles restent elles presque inchangées. Dans la suite de ce chapitre, on utilisera plutôt cette profondeur de 360 m pour le calcul de l'EUC, pour avoir une mesure de l'EUC entier du modèle. Remarquons que l'EUC est plus diffus et s'étend plus en profondeur dans le modèle que dans les données. Se limiter à 270 m pour celles-ci est donc moins gênant que pour le modèle. La tendance générale est due aux vents NCEP et est irréaliste avant les années 1970. Notons que cette tendance est presque la même pour la convergence et la divergence à 9°N et

9°S. Ces problèmes de tendance sont discutés plus en détail dans les sections suivantes et dans l'article en annexe 2.

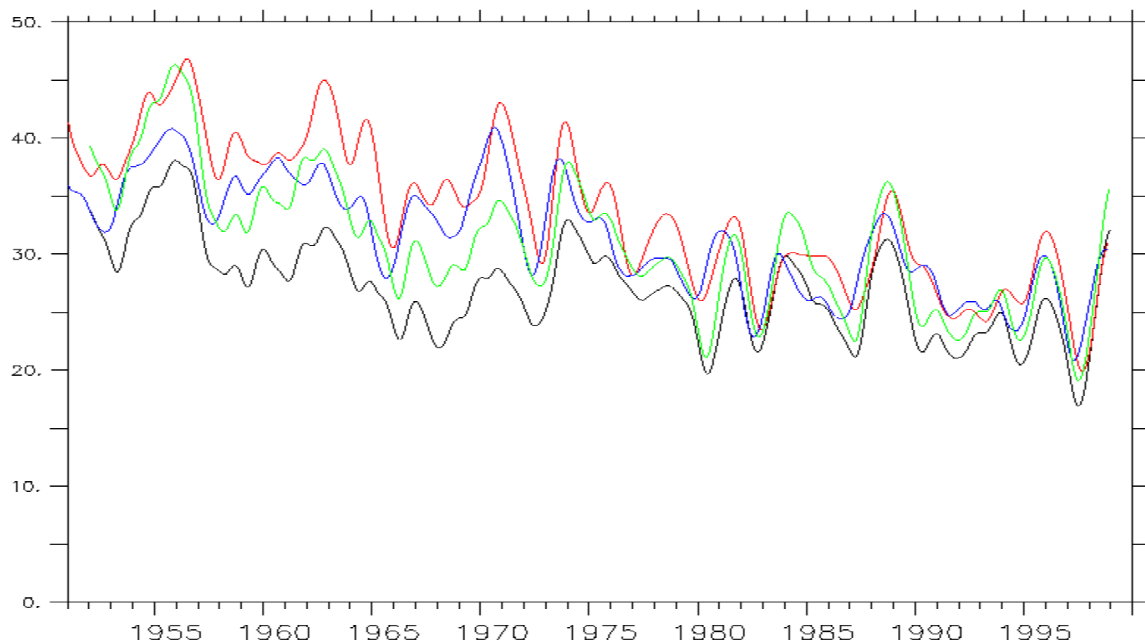


Figure 2.11 : comparaison sur 1951-1999 dans OPA/NCEP de la convergence totale dans la pycnocline (5°N+5°S, en rouge), de la divergence totale en surface (5°N+5°S, en bleu) et du débit de l'EUC à 170°W calculé soit à partir de 270 m de profondeur (en Sv, en noir), soit à partir de 360 m (en vert). Filtre Hanning sur 2 ans.

La convergence, la divergence et l'EUC ne sont donc pas seulement similaires en moyenne, mais aussi pour leurs variations interannuelles (leurs variations saisonnières sont par contre différentes). Cela est toujours lié au fait que le régime est quasi-stationnaire et la dynamique quasi-linéaire pour ces échelles de temps et dans la bande de latitude 5°N-5°S. Les légers déphasages que l'on observe augmenteraient si l'on s'éloignait de l'équateur. Remarquons que l'équilibre dynamique entre convergence, EUC et divergence ne peut être interprété d'un point de vue lagrangien, puisqu'il faut environ 6 mois à 2 ans pour que les masses d'eau dans la pycnocline à 5°N ou 5°S atteignent l'EUC dans le Pacifique central, et qu'il leur faut encore environ 1 à 3 ans pour diverger en surface jusqu'à 5°N ou 5°S. En outre, on sait que l'EUC est alimenté à la fois par les courants de bord Ouest et par la convergence géostrophique par l'océan intérieur (alimentation étudiée précisément par Blanke et Raynaud, 1997). Or, la convergence par l'intérieur, plus faible en moyenne, est la principale contribution aux variations interannuelles de la convergence totale, les courants de bord Ouest variant plus faiblement et en opposition de phase. Les contributions respectives des courants de bord Ouest et de la convergence intérieure à l'alimentation de l'EUC sont donc sûrement modifiées lorsque la convergence totale et l'EUC augmentent par exemple. Dans ce cas,

l'EUC est probablement plus alimenté par la convergence géostrophique et l'alimentation par les bords Ouest diminue. Une étude lagrangienne quantitative, délicate à interpréter, pourrait permettre de vérifier ces hypothèses. Cela sort du cadre de cette thèse, où l'on va par la suite plutôt s'intéresser à une vision eulérienne pour pouvoir faire des bilans de masse et de chaleur dans la bande équatoriale.

L'égalité des variations interannuelles des débits de la convergence, de la divergence et de l'EUC est très intéressante car la connaissance du débit de l'EUC extrapolé à partir des données TAO à l'équateur permet d'avoir accès indirectement aux débits de la convergence et de la divergence, et donc aux transports de masse associés aux STCs. Il est donc très intéressant d'avoir de longues séries de l'EUC pour pouvoir s'intéresser à la variabilité interannuelle à décennale des STCs.

2.1.3.c Origine physique et lien avec ENSO

Nous avons identifié précédemment la cause physique commune des variations interannuelles de la convergence, de la divergence et de l'EUC. Ces 3 transports varient linéairement avec la tension de vent zonale et parfois aussi avec son rotationnel, intégrés longitudinalement à 5°N et 5°S, ou à l'équateur. Or, le mode dominant de variabilité interannuelle de la tension de vent dans le Pacifique équatorial, très similaire à celui de covariabilité avec la SST (Figure 2.12), est assez homogène sur la bande équatoriale 5°N-5°S, avec un rotationnel de la tension de vent qui varie au premier ordre linéairement avec la tension de vent. Ainsi, les variations interannuelles de la tension de vent zonale à 5°N, 0° et 5°S sont assez proches, aussi bien pour les vents ERS que pour les vents NCEP, et sont maximales dans le Pacifique central. Qualitativement, lors d'un événement El Niño, les anomalies de vent zonal positives sur 5°N-5°S dans le Pacifique central créent localement une baisse de la divergence d'Ekman (qui sera légèrement compensée par une baisse de la convergence géostrophique) donc une diminution de la divergence de surface. En outre, les ondes équatoriales créées vont permettre l'ajustement dynamique vers l'équilibre géostrophique de toute la bande équatoriale avec une diminution de la pente zonale de la thermocline et une baisse du débit de l'EUC et de la convergence géostrophique, donc de la convergence dans la pycnocline. L'étude des ordres de grandeur est aussi cohérente avec ce schéma. Ainsi, le facteur de proportionnalité entre divergence d'Ekman et tension de vent zonale intégrée de l'Ouest à l'Est sur la bande 5°N-5°S est de l'ordre de $1.5 \cdot 10^{-4}$ Sv/Pa/m. Il est du même ordre que le facteur par exemple de $1.2 \cdot 10^{-4}$ Sv/Pa/m entre le débit de l'EUC à 170°W et la tension de vent zonale équatoriale intégrée de 120°E à 160°W. Bien entendu, les

relations quantitatives avec la tension de vent zonale estimées aussi bien pour l'EUC que pour la convergence et la divergence sont légèrement différentes dans chaque cas, et font intervenir des régions d'intégration un peu différentes, mais les ordres de grandeur sont les mêmes. Puisque le vent dans le Pacifique équatorial est très bien corrélé interannuellement avec la variabilité ENSO, convergence, divergence et EUC sont eux aussi corrélés avec ENSO, avec cependant des déphasages avec la SST de Niño3.5 causés à la fois par des déphasages dans le vent zonal intégré à 5°N, à 0°, ou à 5°S, et par la réponse non-instantanée de l'océan. Ce ne sont pas seulement les bonnes corrélations entre convergence, divergence et EUC qui sont intéressantes physiquement, mais aussi le fait que leurs variations soient très proches en amplitude. Il faut noter que les asymétries dans les divergences de surface entre 5°N et 5°S ne peuvent être expliquées par la faible asymétrie du premier mode de variabilité des vents. L'interaction avec le cycle saisonnier, l'asymétrie des bords du Pacifique, peuvent aussi induire des asymétries dans la variabilité interannuelle des divergences de surface.

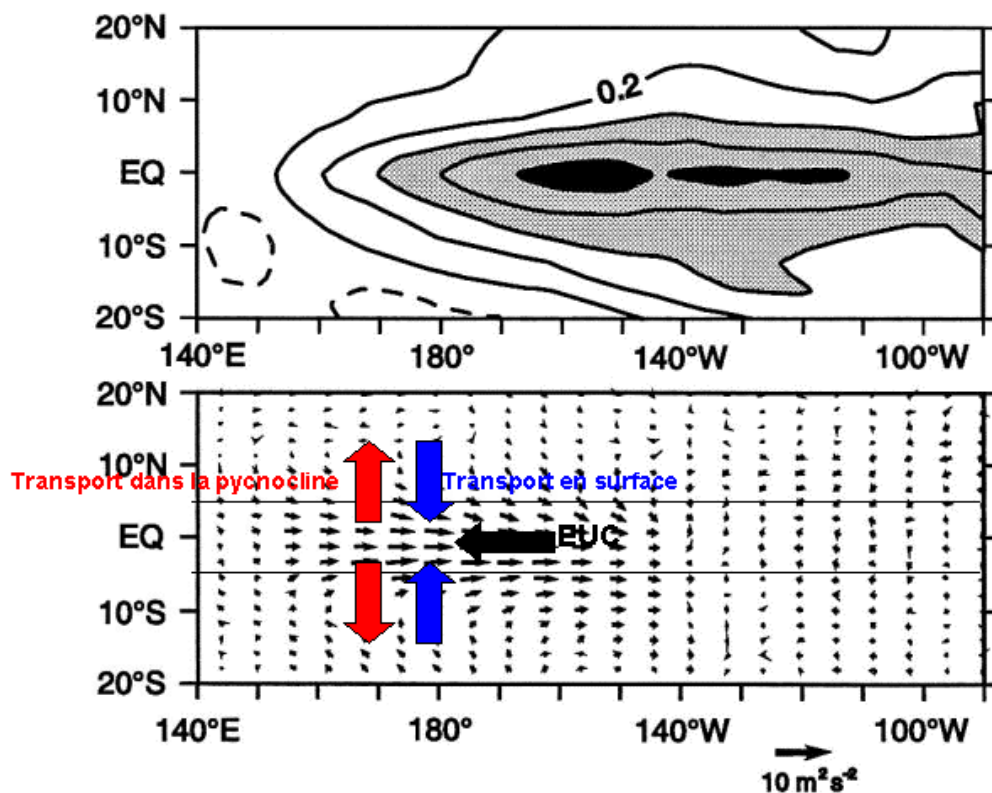


Figure 2.12: mode dominant de covariabilité de la SST (en haut, en °C) et de la tension de vent (en bas) (Mantua et Battisti, 1995). Les diminutions, associées à une phase positive de ce mode, de la convergence dans la pycnocline (en rouge), de la divergence en surface (en bleu) et du débit de l'EUC (en noir) ont été schématiquement représentées par des flèches (anomalies de transport).

2.1.3.d *Utilisation de la différence de pression Ouest-Est comme proxy de la convergence/divergence. Application à l'étude de la tendance de OPA/NCEP.*

Nous avons vu que la connaissance de la tension de vent zonale et de son rotationnel, intégrés longitudinalement de l'Ouest à l'Est du bassin dans la bande équatoriale, permet d'avoir accès de manière assez quantitative à la variabilité en débit de la convergence dans la pycnocline et la divergence en surface dans le modèle. Les variations à long-terme et les tendances des vents sont cependant mal connues, à cause de la faible densité de mesure dans le Pacifique tropical par le passé et des modifications des méthodes de mesure telles que la hauteur de l'anémomètre sur les navires. Or, Clarke et Lebedev (1996) ont montré, théoriquement et par les observations, que la différence de pression atmosphérique Δp entre l'Ouest et l'Est du Pacifique équatorial, qui ne souffre pas de ces problèmes de tendance, est un excellent proxy de la tension de vent zonale intégrée de l'Ouest à l'Est du Pacifique équatorial sur 2°N-2°S. En outre, la comparaison avec la SST et le niveau de la mer dans l'Est montre que ce proxy est même meilleur que l'estimation directe à partir des mesures de vent depuis 1960. En supposant que le rotationnel de la tension de vent zonale varie au premier ordre linéairement avec la tension de vent zonale dans la bande équatoriale, les variations des débits de la convergence et de la divergence peuvent être estimées depuis 1920 à partir de Δp . La relation linéaire que l'on obtient pour les anomalies est :

$$D'_{div} (Sv) \sim D'_{conv} (Sv) \sim -a*b*2.3*10^3*\Delta\tau'(Pa) \sim a*b*2.3*4.0*\Delta p'(hPa)$$

$$D'_{div} (Sv) \sim D'_{conv} (Sv) \sim -10^3*\Delta\tau'(Pa) \sim 4*\Delta p'(hPa)$$

a est un facteur dépendant de la relation entre la tension de vent zonale et son rotationnel à 5°N et 5°S, et il est de l'ordre du rapport de la divergence de surface sur la divergence d'Ekman, donc de 0.5. b est le rapport pour la variabilité interannuelle des moyennes longitudinales de l'Ouest à l'Est du Pacifique entre la tension de vent zonale à 5°N et 5°S et celle moyennée sur 2°N-2°S. b est de l'ordre de 0.9. On peut déjà en déduire approximativement les variations interannuelles et à long-terme de la convergence et de la divergence depuis 1920 (Figure 2.13). Ainsi, la diminution entre la décade 1970-1979 et la décade 1980-1989 est quantitativement réaliste, de 4 Sv pour la divergence et de 5 Sv pour la convergence (5°N+5°S) dans OPA/NCEP et d'environ 4 Sv à partir de Δp . Les mesures hydrologiques exploitées par McPhaden et Zhang (2002) donnent une diminution légèrement supérieure, de 7 Sv pour la convergence géostrophique dans la pycnocline (9°N+9°S). On peut aussi comparer ces valeurs à la diminution du transport des STCs de près de 3 Sv dans un OGCM forcé par les vents COADS calculée par Nonaka et al. (2002), qui m'avait fourni des résultats plus détaillés lors d'un séjour à l'IPRC de Hawaii, avant la mission en mer faite au

cours de cette thèse. La définition du transport des STCs différente (transports à 15°N et 11°S, définis à partir de fonctions de courant) et surtout le produit de vent différent, les vents COADS ayant une tendance plus faible, voir inversée à celle des vents NCEP, explique le résultat différent. La tendance de la simulation OPA/NCEP est par contre irréaliste, même qualitativement, au début de la simulation, avec une diminution de 3 Sv pour la divergence et de 5 Sv pour la convergence entre les décades 1956-1965 et 1970-1979 (Figure 2.11), alors que l'on a une augmentation d'environ 1 Sv à partir de Δp et de 2 Sv dans les données de McPhaden et Zhang (2002).

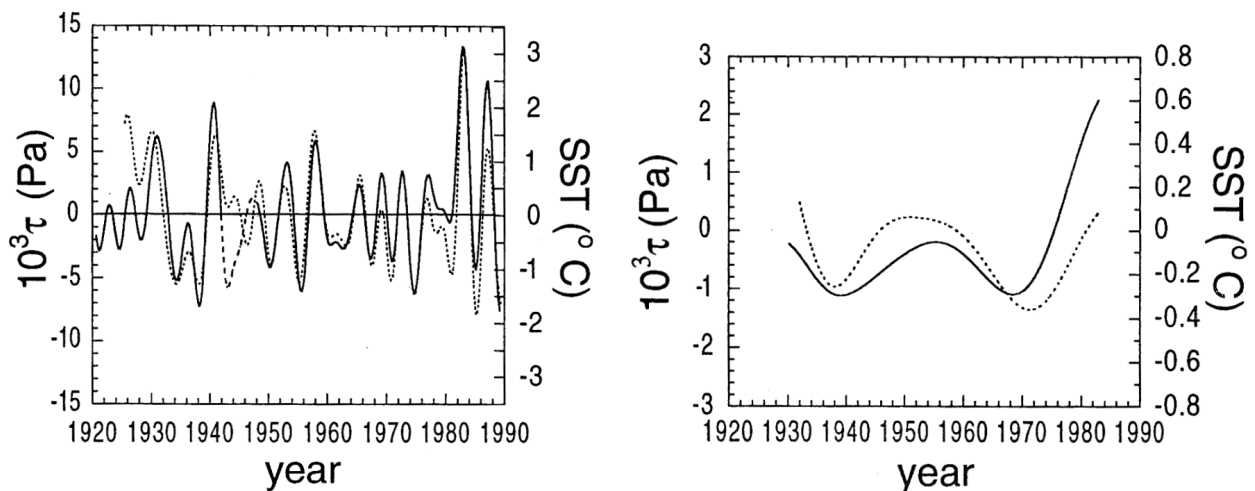


Figure 2.13: Variabilités de la tension de vent zonale équatoriale estimée à partir de la différence de pression entre l'Ouest et l'Est du bassin (en trait plein et tirets) et de la SST à Puerto Chicama (Pérou, en pointillés) (Clarke et Lebedev, 1996). A gauche (à droite), un filtre basse-fréquence élimine tout signal de période inférieure à un an (7 ans) et laisse passer les signaux de période supérieure à 4 ans (25 ans). Puisque les anomalies de débit en Sverdrup de la convergence et de la divergence sont proportionnelles à l'anomalie de la tension de vent équatoriale avec un facteur -10^3 , les unités sur les bords gauches correspondent aussi à des Sverdrup, une augmentation de la tension de vent correspondant à une baisse de la convergence et de la divergence.

2.1.3.e Sensibilité au choix des latitudes d'étude

La sensibilité au choix des latitudes peut être illustrée par l'étude des convergences et divergences plus loin de l'équateur, à 9°N et 9°S par exemple. En gardant les mêmes critères pour définir la convergence dans la pycnocline et la divergence en surface, on trouve des variations des transports de la convergence et de la divergence proches pour les échelles décennales entre 5°N+5°S et 9°N+9°S, bien anti-corrélées avec la SST de Niño3.5 (Figure 2.14). Pour les échelles interannuelles, la convergence dans la pycnocline a une variabilité similaire à 9°N+9°S qu'à 5°N+5°S, avec une amplitude légèrement plus faible, mais la

divergence en surface a par contre une variabilité interannuelle assez différente à 9°N+9°S et est moins bien corrélée avec la variabilité ENSO (faiblement anti-corrélée avec une avance de 13 mois sur la SST de Niño 3.5, corrélation laggée : -0.48, alors que la divergence à 5°N+5°S a une avance de 5.5 mois avec une corrélation laggée de -0.82). On pouvait s'attendre à ce résultat car les variations de la divergence en surface sont dominées par les variations du transport d'Ekman donc du vent zonal. Or, ce dernier varie sur une plus large bande de latitude aux échelles décennales qu'aux échelles interannuelles (cf. chapitre 1, section 1, sur la différence des modes spatiaux d'ENSO et de la PDO). Par contre, l'ajustement océanique, donc la variation de la convergence géostrophique, semble se faire sur une plus large bande de latitude aux échelles interannuelles, englobant 9°N et 9°S.

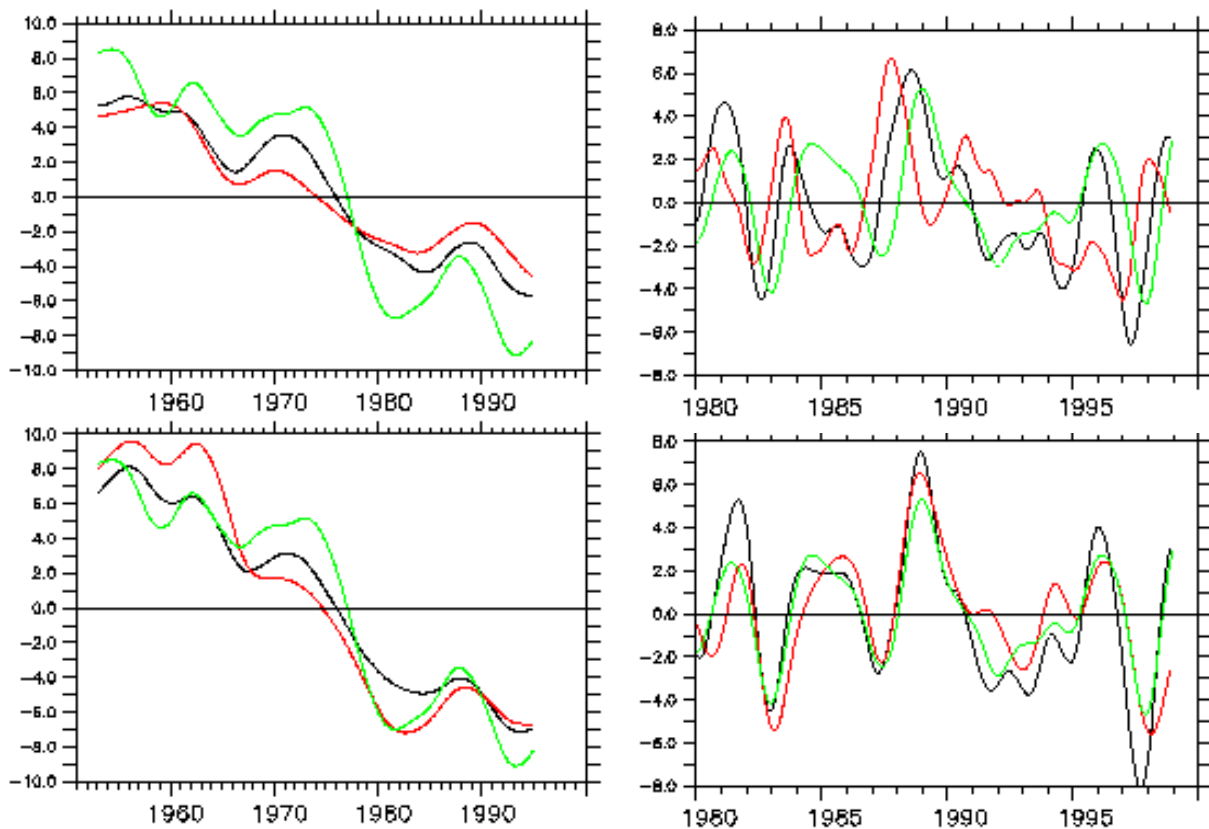


Figure 2.14 : Comparaison entre 5°N+5°S (en noir) et 9°N+9°S (en rouge) des anomalies de la divergence en surface (en haut, en Sv) et de la convergence dans la pycnocline (en bas, en Sv), pour les échelles décennales (à gauche, filtrage Hanning sur 10 ans) et interannuelles (à droite, filtrage Hanning sur 2 ans). L'opposé de l'anomalie de SST de Niño3.5 a été superposée en vert, avec un facteur -10 à gauche et -3 à droite.

2.1.4 Etude des températures de la convergence et de la divergence

2.1.4.a Définition

Pour pouvoir s'intéresser aux échanges méridiens de chaleur et au bilan de chaleur de la bande équatoriale, il est utile d'étudier les températures pondérées par le courant méridien de la convergence et de la divergence, comme pour l'EUC dans le chapitre 4. Cependant, les débits de la convergence et la divergence s'annulant et devenant parfois négatifs, il est nécessaire d'appliquer un filtre temporel filtrant le cycle saisonnier (filtre Hanning sur 2 ans f_{Hanning} pour avoir les variations interannuelles) avant de diviser le transport de chaleur par le débit. Le filtrage n'est pas appliqué directement sur V et T . La température définie ainsi a alors un sens physique puisque la connaissance de celle-ci et du débit filtré de la convergence ou de la divergence permet de connaître le transport de chaleur filtré de la convergence ou de la divergence $F_{\text{conv/div}}$:

$$T_{\text{conv/div}} = \frac{f_{\text{Hanning}} \left(\iint_{\text{conv/div}} T \cdot v \cdot dx dz \right)}{f_{\text{Hanning}} \left(\iint_{\text{conv/div}} v \cdot dx dz \right)}$$

$$F_{\text{conv/div}} = f_{\text{Hanning}} \left(\iint_{\text{conv/div}} T \cdot v \cdot dx dz \right) = f_{\text{Hanning}}(D_{\text{conv/div}}) \times T_{\text{conv/div}}$$

2.1.4.b Résultats et interprétation

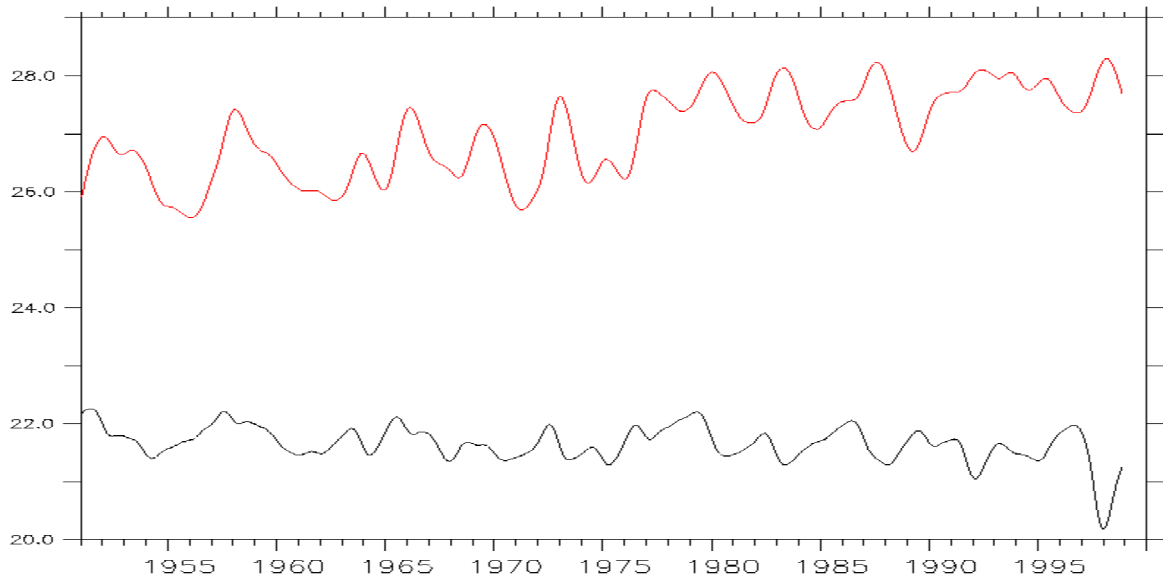


Figure 2.15 : températures pondérées par le courant méridien de la convergence (en noir) et de la divergence (en rouge) en °C sur les 50 ans de la simulation OPA/NCEP. Filtre Hanning sur 2 ans.

Pour la convergence et la divergence totale ($5^{\circ}\text{N}+5^{\circ}\text{S}$), on obtient en moyenne une température de la convergence de 21.5°C sur 1980-1999 (21.6°C sur 1951-1999) et une température de la divergence de 27.7°C sur 1980-1999 (27.0°C sur 1951-1999), donc une

différence de température de 6.1°C sur 1980-1999 (5.4°C sur 1951-1999). Les variations interannuelles des deux températures sont assez différentes, avec une très faible anti-corrélation de -0.19 (Figure 2.15). La température de la divergence a une variabilité interannuelle et une tendance beaucoup plus forte. On observe des tendances opposées sur les 50 ans de simulation, avec une divergence plus chaude et une convergence plus froide sur les 20 dernières années.

Puisque les débits de la convergence et la divergence sont presque égaux, aussi bien en moyenne que pour les variations interannuelles, c'est la différence des températures, plutôt que les températures considérées séparément, qui influera sur les échanges de chaleur méridiens causés par la circulation combinant convergence et divergence (cf. 3.1.2). Cette circulation refroidit la bande équatoriale, puisque des eaux froides y rentrent et des eaux chaudes en sortent en surface. Or, les variations interannuelles de la différence de température et la tendance sur 50 ans sont très fortes (Figure 2.16) et du même ordre que la moyenne, avec un minimum de 3.9°C en 1956 et un maximum de 8.1°C pendant l'événement El Niño de 1997. Ces variations auront donc des conséquences très fortes sur les échanges de chaleur, que l'on quantifiera dans la section 3. La différence des températures de la divergence et de la convergence est de plus liée à la variabilité ENSO, celle-ci influençant fortement dans la bande équatoriale la température de la couche de mélange, mais aussi la structure thermique et la profondeur de la thermocline. La comparaison entre les anomalies interannuelles de la différence de température et l'anomalie interannuelle de la SST de Niño3.5 est excellente sur les 50 ans de simulation, aussi bien pour la variabilité interannuelle que pour la tendance, avec une avance de la SST de 4 mois (corrélation laggée sur 1951-99: 0.93). La corrélation entre les deux est physiquement normale, mais il est surprenant que les amplitudes de ces deux grandeurs physiques, a priori assez différentes et intégrées sur des bandes de longitudes différentes, soient si proches. La température de la divergence, qui se fait dans la couche de mélange, est fortement liée à la SST de la bande équatoriale (avance de 3 mois sur la SST, corrélation laggée de 0.93) et domine la variabilité de la différence de température. Cela explique en grande partie la si bonne comparaison. De nombreux autres phénomènes physiques auraient pu modifier ces températures, tels que le déplacement en longitude des zones de convergence ou de divergence, des changements de stratification...mais ils sont donc négligeables devant la variabilité de la SST dans le modèle, à 5°N et 5°S. Il est ainsi intéressant de remarquer qu'à 9°N+9°S, le résultat final est assez proche pour les échelles interannuelles (la différence de température est bien corrélée avec la SST de Niño3.5, avec une amplitude proche), même si à ces latitudes, les variations de la température de la

divergence en surface sont faibles (à ces latitudes, la température dans la couche de surface a des variations interannuelles qui se compensent lorsqu'elles sont intégrées de l'Ouest à l'Est du bassin) et négligeables devant les variations de la température de la convergence, curieusement plus fortes qu'à 5°N+5°S.

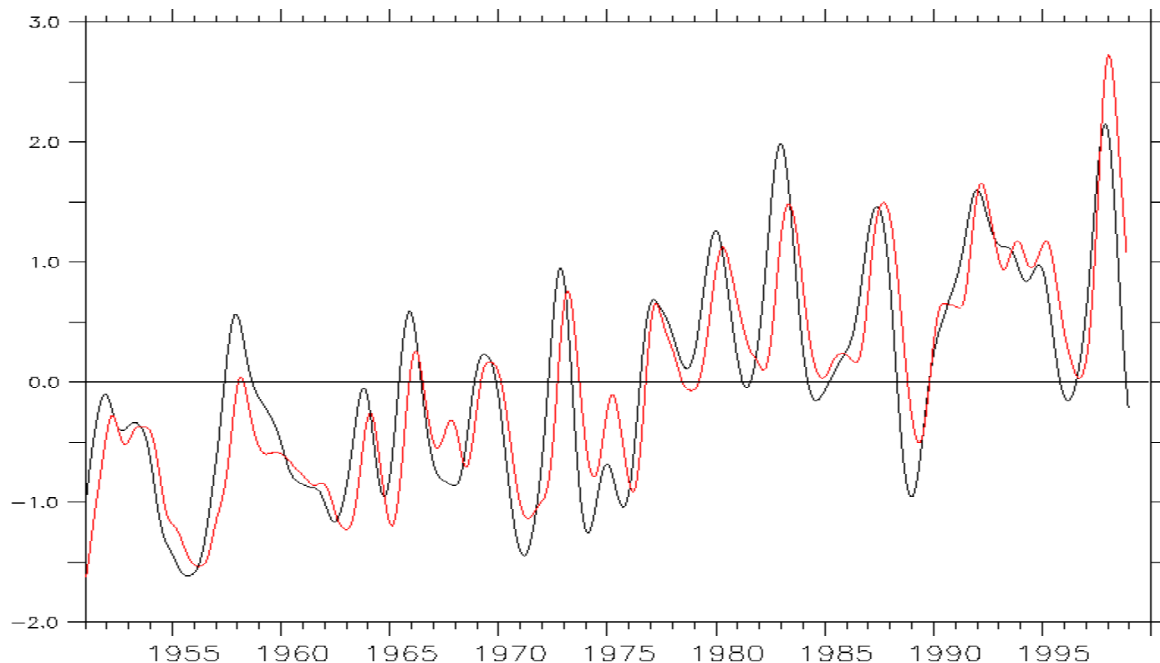


Figure 2.16 : comparaison des anomalies interannuelles de la différence des températures de la divergence et de la convergence à 5°N+5°S (en noir, moyenne enlevée : 5.4°C) et de la SST de la région Niño3.5 (en rouge). Filtre Hanning sur 2 ans.

La bonne comparaison entre différence des températures et SST de Niño3.5 est intéressante car elle montre que la SST dans le Pacifique équatorial central-Est peut donner des informations sur la variabilité de la différence de température entre convergence et divergence, surtout près de l'équateur. Or, par rapport aux données hydrologiques de subsurface, la SST est beaucoup mieux échantillonnée spatialement et est mesurée depuis beaucoup plus longtemps. Il y a cependant des tendances à long-terme un peu différentes selon les produits de SST, surtout avant la période 1940-1950. On peut en tout cas comparer la variabilité interannuelle et la tendance depuis 1950 de la SST du Pacifique Est dans OPA/NCEP à la SST de Reynolds. Les variations interannuelles sont très proches, mais les variations à long-terme sont trop fortes dans OPA/NCEP : la SST simulée est trop froide, surtout avant les années 1970, même si le modèle est rappelé à la SST de Reynolds (cf. Figure 5 de l'article en annexe 2, où la SST dans OPA/NCEP est comparée à la SST de Reynolds et à la convergence dans OPA/NCEP). Ces différences sont liées entre autre aux trop forts débits de la convergence, de la divergence et de l'EUC irréalistes avant 1970 dans OPA/NCEP, qui

ont un impact sur les échanges de chaleur et sur les bilans de chaleur dans la bande équatoriale (cf. section 3 où on quantifiera cet impact). La forte augmentation à long-terme de la différence de température entre divergence et convergence sur les 50 ans est donc sur-estimée dans OPA/NCEP.

Pour les bilans de chaleur, remarquons que lors d'un événement El Niño par exemple, la différence de température entre divergence et convergence augmente, rendant le refroidissement de la bande équatoriale par la convergence et la divergence plus efficace, et contribue donc à une décharge de chaleur vers les pôles par l'océan, et inversement pendant un épisode La Niña. Cela correspond donc au mécanisme de recharge-décharge, vu d'une manière différente.

2.2 Variabilité de l'upwelling équatorial

2.2.1 Définition et comparaison avec l'EUC

2.2.1.a Définition

Dans la section 1, l'étude de la circulation moyenne et en particulier du transport vertical en fonction de la latitude dans le modèle a mis en évidence les STCs et TCs, et l'upwelling équatorial. Ce dernier, comparé avec les études observationnelles, est très réaliste en moyenne dans OPA/ERS, et légèrement sous-estimé dans OPA/NCEP. La simulation OPA/NCEP sera cependant celle utilisée pour avoir accès à une plus longue période. L'upwelling équatorial se trouve principalement à l'Est de 170°W entre 2°N et 2°S, mais est compensé par des downwelling dans la bande équatoriale entre environ 2° et 5° de latitude associés aux TCs dans la couche de mélange, au dessus de 80 m. Nous ne nous intéressons pas à ces recirculations dans la bande 5°N-5°S, qui auront plus pour effet d'homogénéiser la couche de mélange, mais plutôt aux échanges méridiens avec les régions extra-tropicales. On va donc définir l'upwelling équatorial total comme étant le transport vertical à 80 m entre 5°N et 5°S et de 170°W au bord Est du bassin. Le choix de la profondeur de 80 m permet d'être en dessous des TCs et d'être à peu près au niveau du bas de la couche de mélange. Bien entendu, le bas de la couche de mélange varie en longitude et latitude, mais le choix de la profondeur influe peu sur le résultat : à 40 m, la moyenne de l'upwelling reste la même (25 Sv) et la variabilité interannuelle change très peu. La différence en variabilité entre l'upwelling à 40 m

et celui à 80 m est ainsi plus faible qu'entre l'upwelling sur 5°N-5°S et celui sur 9°N-9°S (Figure 2.17). On calcule l'upwelling à l'Est de 170°W pour pouvoir le comparer à l'EUC à 170°W qui l'alimente. On perd donc un peu de l'upwelling total de l'Ouest à l'Est en moyenne (28 Sv au lieu de 25 Sv à l'Est de 170°W), et sa variabilité est légèrement différente. Enfin, le choix en latitude 5°N-5°S permet lui-aussi d'éviter de prendre en compte les TCs. D'ailleurs, prendre la bande 9°N-9°S donne une moyenne (26 Sv au lieu de 25 Sv) et une variabilité interannuelle très proches, légèrement supérieures (Figure 2.17).

2.2.1.b Variabilité du transport de masse, comparaison avec l'EUC

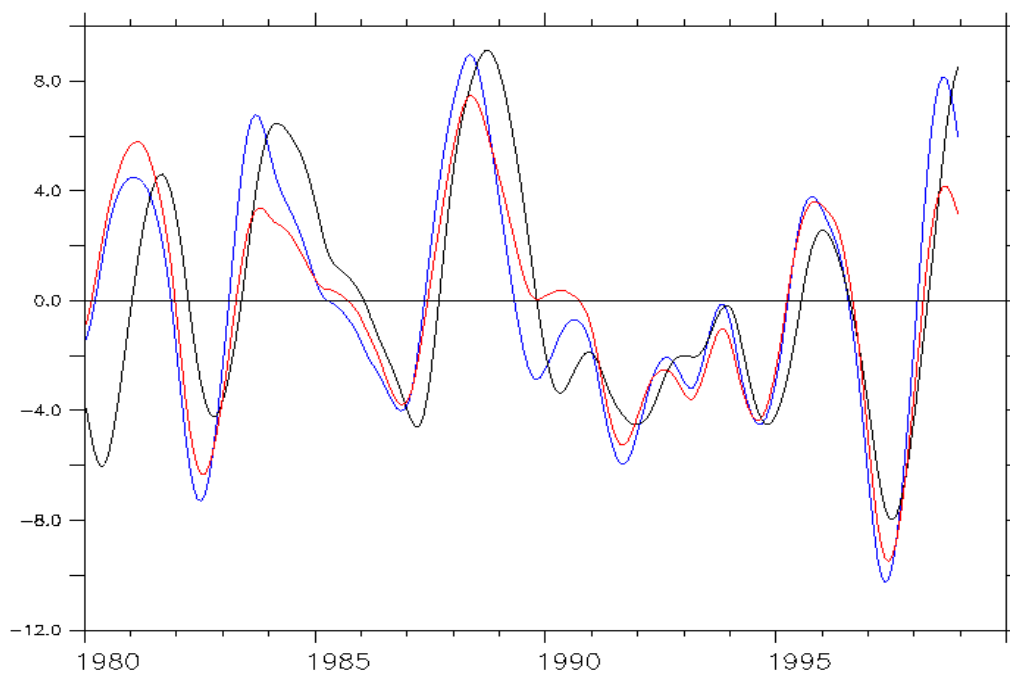


Figure 2.17 : anomalies interannuelles des débits (Sv) de l'upwelling équatorial à 80 m de 170°W à l'Est du bassin, de 5°N à 5°S (en rouge) et de 9°N à 9°S (en bleu), et de l'EUC à 170°W (calculé jusqu'à 360 m, en noir).

La variabilité interannuelle de l'upwelling équatorial ainsi défini est forte, et est logiquement corrélée à la variabilité ENSO. Lors d'un événement El Niño, on observe bien une anomalie de downwelling, l'ajustement dynamique se faisant par les ondes équatoriales. L'upwelling, alimenté par l'EUC, a un débit très comparable à l'EUC, aussi bien en moyenne (25 Sv au lieu de 27 Sv (25 Sv) pour l'EUC calculé à partir de 360 m (270 m)) qu'en variabilité interannuelle, avec une avance de 2 mois (Figure 2.17). Par conservation de la masse, l'upwelling équatorial et l'EUC qui l'alimente doivent être presque égaux en régime stationnaire (des études observationnelles font cependant apparaître un léger downwelling à la base de l'EUC (cf. chapitre 1, section 2). Ce résultat est donc toujours cohérent avec le fait

que le régime est quasi-stationnaire pour les variations interannuelles dans la bande équatoriale. L'upwelling est d'abord influencé par les ondes du premier mode barocline, qui se propagent beaucoup plus vite que les ondes des modes baroclines plus élevés qui vont influencer le débit de l'EUC. Si des ondes de Kelvin sont créées par une anomalie dans l'Ouest du bassin, la différence des temps de propagation vers l'Est peut expliquer l'avance de l'upwelling à l'Est de 170°W sur l'EUC à 170°W.

En tendance à long-terme sur les 50 ans de la simulation OPA/NCEP, l'upwelling équatorial diminue fortement, comme l'EUC, la convergence et la divergence. On peut comparer l'estimation de McPhaden et Zhang (2002) de l'upwelling équatorial de l'Ouest à l'Est du Pacifique de 9°N à 9°S au calcul sur la même région et les mêmes périodes dans la simulation (Tableau 6). L'estimation de McPhaden et Zhang, faite à partir d'observations hydrologiques et de plusieurs produits de vent à 9°N et 9°S, utilise des hypothèses simplificatrices fortes et doit donc être comparée avec précaution avec la simulation. On voit là encore que la forte diminution de l'upwelling entre 1956-65 et 1970-77 est irréaliste. Elle semble plus réaliste ensuite. Dans le modèle, on n'observe pas de fortes diminutions entre les décennies 1980-89 et 1990-99. On remarque aussi que l'upwelling est sous-estimé en moyenne dans la simulation, comme on l'avait déjà remarqué dans la section 1.

Tableau 6 : comparaison de l'estimation de McPhaden et Zhang (2002) de l'upwelling équatorial de l'Ouest à l'Est du Pacifique de 9°N à 9°S au calcul sur la même région et les mêmes périodes dans la simulation OPA/NCEP. Unités : Sv.

	1956-1965	1970-1977	1980-1989	1990-1999
McPhaden et Zhang (2002)	41 ± 6	47 ± 5	42 ± 4	35 ± 5
Simulation OPA/NCEP	40	34	31	29

2.2.2 Etude de la température de l'upwelling

2.2.2.a Définition

Les eaux upwellées apportées par l'EUC et alimentant la couche de mélange peuvent être plus ou moins froides. Leur température peut être définie comme la température pondérée par le transport vertical de l'upwelling équatorial. De la même manière que pour la convergence et la divergence, il faut filtrer (filtrage Hanning sur 2 ans) le transport de chaleur avant de le diviser par le débit de l'upwelling, pour que la température ait un sens physique:

$$T_{upw} = \frac{f_{Hanning}(\iint_{upw} T \cdot w \, dx dz)}{f_{Hanning}(\iint_{upw} w \, dx dz)}$$

$$F_{upw} = f_{Hanning}(\iint_{upw} T \cdot w \, dx dz) = f_{Hanning}(D_{upw}) \times T_{upw}$$

Cette température est importante pour le bilan de chaleur de la couche au dessus de 80 m dans le Pacifique Est. Elle peut dépendre de nombreux phénomènes physiques et de nombreux paramètres, comme les températures de la couche de mélange et de la thermocline, la profondeur de la thermocline, l'intensité de l'upwelling et la région où il a lieu... La paramétrisation de la température des eaux upwellées dans les modèles théoriques d'El Niño est donc très variable et y est un paramètre très important, qu'il est difficile de connaître quantitativement. Il est donc intéressant d'étudier cette température.

Avec cette définition dynamique, qui dépend de l'intensité locale de l'upwelling, on obtient une température moyenne de 21.8°C sur 1951-1999 (22°C sur 1980-1999), intermédiaire entre la SST à l'Est du Pacifique d'environ 26°C et la température de l'EUC de 17°C. Cette moyenne dépend bien sûr de la profondeur choisie pour l'upwelling, mais la variabilité interannuelle de la température de l'upwelling change peu, son amplitude s'affaiblissant si l'on se rapproche de la surface (à 40 m, l'amplitude des variations interannuelles diminue de 25%).

2.2.2.b Variabilité interannuelle et tendance

La variabilité interannuelle de la température de l'upwelling est forte, avec une légère tendance à long-terme (Figure 2.18). Cette variabilité interannuelle peut être expliquée par la forte variabilité de la température de la couche de mélange, donc de la SST dans l'Est du Pacifique, la variabilité interannuelle de la température de l'EUC étant plus faible. La température de l'upwelling a des variations en avance d'environ 4 mois sur la SST de Niño3.5.

Par contre, le réchauffement à long-terme de la température de l'upwelling est plus faible que celui de la SST. Le fort refroidissement des eaux de l'EUC peut expliquer ce plus faible réchauffement des eaux de sub-surface. Ainsi, une régression bilinéaire de la température de l'upwelling à partir de la SST de Niño3.5 et de la température de l'EUC à 170°W donne d'assez bons résultats, avec des coefficients de 0.9 pour la SST et de 0.6 pour la température de l'EUC (résultats calculés pour les anomalies sur la période 1951-1999, corrélation : 0.77, rmsdiff : 0.58°C). Cette différence des impacts des variabilités interannuelle et à long-terme

de la température de l'EUC sur le Pacifique Est se retrouvera lorsque l'on quantifiera les échanges de chaleur pour le Pacifique Est dans la section 3.2.

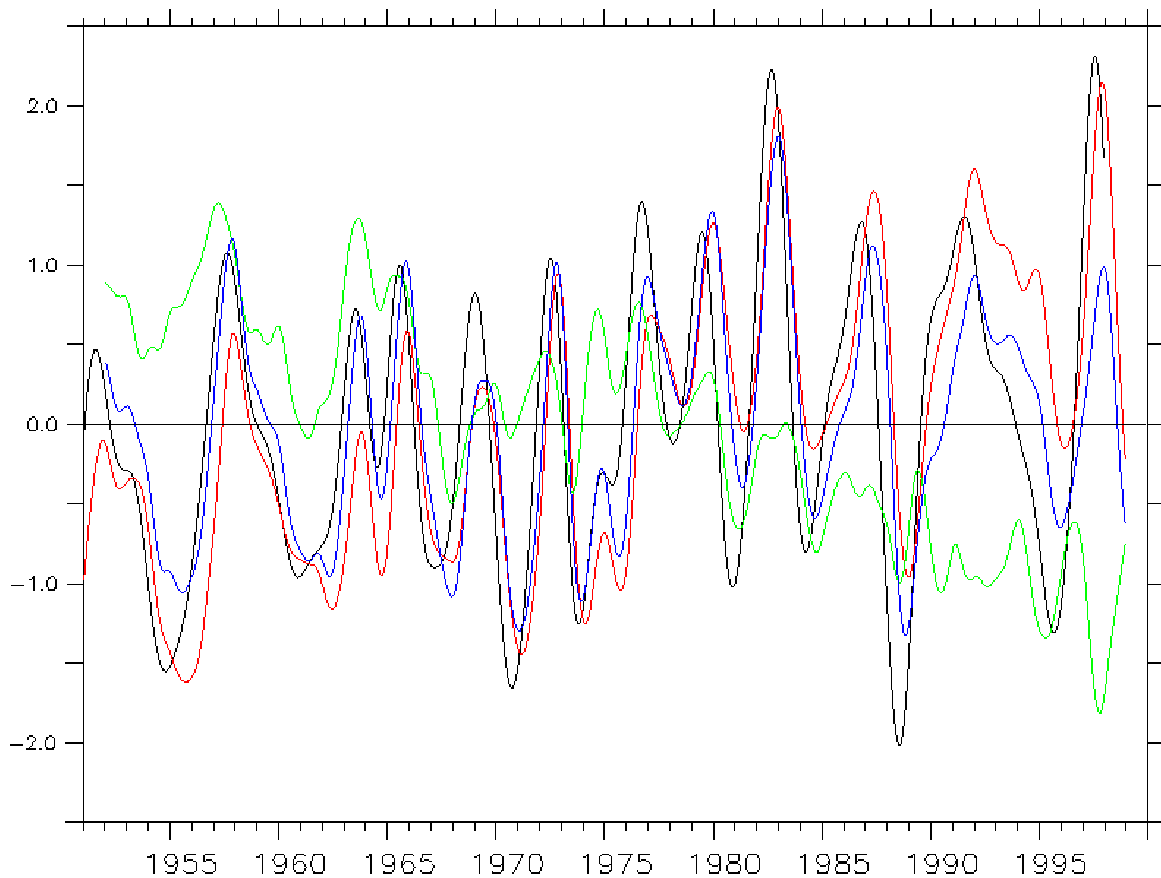


Figure 2.18: variabilité interannuelle et à long-terme de la température de l'upwelling équatorial (en noir, en °C), comparée à la SST de Niño3.5 (en rouge), à la température de l'EUC à 170°W (en vert, EUC calculé jusqu'à 360 m) et à sa régression bilinéaire avec ces 2 grandeurs avec des coefficients respectifs de 0.9 et 0.6. Les moyennes ont été soustraites et un filtre Hanning sur 2 ans a été appliqué.

D'un point de vue observationnel, remarquons qu'il est très difficile d'avoir accès à la température des eaux upwellées et à sa variabilité. Dans le modèle, on peut connaître sa variabilité à partir de la SST dans le centre-Est du Pacifique et de la température de l'EUC. Il est donc intéressant d'avoir de longues séries temporelles de la température de l'EUC, grâce aux données TAO de U et T à l'équateur, qui, combinées avec les observations de SST, peuvent donner accès à la variabilité de la température des eaux upwellées. La relation entre température de l'upwelling, SST et température de l'EUC, dépend cependant de la longitude considérée pour l'EUC, et le choix de celle-ci est important. Ainsi, la forte tendance négative observée pour la température de l'EUC sur les 50 ans de OPA/NCEP diminue un peu de 170°W à 140°W, et devient même positive à 110°W (la tendance de la profondeur de la thermocline à l'Est du Pacifique y est différente).

2.3 Variabilité du courant équatorial Sud (SEC)

Le courant équatorial Sud (SEC) est en moyenne vers l'Ouest, avec 2 branches Nord et Sud et a un minimum local à l'équateur, et se trouve dans la couche de mélange. Le SEC rentre aussi en jeu dans les cellules de circulation méridienne, puisqu'il est alimenté par les eaux upwellées dans le Pacifique Est lors de leur divergence vers les pôles. On s'intéresse ici surtout à la variabilité du SEC dans le Pacifique central en terme de transport et de température, pour pouvoir ensuite étudier les conséquences sur le bilan de chaleur du Pacifique Est. Comme le SEC a une extension latitudinale importante, contrairement à l'EUC, l'extrapolation méridienne à partir des données TAO de U et T à l'équateur est difficilement envisageable. On étudie donc ici le SEC uniquement dans le modèle.

2.3.1 Définition

Pour cette étude, où l'on veut estimer la variabilité du SEC dans le Pacifique central et les échanges de chaleur associés avec le Pacifique Est dans la bande équatoriale, on le définit de manière assez simple, comme tous les courants zonaux entre 5°N et 5°S à 170°W au dessus de l'isopycne 24.25 kg/m³ et ne faisant pas partie de l'EUC. Prendre d'autres critères, par exemple limiter la profondeur à 150 m au lieu de prendre un critère en densité, change très peu les résultats, avec une baisse négligeable du SEC d'environ 0.3 Sv. Ces critères définissent bien le SEC dans la plupart des conditions. Puisque le seul critère de courant est implicitement dans l'élimination de l'EUC, le SEC ainsi défini peut être parfois vers l'Est, notamment pendant les évènements El Niño.

2.3.2 Débit du SEC. Comparaison avec l'EUC et l'upwelling.

Le débit du SEC à 170°W a une moyenne de 9.5 Sv vers l'Ouest dans OPA/NCEP sur 1980-1999, donc bien inférieure à l'EUC et l'upwelling. Seule une faible portion, un peu plus d'un tiers, des eaux apportées par l'EUC via l'upwelling équatorial passent donc par le SEC en moyenne. Par contre, la variabilité interannuelle du SEC à 170°W est très forte, avec des minima, voir des renverses vers l'Est pendant les forts évènements El Niño, comme par exemple en 1982 et en 1997 (Figure 2.19). Ses variations sont similaires à celles de l'EUC et de l'upwelling équatorial, avec une amplitude plus forte. Remarquons que même en régime quasi-stationnaire, lorsque l'ajustement océanique est établi, ce qui est le cas dans la bande

équatoriale aux échelles interannuelles, le SEC n'est pas nécessairement égal à l'upwelling à l'Est et à l'EUC, puisque toutes les eaux upwellées ne passent pas par le SEC, ce dernier pouvant être de plus alimenté par la variabilité d'autres courants.

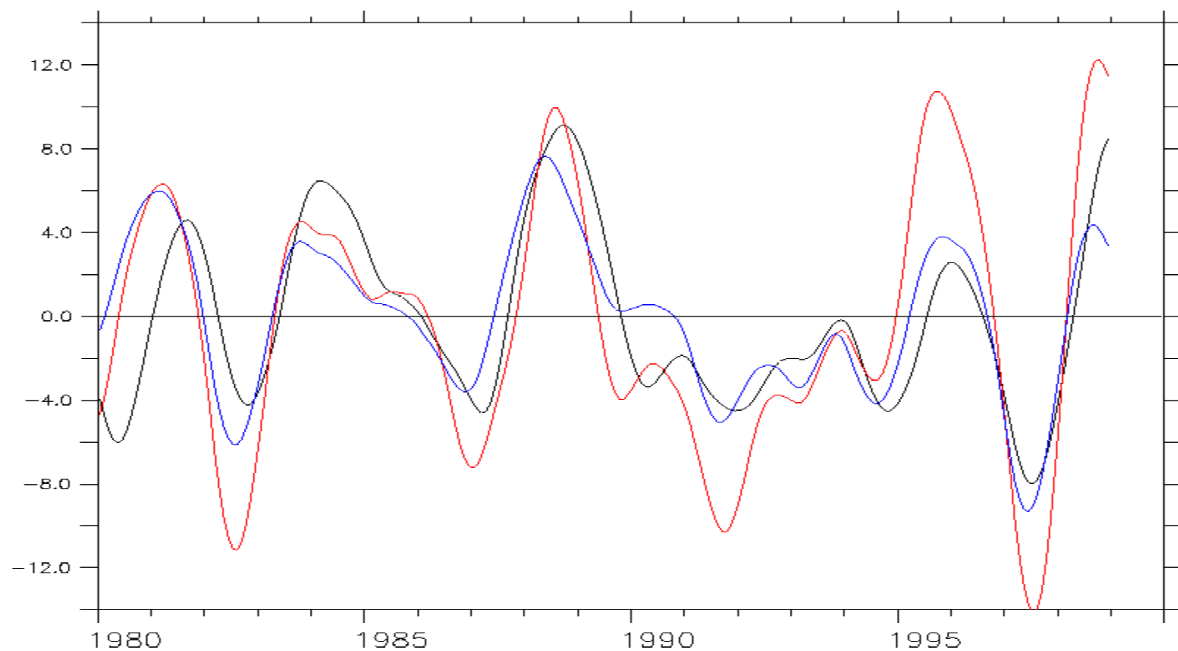


Figure 2.19 : variabilité interannuelle du débit du SEC (en rouge, positif vers l'Ouest, en Sv) comparée à l'EUC à 170°W (en noir, calcul jusqu'à 350 m, positif vers l'Est) et à l'upwelling équatorial à l'Est de 170°W entre 5°N et 5°S à 80 m (en bleu). Les moyennes ont été soustraites et un filtre Hanning sur 2 ans a été appliqué.

Le SEC est causé dynamiquement par la tension de vent zonale équatoriale. La covariabilité du SEC avec l'EUC et l'upwelling, et l'avance du SEC et de l'upwelling sur l'EUC, peut être expliquée qualitativement par la variabilité interannuelle du vent zonal sur 5°N-5°S, qui force des ondes de Kelvin et de Rossby, notamment celles du premier mode barocline, rapides, qui vont modifier le SEC. Des variations du vent zonal hors équateur peuvent aussi modifier le SEC (Richardson et al., 1999). D'un point de vue plus théorique, le modèle linéaire de l'EUC de McPhaden (1993), dont les approximations sont quand même beaucoup moins valables pour la surface que pour l'EUC, donne un débit du SEC égal à 1.1 fois celui de l'EUC. Le SEC varie donc bien dans ce modèle linéairement avec la tension de vent zonale et son fetch.

2.3.3 Température du SEC

Le SEC apporte les eaux de la couche de mélange, qui se sont réchauffées dans la couche de mélange depuis leur upwelling à l'Est, vers le Pacifique Ouest. Pour l'étude des échanges de chaleur, il faut définir la température pondérée par le transport zonal du SEC. Cependant,

même avec un filtre Hanning sur 2 ans, le débit du SEC peut encore se renverser. La variabilité interannuelle de la température du SEC ne peut donc être étudiée simplement et ne sera pas présentée ici. Par la suite, seule la moyenne de la température du SEC nous intéressera, pour l'étude des échanges de chaleur avec le Pacifique Est dans la section 3.

Avec les critères de définition du SEC présentés précédemment, on obtient une moyenne de la température du SEC à 170°W de 27.2°C sur 1980-1999 (26.2°C sur 1951-1999). Ces eaux sont donc en moyenne 10 à 11°C plus chaudes lorsqu'elles sortent du Pacifique Est, que lorsqu'elles y sont rentrées par l'EUC.

2.4 Remarques sur la comparaison convergence/divergence/EUC/upwelling équatorial/SEC

2.4.1 En débit

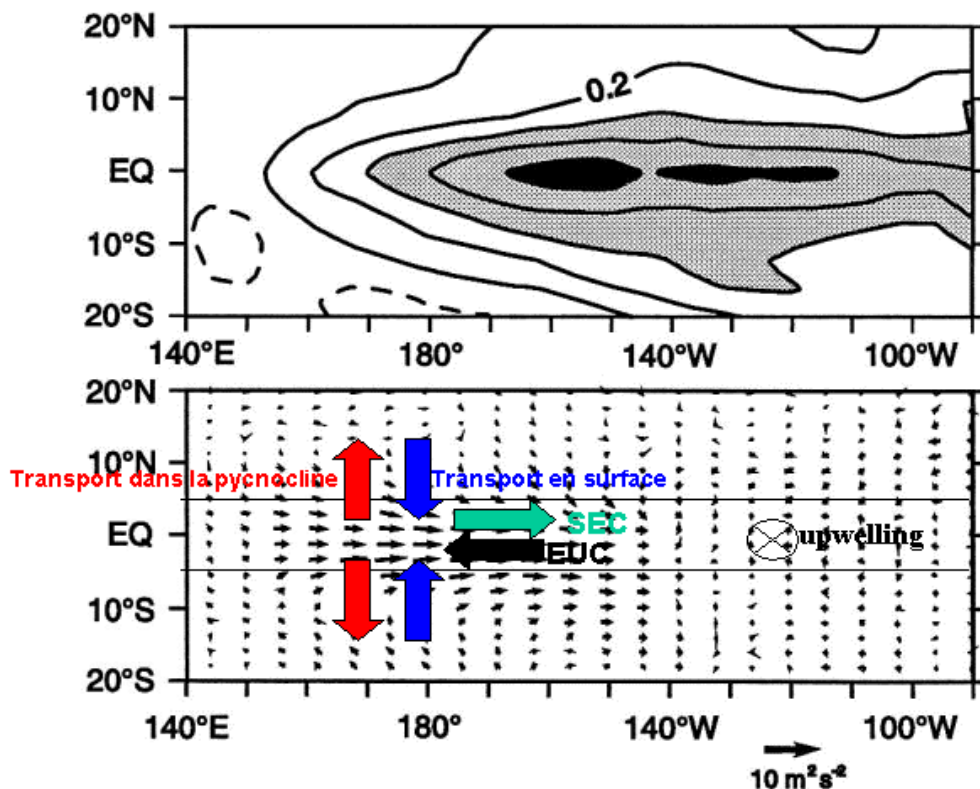


Figure 2.20 : mode dominant de covariabilité de la SST (en haut, en °C) et de la tension de vent (en bas) (Mantua et Battisti, 1995). Les diminutions, associées à une phase positive de ce mode, de la convergence dans la pycnocline (en rouge), de la divergence en surface (en bleu), du débit de l'EUC (en noir), de l'upwelling équatorial et du SEC (en vert) ont été représentées schématiquement (anomalies).

Nous avons vu dans cette section la très bonne comparaison pour la variabilité interannuelle des transports de masse de la convergence, de la divergence, de l'EUC, de l'upwelling équatorial, et dans une moindre mesure du SEC, dans la bande équatoriale 5°N-5°S. Pour ces basses fréquences, on a vu que l'ajustement dynamique du bassin devenait linéaire et quasi-stationnaire. L'application de théories linéaires simples permet de montrer que ces débits varient interannuellement tous linéairement avec la tension de vent zonale et parfois son rotationnel, intégrés en longitude, avec des coefficients de proportionnalité très proches. On peut résumer la covariabilité de ces transports causée par la variabilité interannuelle des vents sur la Figure 2.20.

Cependant, le mode de variabilité montré sur cette figure est une vision simplificatrice, sans propagation et symétrique au premier ordre. Les déphasages de quelques mois observés entre les transports (Tableau 7) peuvent ainsi être expliqués par une interprétation ondulatoire qualitative et par des déphasages entre le vent zonal intégré zonalement à 5°N, 0° ou 5°S. Les variations du vent zonal donc de la divergence d'Ekman à 5°N causent les variations de la divergence en surface et de l'upwelling équatorial, donc des transports de chaleur vers la couche de mélange dans le Pacifique central-Ouest, qui entraînent les variations de la SST avec un retard de 5 mois. Dans le même temps, les variations du vent zonal dans le Pacifique central-Ouest à 0° forcent les variations de l'EUC dans le centre du Pacifique. Le SEC est influencé par le vent zonal à l'équateur et hors équateur. La convergence dans la pycnocline est une réponse globale géostrophique plus lente au vent zonal intégré sur toute la bande équatoriale. Ces déphasages sont en accord avec le mécanisme de Kleeman et al. (1999) qui suggèrent que ce sont des variations de transport dans la branche de surface des STCs (« upper branch ») et de l'upwelling équatorial, causées par le vent zonal, qui sont en avance sur la SST de Niño3.5 et sur les variations de la branche dans la pycnocline des STCs (« lower branch »), même si eux ne regardaient que les échelles décennales et une bande de latitude plus large. Cependant, tout cela n'explique pas pourquoi les variations du vent zonal donc du transport d'Ekman sont en avance à 5°N.

Tableau 7 : déphasages et corrélations laggées avec la SST de Niño3.5 de OPA/NCEP des différentes « branches » des cellules de circulation 3D dans OPA/NCEP associée à l'EUC et de leurs causes physiques : le vent zonal intégré de l'Ouest à l'Est du bassin (vents NCEP) à 5°N et 5°S (\leftrightarrow -divergence d'Ekman), sur 5°N-5°S (\Rightarrow influence sur la convergence géostrophique) et le vent zonal intégré sur 120°E-160°W à 0° (qui force les variations de l'EUC à 170°W, cf. chapitre 4). Les valeurs ont été classées en fonction de leur avance sur la SST par ordre décroissant de la gauche vers la droite. Les lags et corrélations ont été calculés sur la période 1980-99 avec les valeurs filtrées avec un filtre Hanning sur 2 ans.

	τ_x de l'Ouest à l'Est à 5°N	Divergence en surface 5°N+5°S	Upwelling equatorial (170°W-Est, 5°N-5°S)	SEC à 170°W	τ_x intégré sur 120°E-160°W à 0°	EUC à 170°W	τ_x de l'Ouest à l'Est sur 5°N-5°S	Convergence dans la pycnocline 5°N+5°S	τ_x de l'Ouest à l'Est à 5°S
Avance sur la SST de Niño3.5	6.5 mois	5.5 mois	5 mois	4.5 mois	4.5 mois	3 mois	1 mois	0.5 mois	-2 mois
Corrélation laggée	0.77	-0.82	-0.92	-0.92	0.78	-0.85	0.97	-0.93	0.85

Pour les tendances à long-terme sur les 50 ans de la simulation, on a vu que tous les transports associés diminuaient fortement et que la baisse avant environ 1975 était irréaliste. Cette tendance est causée par la baisse des vents NCEP. De plus, cette forte baisse de la circulation associée aux STCs entraîne une diminution de l'apport d'eaux froides vers la bande équatoriale et de l'export d'eaux chaudes hors de cette bande. Cela est une des causes de l'augmentation trop forte dans la bande équatoriale de la SST du modèle par rapport à la SST de Reynolds, vers laquelle la SST du modèle est pourtant rappelée (cf. article en annexe 2). On reviendra sur ce problème dans la section 3.

2.4.2 En température

Nous avons vu dans cette section que les températures pondérées par le transport ont des variations interannuelles fortement liées à la SST dans le Pacifique Est et à la variabilité ENSO. Ainsi, la différence de température de la convergence et de la divergence a des anomalies interannuelles et à long-terme égales à celles de la SST de Niño3.5. Cela est valable aussi pour la température de l'upwelling et dans une moindre mesure pour le SEC pour les variations interannuelles, mais pas pour leurs tendances. La température de l'EUC est par contre peu corrélée à la SST, puisqu'on a vu dans le chapitre 4 qu'elle variait linéairement avec la différence entre la profondeur de la thermocline (l'isotherme 20°C) et la profondeur

de l'EUC. Le refroidissement à long-terme de la température de l'EUC pourrait expliquer une part de la tendance à long-terme de la température de l'upwelling équatorial.

Ces variabilités en température, associées à la covariabilité des transports de masse, auront forcément de forts impacts sur les bilans de masse et de chaleur dans le Pacifique équatorial, que l'on va s'attacher à quantifier dans la section suivante. De plus, ces variabilités sont pour la plupart corrélées avec ENSO, et l'on verra les interprétations possibles pour comprendre certains mécanismes d'ENSO.

3 Conséquences sur les échanges de masse et de chaleur

3.1 Bilans de masse et de chaleur de toute la bande équatoriale du Pacifique

3.1.1 Bilan de masse

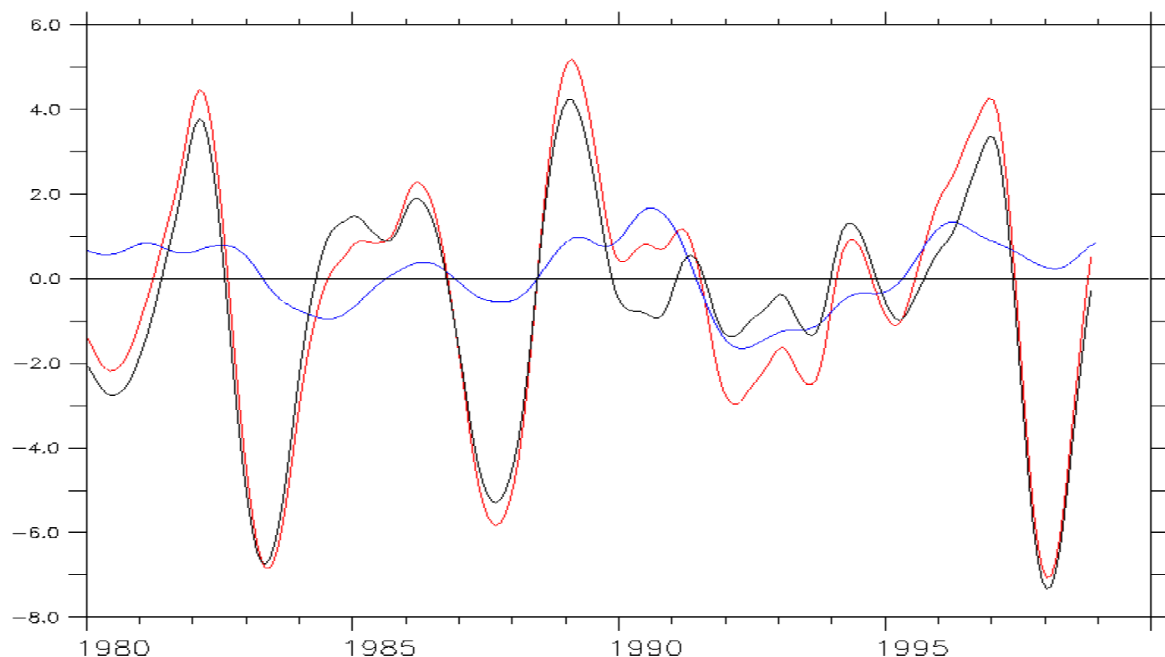


Figure 3.1 : comparaison pour la bande équatoriale au dessus de l'isopycne 26 entre la variation de volume (en Sv, en noir) et la somme de tous les transports de masse, incluant le transport diapycnal vertical à travers l'isopycne 26 (en rouge). La différence entre les deux courbes (en bleu) est due aux erreurs inévitables induites par l'utilisation des champs mensuels pour faire ce bilan de masse. Filtrage Hanning sur 2 ans.

Puisque la bande équatoriale est très importante pour les problèmes de recharge-décharge, nous allons d'abord étudier son bilan de masse, pour connaître le rôle des différents termes de l'équation de conservation de la masse. La surface fermée considérée est variable dans le temps, et les bilans doivent donc être faits avec précaution. Les différents transports de masse sont : les transports latéraux au dessus de l'isopycne 26, aussi bien méridiens à 5°N et 5°S que par le throughflow, le bilan évaporation-précipitation en surface, négligeable, et le transport diapycnal vertical à travers l'isopycne 26. La somme de ces transports doit être égale à la variation du volume de la boîte due au déplacement de l'isopycne 26. En comparant ces deux termes (Figure 3.1), on voit qu'ils sont presque égaux, donc que le bilan est relativement bien fermé. L'utilisation des sorties mensuelles des différents champs du modèle explique la différence entre les deux termes.

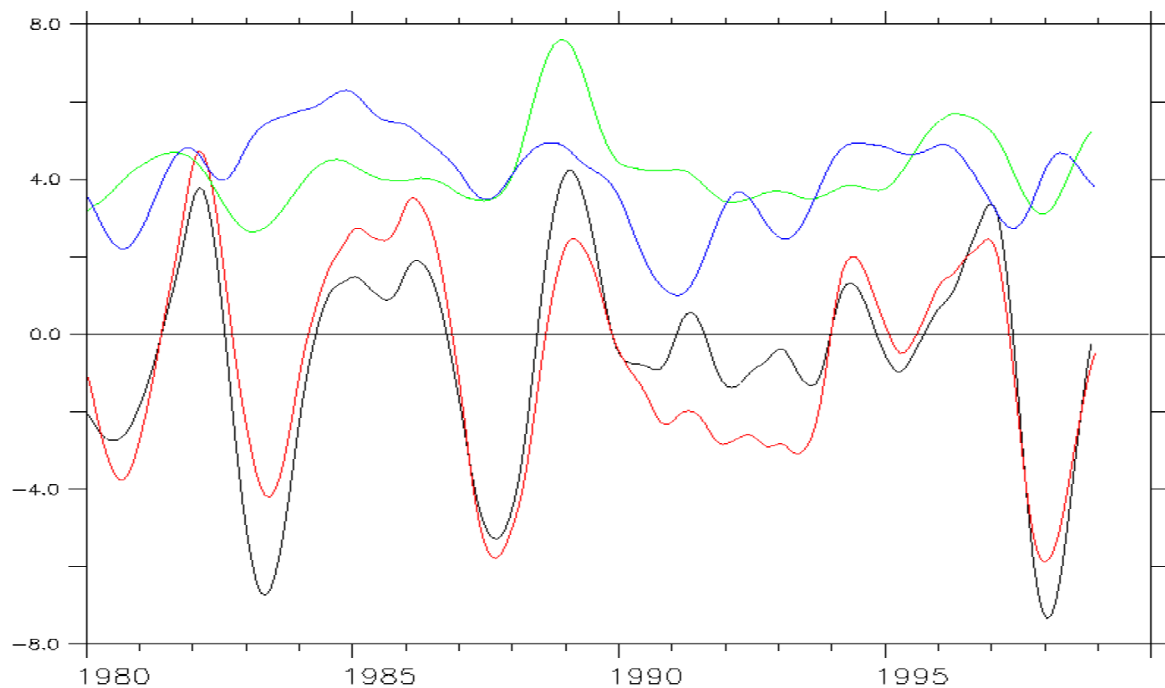


Figure 3.2: les différents termes du bilan de masse (en Sv) de la bande équatoriale: la variation du volume de la boîte (en noir), la somme des transports méridiens rentrant à 5°N et 5°S (en rouge), le transport vertical rentrant par l'isopycne 26 (en vert) et le transport de masse sortant par le throughflow (en bleu). Filtre Hanning sur 2 ans.

Après cette vérification, on peut comparer la somme des transports méridiens, qui correspond à la différence entre la convergence et la divergence étudiées précédemment et qui est nulle en moyenne, à la variation de volume de la boîte (Figure 3.2). La majeure partie de la variabilité interannuelle de cette dernière est bien causée par les transports méridiens. Le transport diapycnal vertical rentrant dans la boîte de 4.3 Sv est compensée en moyenne par la

sortie d'eau par le throughflow, composé de 2 passages, un principal et un plus faible, dans la grille ORCA, avec un total de 4.0 Sv. Cela est normal d'un point de vue de la circulation générale. La circulation interocéanique fait bien intervenir un upwelling d'eaux intermédiaires, qui est pris en partie en compte dans le transport diapycnal au niveau de l'isopycne 26, et ces eaux vont ensuite, après recirculation, sortir par le throughflow. Bien entendu, cette égalité en régime stationnaire n'est plus valable pour les variations interannuelles (Figure 3.2). Les différences entre ces deux transports contribuent aussi à la variation du volume de la boîte.

Le bilan de masse de la boîte de volume variable étudiée, bien fermé, montre donc qu'une grosse partie de la recharge-décharge des eaux de la bande équatoriale de densité potentielle inférieure à 26 kg/m³ est due à la différence entre convergence et divergence. Cependant, on ne peut relier cela directement au mécanisme de recharge-décharge de la bande équatoriale en eaux chaudes, bien moins denses, au dessus de la thermocline. Pour cela, il faut plutôt regarder le bilan de chaleur et les variations du contenu en chaleur de la boîte étudiée.

3.1.2 Bilan de chaleur

3.1.2.a L'équation de chaleur et ses différents termes

La boîte étant de volume variable, le bilan de chaleur doit être calculé rigoureusement. L'équation de chaleur locale doit être étendue de manière mathématiquement rigoureuse à toute la boîte :

$$\begin{aligned} \rho C_v \iiint_{\sigma < 26} (\partial T / \partial t) . dx dy dz = & \iint_{surface} F_{atm} . dx dy \\ + \rho C_v \iint_{\sigma < 26, 5^\circ N + 5^\circ S} (T - T_{ref}) . v . dx dz + & \rho C_v \iint_{\sigma < 26, throughflow} (T - T_{ref}) . u . dy dz + \rho C_v \iint_{\sigma = 26} (T - T_{ref}) . w . dx dy \\ + \iint_{\sigma < 26, 5^\circ N + 5^\circ S + throughlow} F_{diff_hor} . dS + & \iint_{\sigma = 26} F_{diff_vert} . dx dy \end{aligned}$$

où ρ est la densité de l'eau, C_v est la capacité calorifique massique de l'eau, T_{ref} est une température de référence, et F_{diff_hor} et F_{diff_vert} sont les flux de diffusion horizontale et verticale.

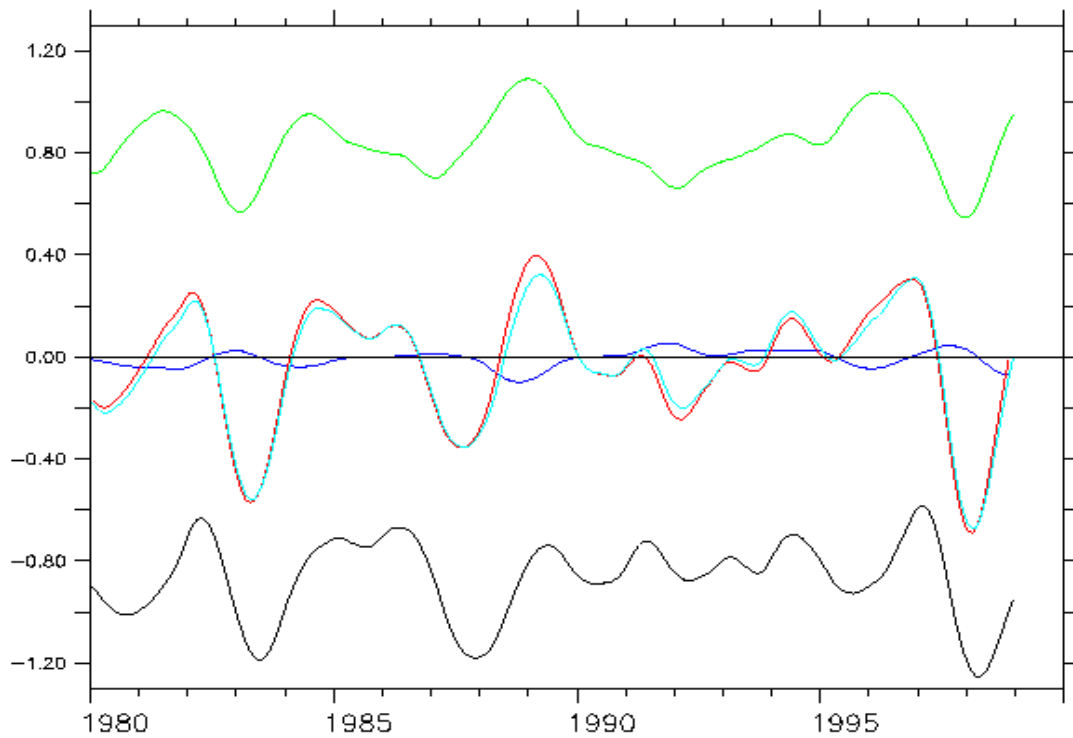


Figure 3.3: les différents termes du bilan de chaleur de la bande équatoriale 5°N-5°S du Pacifique, au dessus de l'isopycne 26 : intégrale sur le volume de la boîte de la dérivée de la température en rouge, transport de chaleur en surface de l'atmosphère vers l'océan en vert, transport de chaleur advectif océanique en noir, somme de ces deux transports de chaleur en bleu clair. La faible différence (en bleu foncé) entre cette somme et la variation de température de la boîte montre que le bilan est bien fermé. Unités : pétawatts (10^{15} W). Filtrage Hanning sur 2 ans.

On intègre sur le volume la dérivée temporelle de la température. Remarquons l'importance de l'ordre des opérations: dérivation temporelle avant intégration sur le volume. Ces opérations, inversables dans le cas d'un volume fixe, ne le sont plus dans le cas présent. D'un point de vue physique intuitif, cela correspond à faire le bilan de chaleur d'une boîte fixe à un instant donné. Par conséquent, le flux de chaleur vertical advectif prend en compte à la fois les flux isopycnaux et diapycnaux. Pour la boîte considérée dans la simulation OPA/NCEP, on a vérifié que les termes de diffusion horizontale et verticale sont très négligeables devant les termes advectifs. Cela peut être expliqué par les faibles gradients en profondeur au niveau de l'isopycne 26 et sur les bords latéraux de la boîte. On a donc :

$$\rho C_V \iiint_{\sigma < 26} (\partial T / \partial t) . dx dy dz = \iint_{surface} F_{atm} . dx dy$$

$$+ \rho C_V \iint_{\sigma < 26, 5^{\circ}N + 5^{\circ}S} (T - T_{ref}) . v . dx dz + \rho C_V \iint_{\sigma < 26, throughflow} (T - T_{ref}) . u . dy dz + \rho C_V \iint_{\sigma = 26} (T - T_{ref}) . w . dx dy$$

Il faut noter que les transports de chaleur advectifs pris en compte séparément n'ont pas de sens physique, puisqu'ils dépendent du choix de la température de référence. Par contre,

leur somme est indépendante de la température de référence, grâce à la conservation de la masse, et a un sens physique. Cette somme est négative puisque la circulation océanique a tendance à refroidir la bande équatoriale en transférant de la chaleur vers les pôles. Elle est en moyenne compensée par le transport de chaleur en surface positif, l'atmosphère réchauffant l'océan dans la bande équatoriale. Les variabilités des transports de chaleur océanique et atmosphérique ne sont par contre pas égales, et sont aussi importantes l'une que l'autre. La différence entre les deux est presque égale à la variation de température de la boîte (Figure 3.3). Le bilan de chaleur est donc quasi-fermé, même si l'on utilise uniquement les sorties mensuelles des champs.

3.1.2.b *Transport de chaleur associé à la circulation méridienne convergence/divergence*

Nous avons vu que la convergence dans la pycnocline et la divergence en surface sont presque égales, aussi bien en moyenne qu'en variabilité, l'une apportant des eaux froides dans la bande équatoriale et l'autre exportant des eaux chaudes vers les pôles. Pour pouvoir analyser plus physiquement les échanges de chaleur associés à cette circulation méridienne et connaître les causes physiques de leurs variabilités, on peut estimer ces échanges par le produit du débit, soit de la convergence, soit de la divergence, avec la différence des températures pondérées par le courant méridien de la convergence et de la divergence :

$$\begin{aligned}
 F_{\text{méri dien}} &= \rho C v \iint_{5^{\circ}N+5^{\circ}S, \sigma < 26} (T - T_{\text{ref}}) \cdot v \cdot dx dz \\
 &= \rho C v \iint_{\text{div}, 5^{\circ}N+5^{\circ}S} (T - T_{\text{ref}}) \cdot v \cdot dx dz + \rho C v \iint_{\text{conv}, 5^{\circ}N+5^{\circ}S} (T - T_{\text{ref}}) \cdot v \cdot dx dz \\
 &= \rho C v (-D_{\text{div}}(T_{\text{div}} - T_{\text{ref}}) + D_{\text{conv}}(T_{\text{conv}} - T_{\text{ref}}))
 \end{aligned}$$

Or, $D_{\text{div}} \approx D_{\text{conv}}$, d'où :

$$\begin{aligned}
 F_{\text{méri dien}} &\approx -\rho C v D_{\text{div}}(T_{\text{div}} - T_{\text{conv}}) \\
 &\approx -\rho C v D_{\text{conv}}(T_{\text{div}} - T_{\text{conv}})
 \end{aligned}$$

Ces deux estimations du flux de chaleur $F_{\text{méri dien}}$ associé à la circulation méridienne ont un sens physique et sont d'ailleurs bien indépendantes de la température de référence. La différence entre ces deux estimations donne une évaluation de l'erreur induite par l'approximation. Elle est faible, et quasi-nulle en moyenne (Figure 3.4). On peut comparer ces estimations au transport de chaleur de chaleur total entrant dans la boîte. Le transport de chaleur associé à la convergence et la divergence est la majeure contribution au transport de chaleur total océanique entrant dans la boîte, aussi bien en moyenne qu'en variabilité interannuelle. L'estimation par $F_{\text{méri dien}} \approx -\rho C v D_{\text{div}}(T_{\text{div}} - T_{\text{conv}})$ a la variabilité la plus proche de

celle du transport de chaleur total océanique. Le reste du refroidissement par l'océan est causé par la circulation associée aux eaux froides entrant par le fond de la boîte. Elles sortent en moyenne par le throughflow, mais aussi interannuellement par les bords méridiens de la boîte à 5°N et 5°S.

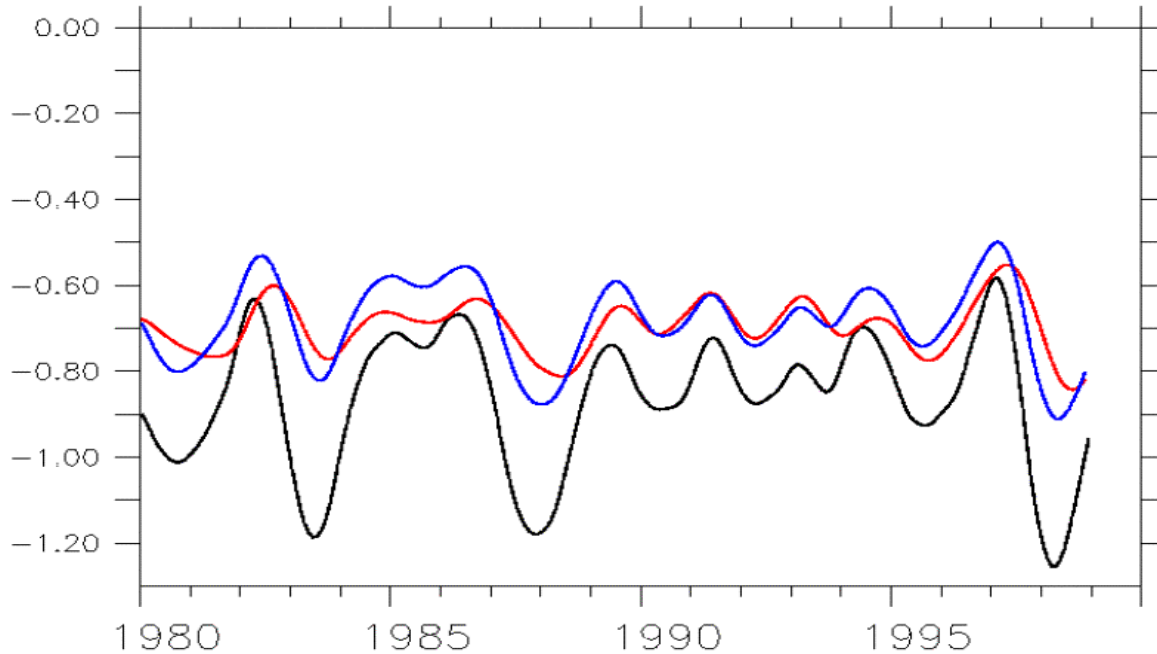


Figure 3.4: transport de chaleur associé à la convergence/divergence, estimé soit par $F_{\text{méri dien}} \approx -\rho C v D_{\text{div}}(T_{\text{div}} - T_{\text{conv}})$ (en PW, en bleu), soit par $F_{\text{méri dien}} \approx -\rho C v D_{\text{conv}}(T_{\text{div}} - T_{\text{conv}})$ (en PW, en rouge), comparé au transport de chaleur total advectif océanique rentrant dans la boîte (en PW, en noir). Filtrage Hanning sur 2 ans.

3.1.2.c Importance relative des anomalies de débit et de température

Les anomalies interannuelles du transport de chaleur associé à la convergence/divergence peuvent avoir deux causes différentes, soit la variabilité du débit de la convergence/divergence, soit la variabilité de la différence de température entre divergence et convergence. On peut par exemple écrire :

$$F_{\text{méri dien}} \approx -\rho C v (D_{\text{div}}(T_{\text{div}} - T_{\text{conv}})) \approx -\rho C v D_{\text{div}}(\bar{T}_{\text{div}} - \bar{T}_{\text{conv}}) - \rho C v \bar{D}_{\text{div}}(T_{\text{div}}' - T_{\text{conv}}) - \rho C v D_{\text{div}}'(T_{\text{div}}' - T_{\text{conv}})$$

Le premier terme représente la contribution des anomalies de débit et le deuxième celle des anomalies de la différence de température. Le troisième terme est l'interaction non-linéaire entre anomalies de débit et de température, et est relativement négligeable au premier ordre. Les contributions des deux premiers termes à la variabilité totale du transport de chaleur associé à la convergence/divergence sont toutes les deux aussi importantes lorsqu'on

les compare, et ne sont pas corrélées, s'opposant parfois (Figure 3.5). Par exemple, la diminution du refroidissement de la bande équatoriale par la convergence/divergence fin 1996-début 1997, avant l'événement El Niño, est due dans un premier temps à une baisse de la différence de température entre divergence et convergence (petite période La Niña), puis début 1997 à la baisse du débit de la convergence et de la divergence (due à la diminution des alizés). Pour les tendances à long-terme, le réchauffement de la bande équatoriale causé par la forte baisse du débit de la convergence et de la divergence est compensé par le refroidissement dû à l'augmentation de la différence de température entre divergence et convergence.

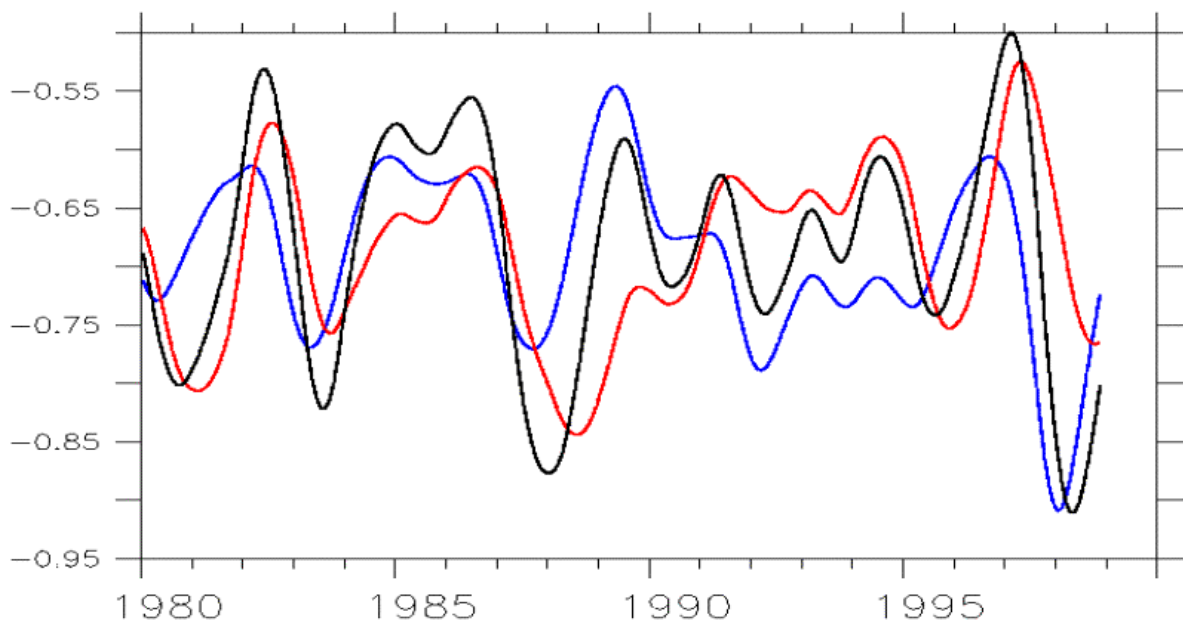


Figure 3.5: contributions de la variabilité du débit de la divergence ($-\rho C v D_{div}(\bar{T}_{div}-\bar{T}_{conv})$, en PW, en rouge) et de la variabilité de la différence de température entre divergence et convergence ($-\rho C v \bar{D}_{div}(T_{div}-T_{conv})$, en bleu) au transport de chaleur associé à la convergence/divergence (en noir) estimé à partir de la formule $F_{méri dien} \approx -\rho C v D_{div}(T_{div}-T_{conv})$. Filtrage Hanning sur 2 ans.

3.1.2.d Etude du flux de chaleur atmosphérique

Dans le Pacifique équatorial, plusieurs études ont montré que le flux de chaleur de l'atmosphère vers l'océan en surface répond directement aux variations de la SST, en ayant tendance à les amortir. Dans le modèle, il s'avère que la variabilité interannuelle du flux atmosphérique dans la bande équatoriale est essentiellement localisé dans le Pacifique Est, et s'oppose bien aux variations de SST. Les variations interannuelles du flux atmosphérique sur toute la surface de la boîte et de la SST de Niño3.5 du modèle sont très bien anticorrélées

(corrélation : -0.93 , coefficient de régression linéaire : $-0.16 \text{ PW}/^\circ\text{C}$). Remarquons que cette anticorrélation dans le modèle est biaisée par le rappel à la SST de Reynolds. Dans le modèle, le transport de chaleur en surface par l'atmosphère n'est principalement qu'une réponse aux variations de SST, et ce sont les transports de chaleur par l'océan qui sont la cause des variations du contenu de chaleur de la bande équatoriale.

3.1.2.e Remarques

L'étude du bilan de chaleur a permis de bien vérifier que le réchauffement par l'atmosphère de la bande équatoriale était compensé en moyenne par un refroidissement par la circulation océanique, et que les différences dans leurs variations entraînaient des variations de température dans la boîte. En outre, le refroidissement par l'océan est en grande partie causé par l'apport d'eaux froides par la convergence et l'export d'eaux chaudes en surface par la divergence, aussi bien en moyenne qu'en variabilité. Le flux atmosphérique répond directement aux variations de SST dans l'Est en s'y opposant. Par contre, la variabilité du transport de chaleur associé à la convergence/divergence est plus complexe à analyser. Elle est due aussi bien aux variations de débit que de température de la convergence et de la divergence. Or, nous avons vu que les débits de la convergence et de la divergence sont plutôt anticorrélés à la SST dans l'Est, et que la différence de température entre divergence et convergence est corrélée à la SST dans l'Est. Ainsi, pendant un événement El Niño, la baisse des débits aura tendance à réchauffer la bande équatoriale (entraînant une recharge en eaux chaudes), alors que l'augmentation de la différence de température entre divergence et convergence aura l'effet contraire (décharge). Ajouté à cela, le flux atmosphérique répond aux anomalies chaudes de SST en refroidissant la bande équatoriale et aura lui aussi un effet de décharge (en accord avec Sun, 2000, 2003). Les variabilités des débits et des températures étant un peu différentes et déphasées, leurs conséquences ne sont pas très bien anticorrélées et n'interfèrent pas toujours de manière destructive (Figure 3.5), avec en général une recharge juste avant et au début d'un El Niño, et une décharge pendant la phase mature et la fin d'El Niño. Les variabilités de la convergence et de la divergence en terme de débit et de température interagissent donc de manière complexe et ont des conséquences importantes sur le bilan de chaleur de toute la bande équatoriale. Cette étude montre que les modèles théoriques d'ENSO « shallow water » devraient être améliorés pour pouvoir prendre en compte cette circulation méridienne de convergence/divergence très importante, notamment pour les mécanismes de recharge-décharge de la bande équatoriale (par exemple, Jin, 1997a).

3.2 Bilan de chaleur du Pacifique tropical Est. Rôle de l'EUC

3.2.1 Bilan de chaleur

Après s'être intéressé à la bande équatoriale considérée dans son ensemble, nous allons maintenant étudier le Pacifique équatorial Est, qui joue un rôle particulièrement important dans la variabilité ENSO. Ce sont là que les anomalies de SST les plus fortes apparaissent. Or, la couche de mélange du Pacifique Est est alimentée en eaux froides par l'EUC via l'upwelling équatorial. Ces eaux divergent ensuite en surface pour ressortir notamment à l'Ouest vers le Pacifique central par le SEC. Pour quantifier et comprendre physiquement les échanges de chaleur associés à l'EUC, il est donc utile de faire le bilan de chaleur du Pacifique Est.

La boîte que l'on définit est comprise entre 170°W (longitude du Pacifique central pour laquelle il existe des données in situ qui nous ont permis de valider l'EUC dans le modèle et qui se trouve à l'Ouest de l'upwelling équatorial) et le bord Est du bassin, et entre 5°N et 5°S. L'EUC est estimé à partir d'une profondeur fixée de 270 m dans les données. Dans le modèle, nous avons vu qu'il vaut mieux prendre une profondeur de 360 m pour prendre en compte tout l'EUC. Ici, on délimite la boîte à 312 m de profondeur (niveau de grille de la vitesse verticale).

Le bilan de chaleur sur cette boîte, fait de la même manière que pour la bande équatoriale, est presque fermé, la somme des transports de chaleur océanique et atmosphériques étant presque égale à la dérivée temporelle de la température intégrée sur le volume de la boîte (Figure 3.6). La différence entre les deux, faible, est là encore inévitable, puisque l'on utilise des sorties mensuelles. Le transport de chaleur océanique refroidit bien le Pacifique Est et compense en moyenne le réchauffement par l'atmosphère. Par contre, pour la variabilité interannuelle, la contribution du transport de chaleur océanique est bien plus importante que celle du flux en surface de l'atmosphère, contrairement au bilan de chaleur de toute la bande équatoriale. On va maintenant étudier le rôle de l'EUC dans cette forte variabilité du transport de chaleur océanique.

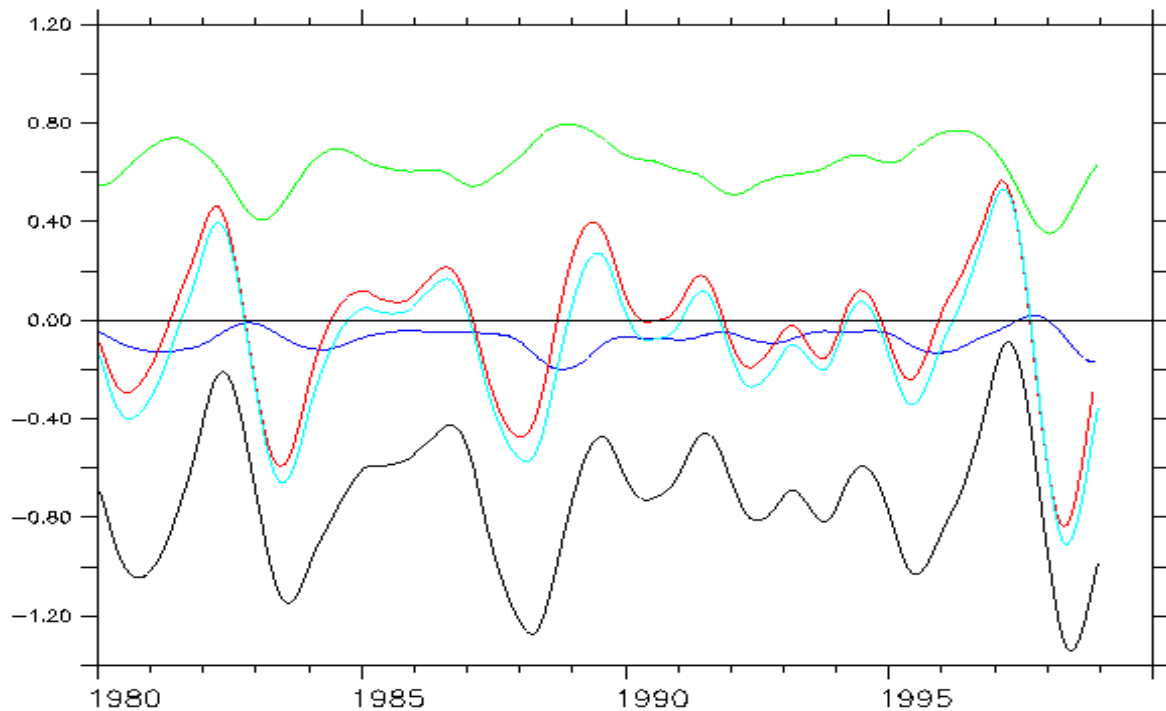


Figure 3.6: les différents termes du bilan de chaleur du Pacifique équatorial Est (5°N-5°S, de 170°W à l'Est du Pacifique, au dessus de 312 m): intégrale sur le volume de la boîte de la dérivée de la température en rouge, transport de chaleur en surface de l'atmosphère vers l'océan en vert, transport de chaleur advectif océanique en noir, somme de ces deux derniers transports en bleu clair. La faible différence (en bleu foncé) entre cette somme et la variation de température de la boîte montre que le bilan est bien fermé. Unités : pétawatts (10^{15} W). Filtrage Hanning sur 2 ans.

3.2.2 Echanges de chaleur associés à l'EUC

3.2.2.a Estimation des anomalies des transports de chaleur advectifs

La variabilité interannuelle du débit et de la température de l'EUC est très importante et a forcément des conséquences sur les échanges de chaleur avec le Pacifique Est. Or, nous avons vu dans la section 2 que les variabilités interannuelles des débits de l'EUC et du SEC étaient assez proches à 170°W, celle du SEC étant un peu plus forte. Lorsque l'EUC est anormalement fort, le SEC, qui exporte des eaux chaudes hors du Pacifique Est, est anormalement fort. De la même manière que pour la convergence et la divergence, on peut estimer le transport de chaleur de la circulation associée à l'EUC et au SEC par la formule :

$$F_{EUC} \approx -\rho C v D_{EUC} (\bar{T}_{SEC} - T_{EUC})$$

Puisque l'on s'intéresse d'abord au rôle de l'EUC, on utilise le débit de l'EUC, et non celui du SEC, pour estimer le transport de chaleur, et on ne prend pas en compte les variations

de la température du SEC, qui sont difficiles à évaluer (section 2.3). La variabilité interannuelle de cette estimation peut être comparée au transport de chaleur océanique total rentrant dans la boîte (Figure 3.7). La variabilité du transport de chaleur associé à l'EUC explique une part importante de la variabilité totale, avec cependant un retard de plusieurs mois. L'adéquation est relativement bonne, malgré les fortes approximations (on néglige les transports verticaux au fond de la boîte et les transports méridiens). La comparaison a aussi été faite avec le transport de chaleur océanique calculé pour une boîte n'incluant que la couche proche de la surface, au dessus de 80 m, et est aussi très bonne. Cela peut être expliqué par le fait que l'upwelling équatorial et l'EUC ont des débits aux variations très proches (section 2).

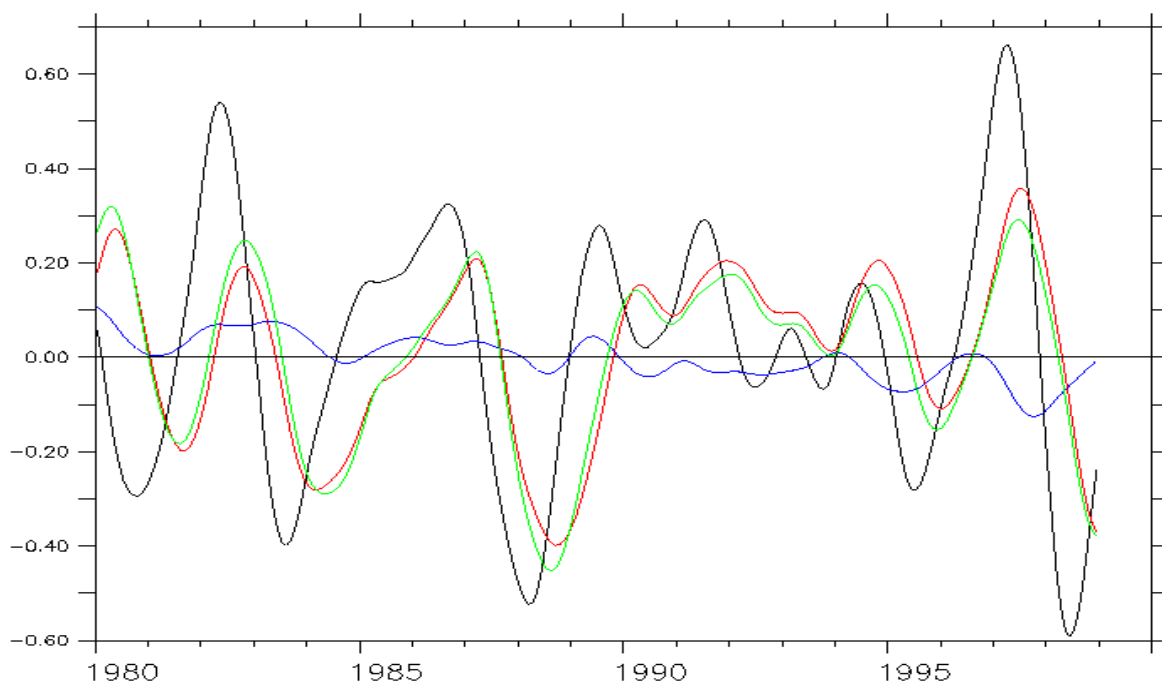


Figure 3.7: comparaison des anomalies interannuelles du transport de chaleur océanique total entrant dans la boîte Pacifique Est (en PW, en noir) et du transport de chaleur associé à l'EUC, calculé en prenant en compte soit l'anomalie de débit de l'EUC ($-\rho C_V D_{EUC}(\bar{T}_{SEC} - \bar{T}_{EUC})$, en rouge), soit l'anomalie de température de l'EUC ($-\rho C_V \bar{D}_{EUC}(\bar{T}_{SEC} - T_{EUC})$, en bleu), soit les 2 ensemble ($-\rho C_V D_{EUC}(\bar{T}_{SEC} - T_{EUC})$, en vert). Filtrage Hanning sur 2 ans.

3.2.2.b Importance relative des anomalies de débit et de température de l'EUC

De plus, l'estimation des échanges de chaleur associés à l'EUC permet d'analyser physiquement sa variabilité en distinguant les contributions respectives des anomalies de débit et de température de l'EUC. Ainsi, l'estimation du transport de chaleur en ne prenant pas en

compte les anomalies de température, $F_{EUC} \approx -\rho C_V D_{EUC} (\bar{T}_{SEC} - \bar{T}_{EUC})$, a presque la même variabilité interannuelle que celle prenant en compte les variations de débit et de température, $F_{EUC} \approx -\rho C_V D_{EUC} (\bar{T}_{SEC} - T_{EUC})$ (Figure 3.7). Cela est normal puisque les anomalies interannuelles de la température de l'EUC, de l'ordre de 1°C, sont très inférieures à la différence de température entre le SEC et l'EUC, de 11°C en moyenne. Au contraire, les anomalies interannuelles du débit de l'EUC, de l'ordre de 10 Sv, ne sont pas négligeables devant la moyenne du débit de l'EUC d'environ 25 Sv. Ce résultat est très important car il montre que l'upwelling équatorial, qui influence très fortement le bilan de chaleur de la couche de mélange à l'Est du Pacifique, est alimenté par un EUC dont les variations interannuelles en température sont négligeables devant celles de débit pour les transport de chaleur. Les théories qui privilégient des anomalies de température de sub-surface apportées par l'EUC et la circulation associée pour expliquer les variations interannuelles ou décennales de la SST dans le Pacifique central et Est (Gu et Philander, 1997, Luo et Yamagata, 2001) semblent discréditées par rapport aux théories privilégiant des anomalies de débit des STCs (Kleeman et al., 1999) dans l'étude présente des transports de chaleur associés à l'EUC.

Lorsqu'on regarde les variations à long-terme sur les 50 ans de simulation, ce résultat reste vrai pour les variations décennales, mais est plus modéré pour les tendances sur les 50 ans de simulation. La forte baisse de la température de l'EUC à 170°W ne peut plus être négligée devant la forte baisse du débit pour la tendance du transport de chaleur associé à l'EUC. La forte diminution du débit de l'EUC cause une baisse du refroidissement du Pacifique Est, donc un réchauffement, en partie compensé par la baisse de la température de l'EUC. La baisse de la température de l'EUC est due à une plus forte diminution de la profondeur de la thermocline que de la profondeur de l'EUC sur les 50 ans de la simulation à l'équateur dans le Pacifique central. Or, la baisse du niveau de la mer, donc de la remontée importante de la thermocline, semble surestimée dans OPA/NCEP (cf. article en annexe 2). Il est donc difficile de savoir, avec ces tendances surestimées dans OPA/NCEP, si cette importance de la température de l'EUC pour les variations à long-terme est réaliste. On voit donc l'intérêt de continuer les mesures de U et T à l'équateur en sub-surface dans le Pacifique central pour avoir de plus longues séries pour la température de l'EUC.

En tout cas, la baisse surestimée de la circulation des STCs et du débit de l'EUC, donc de l'apport d'eaux froides par l'upwelling, explique dans la simulation la tendance positive du transport de chaleur océanique vers le Pacifique Est. Cela peut donc bien expliquer dans le modèle la trop forte augmentation de la SST équatoriale, dont les anomalies les plus fortes

sont à l'Est du Pacifique, par rapport à la SST de Reynolds vers laquelle le modèle est rappelé (cf. article en annexe 2).

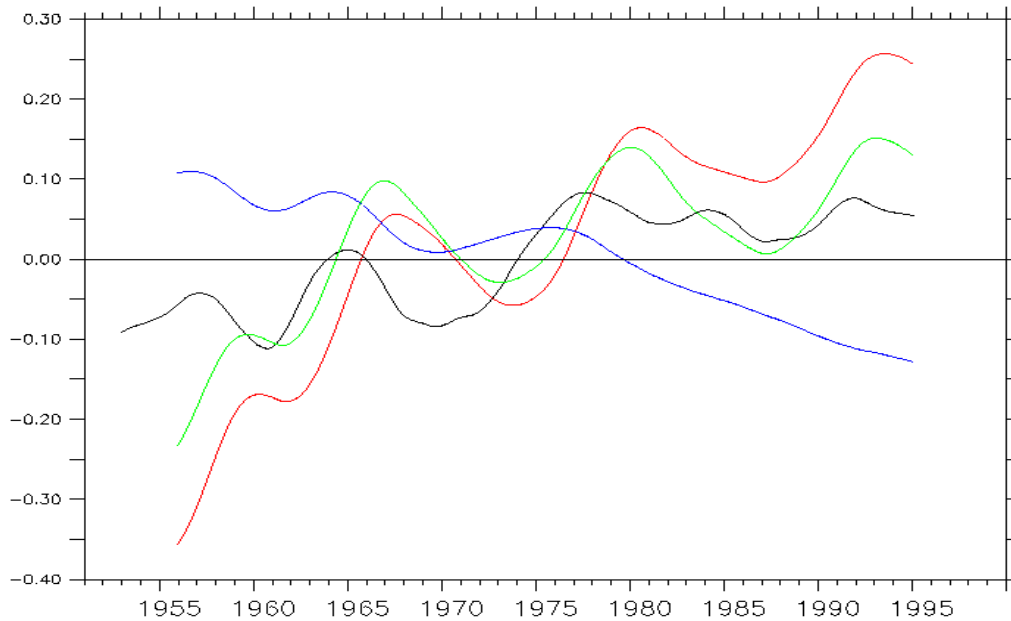


Figure 3.8: comparaison des tendances à long-terme sur 1951-1999 du transport de chaleur océanique total entrant dans la boîte Pacifique Est (en PW, en noir) et du transport de chaleur associé à l'EUC, calculé en prenant en compte soit l'anomalie de débit de l'EUC ($-\rho C_V D_{EUC}(\bar{T}_{SEC} - \bar{T}_{EUC})$, en rouge), soit l'anomalie de température de l'EUC ($-\rho C_V \bar{D}_{EUC}(\bar{T}_{SEC} - T_{EUC})$, en bleu), soit les 2 ensemble ($-\rho C_V D_{EUC}(\bar{T}_{SEC} - T_{EUC})$, en vert). Filtrage Hanning sur 10 ans.

3.2.2.c Lien avec ENSO et la variabilité décennale

On peut relier les résultats précédents à l'approche habituelle des modèles théoriques. Le transport de chaleur vertical en sub-surface dans le bilan de chaleur de la couche de mélange à l'Est du Pacifique est souvent estimé par le produit du débit de l'upwelling par une différence de température entre les eaux de surface et les eaux upwellées. La paramétrisation de la température des eaux upwellées est variable et délicate selon les modèles. De plus, l'upwelling étant alimenté par l'EUC, la température des eaux upwellées dépend a priori de la température de l'EUC. L'étude précédente a montré que la variabilité interannuelle de la température de l'EUC était négligeable pour les échanges de chaleur. En outre, le débit de l'EUC, qui est la cause majeure de la variabilité du transport de chaleur associé à l'EUC, varie linéairement avec la tension de vent dans le Pacifique central qui répond elle-même linéairement à la SST à l'Est du Pacifique. Une rétroaction positive directe en découle. Une anomalie chaude de SST à l'Est diminue les alizés donc le débit de l'upwelling et de l'EUC,

qui refroidissent alors moins le Pacifique Est, entraînant une augmentation de la SST. En équation, cela se traduit par :

$$D_{EUC(Sv)} = -1.2 \cdot 10^{-4} \int_{120E}^{160W} \tau_x dx \quad (\text{d'après le chapitre 4})$$

$$\int_{120E}^{160W} \tau_x dx \approx 8 \cdot (SST_{est}) \quad (\text{en utilisant les vents NCEP})$$

En supposant que les variations interannuelles de la température sont uniformes dans la couche de mélange à l'Est de 170°W, avec une profondeur h , l'équation de température devient pour cette couche de surface, S étant la surface de la boîte Est 170°W-bord Est, 5°N-5°S :

$$hS \frac{d(SST_{est})}{dt} \approx D_{EUC} \cdot (\overline{T_{EUC}} - \overline{T_{SEC}}) + \dots \approx -1.2 \cdot 10^{-4} \cdot -11 \cdot 10^6 \cdot 8 \cdot SST_{est} + \dots$$

D'où:

$$\frac{d(SST_{east})}{dt} = k \cdot SST_{east} + \dots$$

Avec, en prenant $h \sim 80$ m :

$$k \approx 0.3 \text{ mois}^{-1}$$

On obtient donc un coefficient de rétroaction positive dû aux variations de débit de l'EUC (et donc de l'upwelling) pour la température de la couche de mélange dans le Pacifique équatorial Est d'environ 0.3 mois^{-1} , qui est donc du même ordre que les coefficients donnés dans les modèles conceptuels (par exemple, Suarez and Shopf, 1988 ; Jin, 1997; Fedorov et Philander, 2000). Remarquons que le résultat de ce calcul simple du coefficient varie linéairement avec l'inverse de la profondeur h de la couche de surface, et dépend donc du choix de celle-ci. Le couplage océan-atmosphère positif présenté ici est juste une vision différente de celle de Bjerkness, s'intéressant plus aux modifications des courants et des transports de chaleur associés qu'aux variations de la profondeur de la thermocline et de la température des eaux upwellées.

Pour les mécanismes liés aux variations à plus long-terme dans le Pacifique tropical, les 50 ans de la simulation OPA/NCEP permettent une analyse physique dans le modèle, même si les tendances semblent surestimées avant les années 1970. Ainsi, nous avons vu que la forte baisse des alizés dans les réanalyses NCEP causait dans le modèle une forte baisse du transport de masse associé aux STCs, aussi bien de la convergence, de la divergence, de

l'upwelling et de l'EUC, mais aussi une remontée de la thermocline, celle-ci causant une forte baisse de la température de l'EUC dans le Pacifique central. Ces deux processus s'opposent en terme de transport de chaleur. Dans la simulation, le réchauffement du Pacifique équatorial Est, causé par la baisse du transport de masse, domine le refroidissement dû à la baisse de la température de l'EUC, même si ce dernier processus n'est pas négligeable. Cela cause une augmentation surestimée de la SST dans le Pacifique équatorial Est. Cela est donc en accord avec le mécanisme de Kleeman et al. (1999), plutôt qu'avec celui de Gu et Philander (1997). Cependant, le refroidissement de l'EUC, donc des eaux upwellées, n'est pas négligeable sur le long terme et devrait être pris en compte dans l'étude des mécanismes de variabilité à long-terme, mais pas pour les échelles interannuelles à décennales.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

1 SYNTHÈSE GÉNÉRALE

Le Pacifique tropical, qui s'étend sur la moitié de la circonférence de la terre, possède un énorme réservoir d'eaux chaudes à l'Ouest du bassin. Par sa température de surface, le Pacifique tropical a un impact considérable sur le climat des régions avoisinantes, voir sur l'ensemble du globe, et constitue la mémoire du système couplé océan-atmosphère. La température de ses eaux superficielles résulte de l'équilibre entre le flux atmosphérique qui tend à réchauffer la bande équatoriale et la circulation océanique qui tend globalement à la refroidir, en apportant des eaux froides des subtropiques vers l'équateur par la pycnocline et en exportant ces eaux réchauffées vers les pôles. Les cellules associées à cette circulation complexe, les STCs, font intervenir une convergence méridienne dans la pycnocline apportant les eaux subductées dans les subtropiques vers l'Ouest de la bande équatoriale, puis un transfert zonal de ces eaux par l'EUC vers la région d'upwelling à l'Est du bassin, et enfin une divergence dans la couche de surface vers les pôles.

Cependant, cette description de la circulation océanique du Pacifique équatorial n'est valable que climatologiquement. Cette circulation peut être complètement modifiée pendant un événement El Niño. Ainsi, lors de l'événement record de 1997, une complète disparition de l'EUC fut observée. Les déplacements des masses d'eaux pendant les événements El Niño-La Niña de 1997-1998 ont donc été analysés à l'aide du programme de suivi lagrangien Ariane, développé au LPO par Bruno Blanke. Une analyse lagrangienne qualitative a été faite en déterminant les trajectoires de particules virtuelles dans la simulation réaliste OPA/ERS (le modèle OPA forcé par les vents ERS et les flux NCEP). Cette analyse met en évidence des cheminements des masses d'eau dans la couche de surface propres aux événements El Niño-La Niña de 1997-1998, très différents des parcours climatologiques et plus complexes et diversifiés car ils font intervenir une variabilité interannuelle très importante. Les déplacements de masses d'eau semblent néanmoins privilégier certains cheminements, **avec des recharges et décharges de la bande équatoriale complexes et asymétriques**. Notamment, la décharge des eaux chaudes équatoriales se fait d'abord vers l'hémisphère Sud milieu 1997 puis vers celui du Nord début 1998. Certains processus de décharge ne semblent valables que pour les masses d'eau proches de la surface, et des comportements différents sont parfois observés plus bas dans la couche de mélange. Une autre expérience met en

évidence l'importance des STCs et de l'EUC dans l'alimentation de la bande équatoriale en eaux froides. La transition rapide de l'El Niño de 1997 à La Niña de 1998 est associée à l'émergence d'eaux froides apparaissant en surface autour de 0° , 125°W fin mai 1998. **Dans la simulation OPA/ERS, ces eaux froides proviennent très clairement des subtropiques des deux hémisphères par les courants de bord Ouest et l'EUC.** Pourtant, on ne peut en déduire que cet apport par l'EUC et les STCs d'eaux, peut-être de température anormale, soit la cause de la chute de température de surface record de 7°C en moins de 30 jours observée à 0° , 125°W , celle-ci étant due à l'interaction et la coïncidence de multiples processus. En complément de cette analyse lagrangienne, une approche eulérienne apparaissait utile pour pouvoir quantifier les transports associés aux cheminements anormaux, en prenant en compte toute la couche de surface, et pour comprendre les échanges de masse et de chaleur zonaux et méridiens dans le Pacifique équatorial.

Il est donc intéressant d'étudier l'EUC et sa variabilité, notamment en débit et température, pour pouvoir ensuite quantifier leur influence sur les échanges de chaleur avec la région d'upwelling à l'Est du bassin. Grâce au réseau TAO de mouillages ancrés le long de l'équateur, des données in situ de subsurface du courant zonal (courantomètres et/ou ADCP) et de température existent à l'équateur à différentes longitudes, notamment à 170°W depuis 1988, à 140°W depuis 1983 et à 110°W depuis 1980. Ces données sont d'une valeur inestimable pour l'étude de l'EUC. Dans le chapitre 4, les différentes méthodes de bouchage des séries initiales ont donc été présentées et validées pour pouvoir éliminer systématiquement les inévitables trous. **Des séries continues du débit, de la température et de la profondeur pondérées par le courant zonal, et de l'énergie cinétique ont donc pu être construites pour l'EUC à l'équateur. De très fortes variations interannuelles y apparaissent.** Ensuite, en combinant des données in situ, un modèle théorique linéaire de l'EUC et deux simulations du modèle OPA, l'une forcée par les vents ERS de mi-1992 à 1999 (OPA/ERS) et l'autre forcée par les vents NCEP de 1948 à 1999 (OPA/NCEP), **on a pu montrer que l'extrapolation méridienne de ces séries à toute la section latitudinale de l'EUC était possible.** Parallèlement, les simulations ont pu être validées. Elles décrivent l'EUC et sa variabilité de manière très réaliste depuis 1980, même si la simulation OPA/NCEP sous-estime le débit de l'EUC, les vents des réanalyses NCEP étant de moins bonne qualité que les vents ERS.

L'analyse physique des séries des caractéristiques de l'EUC montre que la variabilité interannuelle du débit de l'EUC dans le Pacifique central est causée physiquement par celle de la tension de vent zonale équatoriale intégrée dans le

Pacifique Ouest et central, avec un coefficient de proportionnalité proche de celui d'un modèle théorique linéaire stationnaire. Pour les variations interannuelles et à plus long-terme, la dynamique de l'EUC est donc quasi-linéaire et quasi-stationnaire. La température de l'EUC, très importante pour l'étude des transports de chaleur, varie linéairement avec la différence des profondeurs de la thermocline (l'isotherme 20°C) et de l'EUC dans le Pacifique central. Physiquement, plus l'EUC est en dessous de la thermocline, plus il est froid. Ainsi, en 1996, avant l'événement El Niño, la thermocline était particulièrement profonde dans le Pacifique central, alors que l'EUC était à une profondeur normale. L'EUC était donc anormalement chaud d'environ 1,5°C à 170°W.

L'EUC faisant partie des cellules de circulation méridienne, il était intéressant de comparer leurs variabilités interannuelles et même à plus long terme. **Dans le chapitre 5, les différentes branches de ces cellules ont donc été définies dans les simulations et analysées. Les variabilités des transports de masse de la convergence dans la pycnocline, de la divergence en surface, de l'EUC, de l'upwelling équatorial, et dans une moindre mesure du SEC, sont très proches et ont toutes la même cause physique, à savoir la variabilité interannuelle et à plus long terme de la tension de vent zonale de la bande équatoriale.** L'application de **théories linéaires simples** permet de montrer que **ces débits varient interannuellement tous linéairement avec la tension de vent zonale** (et pour certains de ces débits avec aussi le rotationnel de la tension de vent), **intégrée en longitude, avec des coefficients de proportionnalité très proches.** Dans la bande équatoriale 5°N-5°S, l'ajustement dynamique du bassin devient donc linéaire et quasi-stationnaire pour ces basses fréquences. Les déphasages de quelques mois observés entre les différents débits et avec la SST de Niño3.5 sont causés à la fois par la propagation d'ondes océaniques qui permettent l'ajustement océanique et par des déphasages dans le vent zonal intégré à différentes latitudes. Les températures pondérées par le transport des différentes branches des cellules de circulation ont elles des variations interannuelles fortement liées à la SST dans le Pacifique Est et à la variabilité ENSO, sauf pour la température de l'EUC. En particulier, la différence de température entre la divergence et la convergence a des anomalies interannuelles et à plus long-terme égales à celles de la SST de Niño3.5. Ces variabilités en température, associées à la covariabilité des transports de masse, ont de forts impacts sur les bilans de masse et de chaleur dans le Pacifique équatorial, qui ont donc été quantifiés.

L'analyse du bilan de chaleur de toute la bande équatoriale 5°N-5°S montre que le refroidissement par l'océan est en grande partie causé par l'apport d'eaux froides par la convergence et l'export d'eaux chaudes en surface par la divergence, aussi bien en

moyenne qu'en variabilité, et est compensé par le réchauffement par l'atmosphère de la bande équatoriale. La variabilité du transport de chaleur associé à la convergence/divergence est due aussi bien aux variations de débit que de température de la convergence et de la divergence. Ainsi, **pendant un événement El Niño, la baisse des débits aura tendance à réchauffer la bande équatoriale (recharge), alors que l'augmentation de la différence entre les températures de la divergence et de la convergence aura l'effet contraire (décharge)**. Les variabilités interannuelles des débits et des températures étant cependant un peu différentes, leurs conséquences ne sont pas très bien anti-corrélées et n'interfèrent pas toujours de manière destructive. De plus, le flux atmosphérique aura aussi un effet de refroidissement donc de décharge pendant un El Niño. Pour les tendances à long-terme sur les 50 ans de simulation, le réchauffement de la bande équatoriale causé par la forte baisse du débit de la convergence et de la divergence est compensé par le refroidissement dû à l'augmentation de la différence de température entre divergence et convergence.

La couche de mélange du Pacifique équatorial Est, qui a un rôle très important dans la variabilité du phénomène couplé ENSO, est alimentée en eaux froides par l'EUC via l'upwelling équatorial, ces eaux divergeant ensuite en surface pour ressortir notamment à l'Ouest vers le Pacifique central par le SEC. **Le transport de chaleur associé à cette circulation qui tend à refroidir le Pacifique Est peut être estimé physiquement comme le produit du débit de l'EUC par la différence des température du SEC et de l'EUC**. Les contributions respectives des anomalies de débit et de température de l'EUC à la variabilité du transport de chaleur peuvent alors être distinguées. Les variations interannuelles de la température de l'EUC, de l'ordre de $\pm 1^\circ\text{C}$, sont négligeables devant les variations interannuelles du débit, de l'ordre de $\pm 10 \text{ Sv}$, pour la variabilité du transport de chaleur. Par contre, pour les tendances à long-terme sur les 50 ans de simulation, la forte baisse de la température de l'EUC à 170°W ne peut plus être négligée et compense en partie le réchauffement causé par la forte diminution du débit de l'EUC.

De plus, le débit de l'EUC varie linéairement avec la tension de vent dans le Pacifique central qui répond elle-même linéairement à la SST dans le centre-Est du Pacifique. Une rétroaction positive directe en découle. **Une anomalie chaude de SST à l'Est diminue les alizés donc le débit de l'upwelling et de l'EUC, qui refroidissent alors moins le Pacifique Est, entraînant une augmentation de la SST**. La quantification de ce couplage donne un coefficient de rétroaction positive pour la température de la couche de surface dans le Pacifique équatorial Est d'environ $0,3 \text{ mois}^{-1}$, qui est donc du même ordre que les coefficients donnés dans les modèles théoriques. Cette vision différente du bien connu couplage océan-

atmosphère positif dans le Pacifique équatorial s'intéresse plus aux modifications des courants et des transports de chaleur associés qu'aux variations de la profondeur de la thermocline, et permet **de calculer le coefficient de couplage indépendamment de toute hypothèse sur la structure de la thermocline et de l'upwelling.**

2 PRINCIPALES CONSEQUENCES ET PERSPECTIVES

L'analyse des trajectoires climatologiques et interannuelles a révélé l'intérêt de l'outil lagrangien pour comprendre qualitativement et physiquement les déplacements de masses d'eau dans le Pacifique équatorial, et leurs fortes modifications pendant les événements El Niño. De plus, elle a mis en évidence l'importance des STCs et de l'EUC dans les échanges de masse et de chaleur entre la bande équatoriale et les régions extra-équatoriales, et facilite la définition des différentes branches des cellules de circulation méridienne. Cependant, **la difficulté de l'interprétation des trajectoires d'un point de vue quantitatif et pour les bilans de masse et de chaleur est aussi apparue lors de cette étude lagrangienne.** Les approches eulérienne et lagrangienne sont donc tout à fait complémentaires.

Les données combinées de courant et de température des mouillages TAO à l'équateur ont montré leur grand potentiel pour connaître l'EUC, et les causes physiques de sa forte variabilité ont pu être identifiées. En définissant et en analysant les différentes branches des cellules de circulation méridienne, on a pu montrer, dans l'OGCM et à partir de théories linéaires simples, que leurs transports de masse ont les mêmes variations interannuelles, avec les mêmes amplitudes. **Le débit de l'EUC est donc un excellent indicateur du transport de masse associé à ces cellules, d'autant plus qu'il peut être connu à partir de ces précieuses données in situ TAO,** alors que les variabilités des autres branches de ces cellules ne peuvent être connues que très difficilement, faute d'observations en continu. Par ailleurs, ces données TAO, en permettant la mesure du débit et de la température de l'EUC, nous informent indirectement sur l'upwelling équatorial, puisque celui-ci est alimenté par l'EUC. La continuité de ces données, commencées en 1980, a permis ici d'étudier l'EUC aux échelles interannuelles, et permettra dans le futur d'avoir accès à la variabilité décennale de l'EUC et donc des STCs. On pourra alors savoir si certains résultats obtenus pour les tendances à long-terme sur les 50 ans de simulation sont valables en réalité.

L'utilisation de proxy peut elle-aussi servir à analyser la variabilité décennale des STCs dans le passé. D'un point de vue dynamique, on a vu au cours de cette thèse que les

variations interannuelles en transport de masse pouvaient être expliquées physiquement par des modèles linéaires simplifiés (Sverdrup, Ekman, analytique de l'EUC) qui supposaient le régime stationnaire atteint, aussi bien pour l'EUC que pour les convergences et divergences méridiennes. La dynamique de la circulation dans la bande équatoriale 5°N-5°S est donc quasi-linéaire et quasi-stationnaire aux échelles interannuelles. **La connaissance des tensions de vent intégrées zonalement donne donc accès indirectement aux transports de masse.** Les variations à long-terme des divers produits de vent disponibles sont cependant très différentes, et un proxy comme la différence de pression entre l'Ouest et l'Est du Pacifique équatorial peut être très intéressant pour s'affranchir de ces problèmes de tendance (Clarke et Lebedev, 1996). De plus, la différence de température entre la divergence et la convergence, très importante pour quantifier la variabilité des échanges de chaleur associés à la circulation méridienne, a les mêmes variations interannuelles que la SST du Pacifique centre-Est. Cette dernière étant bien connue, au moins depuis les années 1950, peut donc être un bon indicateur de cette différence de température. Il pourrait donc être intéressant de comparer précisément les impacts des variabilités décennales du transport de masse et de la différence de température associés aux convergences/divergences, estimées à partir de ces proxis, sur le transport de chaleur associé à cette circulation pour la bande équatoriale. On pourrait aussi combiner cette approche des variations décennales à partir d'observations, avec l'étude de l'EUC et des cellules de circulation méridienne dans un modèle couplé, des simulations OPA/ARPEGE étant déjà disponibles sur de longues périodes.

Pour compléter l'analyse de la convergence et de la divergence faite ici dans l'OGCM, il serait aussi intéressant d'utiliser les données hydrologiques pour estimer les débits de la convergence et de la divergence, mais surtout leurs températures pondérées par le transport, si possible aux échelles interannuelles lorsqu'il y a assez de données, et au moins aux échelles décennales, comme l'ont fait McPhaden et Zhang (2002) pour les débits. On pourrait alors vérifier certains résultats issus dans cette étude de la simulation et qui ne peuvent être vérifiés par des modèles linéaires simplifiés.

Dans l'OGCM, il pourrait aussi être intéressant de distinguer précisément STCs et TCs, même si le concept de cellule de circulation devient délicat en régime non-stationnaire. On pourrait alors étudier leurs variabilités indépendamment et comparer leurs rôles dans la variabilité de la convergence, de la divergence et de l'EUC. De plus, **les asymétries Nord/Sud de la convergence et de la divergence et la différence entre ces deux dernières, notamment à 5°N, entraînent des asymétries des échanges méridiens entre la bande équatoriale et les régions limitrophes** (en accord avec l'étude de Kug et al., 2003), **donc des**

variations possibles des volumes de la couche de surface et de la thermocline dans ces régions. Un lien complexe existe avec les variations interannuelles du volume d'eaux chaudes ($T > 20^{\circ}\text{C}$, qui prend donc en compte la couche de surface et une partie des eaux de la thermocline) et les phénomènes de recharge-décharge asymétriques associés observés par Meinen et McPhaden (1999, 2000ab), et Alory et al. (2002). Une étude future serait nécessaire pour clarifier ce lien. Enfin, les convergences par les courants de bord Ouest et par l'intérieur de l'océan ont des dynamiques différentes et ont des variations anti-corrélées. Leurs contributions à l'alimentation de l'EUC varient donc forcément, et une étude lagrangienne quantitative permettrait de les évaluer.

L'asymétrie Nord/Sud apparaît aussi dans l'étude des déphasages du vent zonal et des débits de la divergence, de la convergence, de l'upwelling et de l'EUC avec la SST de Niño3.5. Ainsi, dans la simulation OPA/NCEP, le vent zonal intégré zonalement de l'Ouest à l'Est du bassin à 5°N varie en avance de 6,5 mois sur la SST de Niño3.5. Par exemple, une baisse du vent zonal intégré d'Ouest en Est devance une hausse de SST à l'Est. Cette baisse cause une diminution de la divergence en surface, de l'upwelling équatorial (d'où une tendance à réchauffer le Pacifique Est donc à diminuer le vent zonal le long de l'équateur), puis du SEC, de l'EUC et de la convergence dans la pycnocline qui sont une réponse aux variations du vent zonal équatorial. **L'avance des variations de la branche supérieure des cellules de circulation méridienne de 5 mois sur la branche inférieure et sur la SST de Niño3.5 est en accord avec le mécanisme de Kleeman et al. (1999) pour les échelles décennales, même si ici, cela est aussi valable pour les échelles interannuelles,** puisque l'on s'intéresse à une bande de latitude proche de l'équateur (cela devient moins valable pour 9°N - 9°S par exemple). On ne peut dans cette étude utilisant un modèle forcé déterminer pourquoi le vent zonal intégré de l'Ouest à l'Est du bassin au Nord de l'équateur est en avance sur le vent zonal à l'équateur et au Sud de l'équateur.

L'étude des bilans de masse et de chaleur de toute la bande équatoriale puis du Pacifique Est a révélé l'importance des cellules de circulation méridienne et de l'EUC pour les échanges de masse et de chaleur dans la bande équatoriale, donc pour les variations interannuelles et décennales associées à ENSO. Dans l'approche habituelle des modèles conceptuels d'ENSO, le transport de chaleur vertical en sub-surface dans le bilan de chaleur de la couche de mélange à l'Est du Pacifique est souvent estimé par le produit du débit de l'upwelling par une différence de température entre les eaux de surface et les eaux upwellées. La paramétrisation de la température des eaux upwellées est variable et délicate selon les modèles. De plus, l'upwelling étant alimenté par l'EUC, la température des eaux

upwellées dépend a priori de la température de l'EUC. L'étude des transports de chaleur a montré que **la variabilité interannuelle de la température de l'EUC est négligeable pour les échanges de chaleur devant celle du débit de l'EUC**. La variabilité de la convergence et de la divergence en terme de débit et de température est elle très forte et complexe et a des conséquences importantes sur le bilan de chaleur de toute la bande équatoriale. **Les modèles conceptuels d'ENSO devraient donc être améliorés pour pouvoir prendre en compte de manière réaliste cette circulation méridienne de convergence/divergence très importante, notamment pour les mécanismes de recharge-décharge de la bande équatoriale, et la circulation zonale associée à l'EUC pour les échanges de masse et de chaleur entre l'Ouest et l'Est du Pacifique.**

Pour les mécanismes liés aux variations à plus long-terme dans le Pacifique tropical, les 50 ans de la simulation OPA/NCEP ont permis une analyse physique dans le modèle, même si **les tendances, uniquement causées par les vents NCEP (cf. article en annexe 2), semblent irréalistes avant environ 1975. Ainsi, la forte baisse irréaliste des alizés dans les réanalyses NCEP entraîne dans le modèle une diminution du transport de masse associé aux STCs, donc de l'apport d'eaux froides vers la bande équatoriale et de l'export d'eaux chaudes hors de cette bande**, mais aussi une remontée de la thermocline. Cette dernière cause une forte baisse de la température de l'EUC dans le Pacifique central. Ces deux processus s'opposent en terme de transport de chaleur. Dans la simulation, le réchauffement du Pacifique équatorial Est, causé par la baisse du transport de masse, domine le refroidissement dû à la baisse de la température de l'EUC, même si ce dernier processus n'est pas négligeable. On a donc presque le même mécanisme de rétroaction positive qu'aux échelles interannuelles. **Cela cause une augmentation surestimée de la SST dans le Pacifique équatorial Est dans le modèle par rapport à la SST de Reynolds, vers laquelle il est pourtant rappelé. Cela est donc en accord avec le mécanisme de Kleeman et al. (1999), qui privilégie les variations du transport de masse des STCs, plutôt qu'avec celui de Gu et Philander (1997) qui privilégie des variations de température pour expliquer les variations décennales d'ENSO.** Cependant, le refroidissement de l'EUC, donc des eaux upwellées, n'est pas négligeable pour la tendance sur les 50 ans de la simulation. La variabilité de la température de l'EUC devrait donc être prise en compte dans l'étude des mécanismes de variabilité à plus long-terme.

Pour pouvoir confirmer ces résultats à partir d'observations, il est nécessaire de **continuer la maintenance du réseau de mouillages TAO/TRITON, dont les données de courant et de température ont été vitales pour permettre l'étude des variations**

interannuelles de l'EUC, malgré les trous existant dans les données. Dans le futur, elles permettront **d'avoir accès aux variations décennales et à l'impact du réchauffement climatique sur l'EUC et les STCs**. D'autre part, les nouveaux moyens d'observation permettront d'un peu mieux connaître les STCs et leurs variabilités, en combinant notamment les mesures du niveau de la mer issues des satellites TOPEX/Poseidon et de son successeur Jason-1 pour estimer la convergence géostrophique vers l'équateur, et les données ponctuelles en subsurface des profileurs ARGO. En assimilant toutes les données disponibles, les modèles océaniques décrivent de mieux en mieux l'océan et permettront de préciser les résultats présentées dans cette étude. Espérons enfin que tous les efforts internationaux pour mieux mesurer, comprendre et modéliser El Niño permettront de mieux le prévoir, de savoir quelle sera sa réaction au réchauffement global et de prévenir ses dégâts et réduire ses conséquences humainement catastrophiques dans les régions défavorisées.

ANNEXE 1 : Tropical pathways, equatorial undercurrent
variability and the 1998 La Niña (article publié dans GRL)

Tropical pathways, equatorial undercurrent variability and the 1998 La Niña

Takeshi Izumo

Université Paul Sabatier, Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), Toulouse, France

Joel Picaut

Institut de Recherche pour le Développement, Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), Toulouse, France

Bruno Blanke

Laboratoire de Physique des Océans (LPO), UFR Sciences et Techniques, Brest, France

Received 8 March 2002; accepted 3 June 2002; published XX Month 2002.

[1] In the equatorial Pacific Ocean, the rapid transition from the 1997 El Niño to the 1998 La Niña was associated with an outcrop of cold water appearing at the surface around (0° , 125°W) end of May 1998. In a validated ocean general circulation model, the cold water of the outcrop appears to come from two pathways (one in each hemisphere) that connect the subtropics to the equatorial upwelling region through the western boundary currents and the Equatorial Undercurrent (EUC). The EUC and subtropics may have an influence on the rapid turn into La Niña in 1998. Large variations in transport (up to $60 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) and in transport-weighted temperature (up to 3°C) of the EUC are observed in TAO moored data and in the model. The rapid variability of EUC transport and transport-weighted temperature may interact with the long-term variability of the thermocline circulation linking the subtropics to the equator. **INDEX TERMS:** 4231 Oceanography: General: Equatorial oceanography; 4522 Oceanography: Physical: El Niño; 4572 Oceanography: Physical: Upper ocean processes. **Citation:** Izumo, T., J. Picaut, and B. Blanke, Tropical pathways, equatorial undercurrent variability and the 1998 La Niña, *Geophys. Res. Lett.*, 29(0), XXXX, doi:10.1029/2002GL015073, 2002.

1. Introduction

[2] The El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phenomenon in the equatorial Pacific Ocean has increased in frequency and intensity during the last decades. The 1997 El Niño was the strongest of the last century and the transition into La Niña in 1998 was very rapid. A sea surface temperature (SST) drop of 7°C over one month (May 1998) was observed at (0° , 125°W) [McPhaden, 1999]. This SST drop was unusually rapid compared to other El Niño-La Niña transitions.

[3] Cold SST in the eastern equatorial Pacific is usually explained by equatorial upwelling and horizontal advection by the South Equatorial Current of waters issued from the coastal and equatorial upwelling [Wyrtki, 1981]. The equatorial upwelling is fed zonally by the Equatorial Undercurrent (EUC) [Bryden and Brady, 1985], and meridionally by the geostrophic convergence. The EUC and equatorial

upwelling are part of the shallow subtropical overturning cells (STCs) [McCreary and Lu, 1994]. STCs bring surface waters subducted in the subtropics into the EUC along the thermocline. The waters can flow up to the equator via western boundary currents or directly via the interior ocean. The connection between the subtropical and equatorial Pacific through STCs was proposed as a possible mechanism for the decadal modulation of ENSO. This involves decadal variation either in the temperature of the subducted waters [Gu and Philander, 1997] or in the transport of the STCs [Kleeman *et al.*, 1999].

[4] The present paper focuses on the origin of the cold water that outcrops in May 1998 around (0° , 125°W), and on the related variations of the EUC, using a combination of observations and model results. An ocean general circulation model (OGCM) is first validated against in situ data. Backward trajectories are estimated in the model in order to find the origin of the cold water. The variability of EUC transport and transport-weighted temperature, as defined by Bryden and Brady [1985], is quantified using the OGCM and in situ data (mostly from the Tropical Atmosphere and Ocean (TAO) array [McPhaden *et al.*, 1998]). The potential link between EUC and STCs variabilities is finally discussed.

2. Means of Study

[5] The OGCM used in this study is a global version of the OPA (Océan PARallélisé) model [Madec and Imbard, 1996]. It has a 2° zonal resolution, a meridional resolution varying from 1.9° to 0.5° at the equator, and 31 levels in the vertical, with the highest resolution (10 m) in the upper 120 m. The model is first forced over 1982–99 with the wind stress of the NCEP reanalysis. The second simulation mostly used in this study is done by replacing the wind stress over the April 1992–December 1999 period, by a better product derived from the ERS scatterometers. Both simulations used the NCEP heat and freshwater fluxes and a relaxation toward Reynolds' SST.

[6] STCs' pathways are evidenced by trajectories of particles released and advected in the 3-D simulated currents averaged over 5 days [Blanke and Raynaud, 1997]. The currents are validated over 1993–99 with TAO moorings at the equator equipped with Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP). The validation is restricted to three moor-

ings (165°E, 170°W and 140°W) and three depths (30, 80 and 150 m) and to the zonal currents. Table 1 shows a good agreement between observations and model, with the lowest correlation at depth at 165°E. The boundaries of the EUC are defined using a combination of current, temperature and spatial criteria. In order to extrapolate the EUC transport from TAO data right at the equator, the zonal current is first integrated over the depth of the EUC. This vertically integrated value is then multiplied by a mean meridional length, estimated from the model (430 km at 170°W and 410 km at 140°W). This extrapolation technique works well in the model, as shown in Figure 1a and Table 2 where the exact EUC transport (dashed line) and the extrapolated one (dotted line) almost overlap. This technique is also verified with in situ data. EUC transports (circles in Figure 1a) estimated from five meridional ADCP sections [Johnson *et al.*, 2000] compare quite well with the transport extrapolated from TAO data (full line), despite differences in the definition of the EUC boundaries and in sampling time. These transports estimated from in situ data compare well with the exact and extrapolated EUC transports in the model (Figure 1a and Table 2). However, the model underestimates the EUC speed right at the equator, because of the too coarse meridional resolution. Section 4 of this paper uses the transport-weighted temperature of the EUC as defined by Bryden and Brady [1985]. It is calculated by integrating over the EUC the product of velocity and temperature, divided by the integrated velocity. In the model, the EUC temperatures obtained by integrating over the whole meridional section of the EUC (dashed line) or right at the equator over the depth of the EUC (dotted line) have almost the same anomalies (Figure 1b and Table 2). The average values over 1993–99 are however different, with 16.9°C for the model over the full section, 18.5°C for the model at the equator and 19.5°C for TAO data at the equator. The EUC temperature anomaly (full line) can be extrapolated from TAO data right at the equator, and the comparison with the exact and extrapolated EUC temperature anomalies in the model is good (Figure 1b and Table 2). The main discrepancies appear when the EUC is poorly separated from eastward currents in the mixed layer near the equator (i.e., in winter 1994, and spring and winter 1997). The successful meridional extrapolation from the equator to the whole EUC section of both EUC transport and temperature highlights the interest of ADCP moorings at the equator for studying the EUC transport and temperature variabilities.

3. Origins of Outcropping Cold Water

[7] The rapid transition into La Nina was obvious in the observations with a SST drop of 7°C from 29.5°C to 22.5°C

Table 1. Correlation and Rms Difference Between TAO Data and Model for the Zonal Current at the Equator and 165°E, 170°W and 140°W

Depth (m)	165°E		170°W		140°W	
	Corr.	RmsDif (m s ⁻¹)	Corr.	RmsDif (m s ⁻¹)	Corr.	RmsDif (m s ⁻¹)
30	0.81	0.23	0.68	0.24	0.69	0.30
80	0.65	0.25	0.81	0.27	0.80	0.33
150	0.64	0.22	0.84	0.22	0.80	0.28

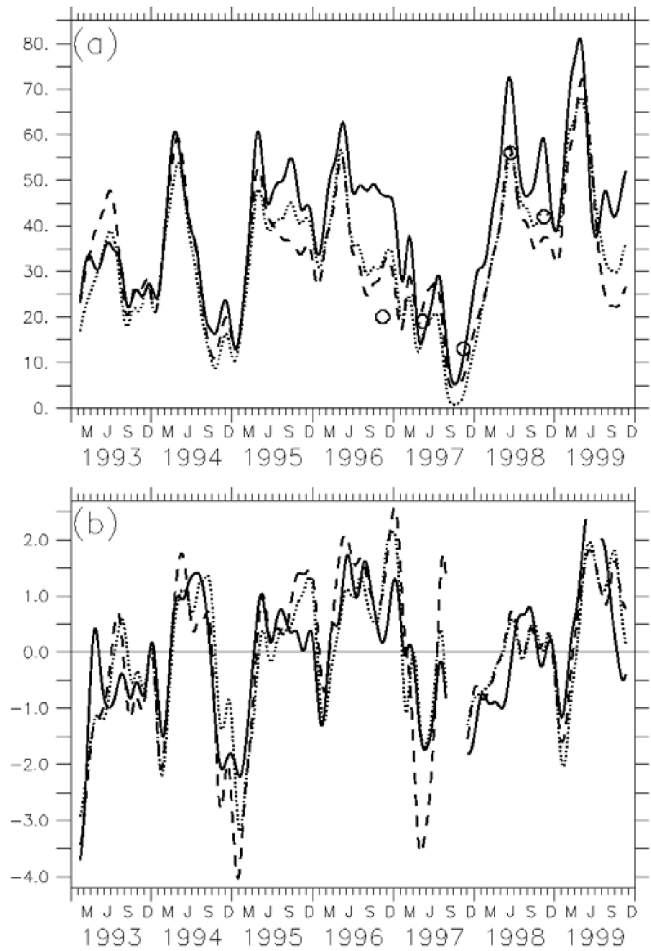


Figure 1. Variability in the EUC at 170°W: (a) EUC transport in Sverdrup (1 Sv = 10⁶ m³ s⁻¹), (b) anomaly of transport-weighted temperature of the EUC in °C. Model full section (dashed line), extrapolation from the model at the equator to the full section (dotted line) and extrapolation from TAO data at the equator to the full section (full line). The transport from five ADCP sections (circles) is added on Figure 1a. For clarity, all series are low-pass filtered with a 3-month Hanning filter.

over one month (May 1998) at (0°, 125°W). A patch of cold water associated with this drop appeared in Reynolds' SST around June 3, 1998 and (0°, 125°W). This patch colder than 23°C was trapped to the equator and squeezed between the western Pacific warm pool and the warm water spread all the way to the east during the strong 1997 El Niño [Picaut *et al.*, 2002]. It is simulated in the model as a patch of SST colder than 24°C around June 7, 1998 and (0°, 130°W) (Figure 2). It is associated with a SST drop of 6°C (from 29.5°C to 23.5°C) during May-early June 1998. At this location, the 20°C isotherm, which was at its deepest level (160 m) in November 1997, shoals to 50 m end of May 1998. Surfacing of the 24°C isotherm on June 7 seems related to upwelled water brought by the EUC (Figure 2). In order to investigate the origins of surfacing waters, more than a hundred of particles (128 particles) are launched at a depth of 5 m, uniformly distributed in the patch of water colder than 24°C (Figure 2a). In this region of strong mixing and others, water masses and not individual water particles

Table 2. Correlation and Rms Difference for the Transport (U) and Transport-Weighted Temperature (T) of the EUC at 170°W and 140°W Between the Model Full Section ($U_{\text{model/sect}}$ and $T_{\text{model/sect}}$), the Model Extrapolated From the Equator to the Full Section ($U_{\text{model/eq}}$ and $T_{\text{model/eq}}$) and the TAO Data Extrapolated From the Equator to the Full Section (U_{TAO} and T_{TAO})

	170°W		140°W	
	Corr.	RmsDif	Corr.	RmsDif
$U_{\text{model/sect}}/U_{\text{model/eq}}$	0.94	5 Sv	0.95	6 Sv
$U_{\text{TAO}}/U_{\text{model/eq}}$	0.94	9 Sv	0.89	15 Sv
$U_{\text{model/sect}}/U_{\text{TAO}}$	0.86	11 Sv	0.88	20 Sv
$T_{\text{model/sect}}/T_{\text{model/eq}}$	0.92	0.6°C	0.96	0.4°C
$T_{\text{TAO}}/T_{\text{model/eq}}$	0.82	0.8°C	0.90	0.8°C
$T_{\text{model/sect}}/T_{\text{TAO}}$	0.82	0.7°C	0.87	0.8°C

are traced back, since mixing is a subgrid process in the model. Trajectories calculated backward in time from June 7, 1998 to January 1, 1993 evidence only two main pathways, with 61 (67) particles coming from the Southern (Northern) Hemisphere (Figure 3). In January 1993, the positions of the particles in the Northern Hemisphere are

homogeneously spread, whereas two separate pathways appear in the Southern Hemisphere. The southern and northern pathways connect the subtropical thermocline to the equatorial upwelling region through the western boundary currents and the EUC. They are similar to the climatological pathways of STCs evidenced by *Lu and McCreary [1995]* and *Gu and Philander [1997]*, but none of the particles takes a direct pathway from the subtropics to the EUC through the interior ocean. In addition, no water originates from the eastern equatorial basin, or through meridional geostrophic convergence. Hence, it is interesting to note that all of the waters of the cold patch were brought by the EUC and the western boundary currents. However, one must keep in mind that such pathways may be sensitive to model resolutions and parameterizations. The simulation is not long enough to evidence the subduction of surface water in the subtropics, and in January 1993, the particles are still at 100–200 m depth in the subtropical gyres. On average, they take 3.5 years to reach the western boundaries, and three more months to reach the equatorial band at 150–200 m. They are then transported eastward and upward by the EUC during approximately 20 months and upwelled in spring 1998 from 80-m depth to the mixed layer in about one month. Finally they moved to the southwest in the mixed layer by less than 100 km in May 1998, because of southwestward surface currents. This explains why all the trajectories in the EUC are concentrated north of the equator, and why more particles come from the northern hemisphere (Figure 3) than in other studies [e.g., *Blanke and Raynaud, 1997*].

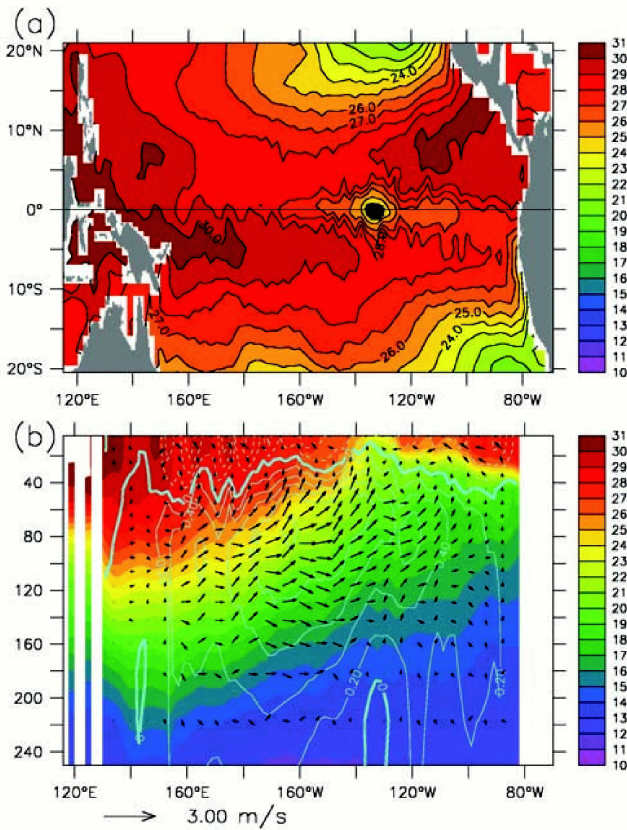


Figure 2. Model results on June 7, 1998: (a) SST over the tropical Pacific, (b) section along the equator over the first 250 m. Colors represent the temperature in $^\circ\text{C}$, arrows the zonal and vertical currents and contours the zonal currents. The arrows have been rotated to compensate the difference in scaling between longitude and depth in the figure, while their magnitudes have been preserved (the arrow of reference corresponds to 3 m s^{-1}). The patch of cold water ($\text{SST} < 24^\circ\text{C}$) where particles are launched is represented in black.

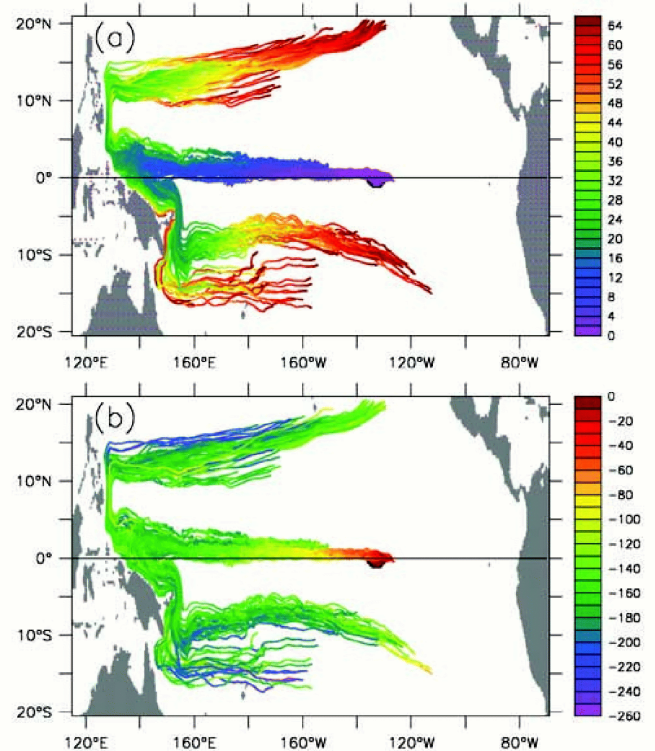


Figure 3. STCs pathways evidenced by the trajectories of 128 particles launched in the patch of cold water as seen on Figure 2a. The color scales represent in the upper panel the time before June 1998 in month, and in the lower panel the depth of the trajectories in meter.

[8] In summary, the cold waters surfacing in the model around (0° , 130°W) in June 7, 1998 were only brought by STCs via western boundary currents and the EUC. This particular scheme holds over the first three weeks of June. Similar experiments of particles launched in cold patches later and/or further east involve interior pathways and complicate recirculation patterns in the eastern tropical Pacific. Travel time and separate pathways in the western boundary currents must be interpreted with caution since these currents are misrepresented by the 2° zonal resolution of the model. The other simulation forced with NCEP wind stress over 1982–99 gives similar results, except for a less realistic patch of cold water around 140°W in early June 1998.

4. Transport and Temperature Variability of the EUC

[9] EUC transport and transport-weighted temperature (hereafter defined as EUC temperature) variabilities at 170°W are shown on Figure 1. Note that the EUC temperature has no physical meaning when the EUC vanishes. Important variations of the transport (up to 60 Sv) and temperature (up to 3°C) are observed on various time scales and in particular on interannual time scale. Variations of the EUC transport are mostly related to the zonal pressure gradient within the thermocline [Johnson *et al.*, 2000]. Variations of the EUC temperature are partly related to changes in the depth of the equatorial thermocline. For example, in 1996 prior to El Niño, the easterlies and zonal pressure gradient were strong and the thermocline was unusually deep. Thus, as shown on Figure 1 the EUC was strong (around 35 Sv) and warm (about 1.5°C of anomaly). Over 1997, the EUC was weak and it even vanished for three months during the mature phase of El Niño. In addition, the EUC and its temperature were not well defined during most of the 1997 El Niño, because of the presence of an eastward surface current. In spring 1998, the EUC reappeared and was cold (about -1.5°C of anomaly) when the easterlies strengthened and the thermocline shoaled west of 120°W . During La Niña after mid-1998, the EUC was well established and very strong (around 50 Sv). The variability of EUC transport at 140°W is similar, and it is not discussed here for sake of brevity. Some differences are found in the EUC temperature between the two locations but the main characteristics of interannual variability remain.

5. Discussion on the Turn into La Niña and the Long-Term Variations of STCS

[10] Several processes are involved in the rapid turn into La Niña in May–June 1998. El Niño peaked in winter 1997–98, with warm waters covering the whole equatorial basin. At depth the thermocline slowly uplifted since October 1997, with a discharge of warm water from the equatorial zone consistent with the recharge-discharge mechanism [Wyrki, 1985; Jin, 1997; Meinen and McPhaden, 2001]. Upwelling Kelvin and Rossby waves emanating from both sides of the basin were important in pursuing this uplifting of the thermocline in spring 1998 [McPhaden and Yu, 1999]. Opposite surface currents associated with equa-

torial waves resulted in the break-up of the warm waters around (0° , 130°W) starting in March 1998 [Picaut *et al.*, 2002]. As shown in the model (Figure 2), this break-up of the warm waters led to a sudden arrival of cold water from below and a SST drop of 7°C in May 1998. Quite interestingly, in the model, all of this cold water can be tracked backward from both subtropics through the STCs and EUC.

[11] EUC transport and transport-weighted temperature variabilities are estimated using model and observations. Since the EUC is part of STCs, its variability could be influenced by the variability of the various branches that form the STCs. As noted in introduction, a hypothesis on the modulation of ENSO involves decadal variation in the temperature of waters subducted in the subtropics and transported equatorward by the mean circulation of STCs [Gu and Philander, 1997]. Another hypothesis involves decadal variation in the transport of STCs [Kleeman *et al.*, 1999]. The thermal anomalies that could propagate in the northern tropical gyre from the subtropics toward the equator on decadal timescale are less than 0.6°C [Deser *et al.*, 1996]. McPhaden and Zhang [2002] estimate the long-term variations in STCs' transport over the last 50 years and find a change of up to 14 Sv, which could be related to decadal variations of SST in the central and eastern equatorial Pacific. As shown on Figure 2, on seasonal to interannual time scales, the variations of EUC transport and temperature can reach 60 Sv and 3°C . The decadal variations of transport and temperature of the STCs might not be modified by these strong variations of the EUC. On the other hand, non-linear interactions between decadal and seasonal to interannual frequencies could distort and at last blur the weak decadal variations of transport and temperature. Further studies, using longer simulations and observations to access decadal variations of EUC and STCs, are necessary to understand the ambiguous link between EUC and STCs variations, and their possible impacts on the tropical Pacific climate.

[12] **Acknowledgments.** We thank G. Lorand for the model output used in the present analysis. This work was stimulated by the workshop on STCs organized by P. Rizzoli. Support was provided by the French Department of Education, Research and Technology, CNES and PNEDC.

References

- Blanke, B., and S. Raynaud, Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: An Eulerian and Lagrangian approach from GCM results, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1038–1053, 1997.
- Bryden, H. L., and E. C. Brady, Diagnostic model of the three-dimensional circulation in the upper equatorial Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1255–1273, 1985.
- Deser, C., M. A. Alexander, and M. S. Timlin, Upper-ocean thermal variations in the North Pacific during 1970–1991, *J. Clim.*, 8, 1840–1855, 1996.
- Gu, D. F., and S. G. H. Philander, Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics, *Science*, 275, 805–807, 1997.
- Jin, F.-F., An Equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model, *J. Atmos. Sci.*, 54, 811–829, 1997.
- Johnson, G. C., M. J. McPhaden, G. D. Rowe, and K. E. McTaggart, Upper equatorial ocean current and salinity during the 1996–1998 El Niño-La Niña cycle, *J. Geophys. Res.*, 105, 1037–1053, 2000.
- Kleeman, R., J. P. McCreary, Jr., and B. A. Klinger, A mechanism for the decadal variation of ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1743–1746, 1999.
- Madec, G., and M. Imbard, A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity, *Clim. Dyn.*, 12, 381–388, 1996.
- McCreary, J. P., and P. Lu, Interaction between the subtropical and equatorial ocean circulations - The subtropical cell, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 455–497, 1994.

- McPhaden, M. J., Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño, *Science*, 283, 950–954, 1999.
- McPhaden, M. J., and X. Yu, Equatorial waves and the 1997–98 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2961–2964, 1999.
- McPhaden, M. J., and D. Zhang, Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean, *Nature*, 415, 603–608, 2002.
- McPhaden, M. J., The Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) observing system: A decade of progress, *J. Geophys. Res.*, 103, 14,169–14,240, 1998.
- Meinen, C. S., and M. J. McPhaden, Interannual variability in warm water volume transports in the equatorial Pacific during 1993–1999, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 1324–1345, 2001.
- Picaut, J., E. Hackert, A. J. Busalacchi, R. Murtugudde, and G. S. E. Lagerloef, Mechanisms of the 1997–1998 El Niño-La Niña, as inferred from space-based observations, *J. Geophys. Res.*, in press, 2002.
- Wyrtki, K., An estimate of equatorial upwelling in the Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1205–1214, 1981.
- Wyrtki, K., Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles, *J. Geophys. Res.*, 90, 7129–7132, 1985.
-
- B. Blanke, Laboratoire de Physique des Océans (LPO), UFR Sciences et Techniques, 6 avenue le Gorgeu, BP 809, 29285 Brest, France. (Bruno.Blanke@univ-brest.fr)
- T. Izumo, Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), 18, avenue Edouard Belin, 31401 Toulouse cedex 4, France. (izumo@notos.cst.cnes.fr)
- J. Picaut, Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), 18, avenue Edouard Belin, 31401 Toulouse cedex 4, France. (Joel.Picaut@cnes.fr)

ANNEXE 2 : Long-term trends and decadal variability in a forced OGCM in the tropical Pacific (article soumis à GRL)

Long-term trends and decadal variability in a forced OGCM in the tropical Pacific

Gaël Alory¹, Sophie Cravatte², Takeshi Izumo² and Keith B. Rodgers³

¹ Université de Nouvelle-Calédonie/ Institut de Recherche pour le Développement, Nouméa, New-Caledonia.

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

³ Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, Paris, France.

Abstract

In order to study the tropical Pacific decadal variability, the OPA ocean model is forced with NCEP reanalysis on the 1951-1999 period. The simulated dynamic height and sea level are respectively compared to the dynamic height computed from Levitus hydrological data, and to the sea level measured by tide gauge at ten tropical Pacific islands. The comparison reveals a mostly artificial trend in the long simulation which consists of a decreasing dynamic height and sea level in the southwest and northwest of the tropical Pacific. It is shown using several test forcings that this trend is related to the NCEP wind, more precisely to a weakening in the trade winds and a trend in the off-equatorial wind curl, mainly existing before 1980.

While over-estimated compared to observations, the continuous rise in the equatorial SST in the model seems to be linked to a decrease in the pycnocline convergence during the last 50 years, which is consistent with recent data analysis.

This study illustrates the difficulty in separating realistic and artificial parts of simulated trends. In similar cases, due to the inhomogeneities in the data used in reanalysis products and the non-linearity of GCMs, the simple removal of a linear trend is an inadequate way to solve the problem.

1. Introduction

The climatic variability of the Tropical Pacific is mainly characterized by the El Niño-Southern Oscillation (ENSO), the strongest interannual coupled ocean-atmosphere variability. Decadal variability, which strongly affects the North Pacific [Mantua *et al.*, 2002], has also a signature (notably in sea surface temperature - SST) in the Tropical Pacific [Zhang *et al.*,

1997], where it may interact with ENSO [*Fedorov and Philander, 2000*]. While basic mechanisms of ENSO are now relatively well understood [*Neelin et al., 1998*], mechanisms of decadal variability are still under active debate. Subtropical Cells (STCs) [*McCreary and Lu, 1994*], which constitute an oceanic subsurface bridge between the subtropics and the tropics, may play a key role at this timescale.

Models are necessary to investigate mechanisms involved at decadal timescale. Indeed, while oceanic and atmospheric measurement networks were greatly improved in the 1980s [*McPhaden et al., 1998*], data were very sparse before, and still are in the subsurface ocean. Models can compensate for poor spatial and temporal data density, and allow to test mechanisms using ad hoc numerical experiments. More specifically, atmospheric general circulation models (AGCMs) are used to produce reanalysis data, by assimilation of all available atmospheric data. In turn, these reanalysis data, due to their global coverage and their extended time series, are widely used to force ocean general circulation models (OGCMs), in particular to study decadal variability.

To avoid spurious drifting in long OGCM simulations, fluxes corrections are often used to constrain the model. They mainly consist in artificially balanced surface heat/water budget, or restoring terms towards observations (climatological or not). The realism of the possibly remaining long-term trends in such simulations is thus questionable. Besides, long-term trends exist in some data. While they are obviously more realistic than trends found in model outputs, they can be artificially influenced by the continuous decrease in the density and quality of observations when looking back in time [*Cox and Swail, 2001*], or changes in measurement methods [*Cardone et al., 1990*]. Often, authors simply remove long-term linear trends in their data/model time series to study decadal variability [*Carton et al., 2000 ; Hazeleger et al., 2001 ; Nonaka et al., 2002*]. One can wonder if this is a rightful way to escape the problem.

Here, we focus on the study of a long-term trend evidenced in an OGCM simulation forced by reanalysis data, on the 1951-1999 period. Our main concern is to evaluate its realism by comparison with in situ data, to find its origins through different test-forcings, to discuss the need and way to correct it in the context of decadal variability.

2. Model and data

The OGCM used here is the ORCA global version of the OPA 8.1 model [Madec *et al.*, 1998], with a free-surface formulation. The zonal resolution is 2° . The meridional resolution is $2^\circ \cos(\varphi)$, with enhanced resolution between 10°N and 10°S (0.5° at the equator). There are 31 vertical levels, and 20 of these lie within the upper 500 meters. The model is initialized with Levitus [1998] temperature and salinity, spun up for 150 years with NCEP climatological fluxes, then forced by wind and freshwater fluxes from the NCEP reanalysis [Kistler *et al.*, 2001] on the 1948-1999 period. Surface heat fluxes are calculated using bulk formulas. Sea surface salinity is damped toward Levitus annual mean. SST is damped toward NCEP SST. The annual freshwater budget, including precipitation (P), evaporation (E) and river run-off (R), is artificially balanced using a correction factor α on evaporation so that $P+R-\alpha.E=0$ on the global ocean. More details on this simulation can be found in Rodgers *et al.* [2003].

Two different sets of data are used in this paper for comparison with the model outputs. The World Ocean Atlas from Levitus [1998] is a compilation of hydrological data widely used as a climatological reference. Dynamic height is computed using the yearly temperature profiles and mean temperature-salinity relations, down to 500 meters (14 levels) from 1951 to 1998, extracted from this data set.

Tide gauge sea level data are the longest continuous marine records. As the OGCM does not include a coastal model, coastal tide gauge stations from the tropical Pacific continental boundaries are not used in this study. Sea level time series from 10 island stations, with the longest available periods and which allow a relatively good coverage of the (mainly western) tropical Pacific, are selected.

Starting from monthly time series, interannual variations are computed with a 25-month Hanning filtering, and decadal variations are obtained by smoothing twice with a 5-year running mean.

3. Evidence of a simulated trend and comparison to observations

A first glimpse at the model outputs reveals, in the tropical Pacific, a mean decrease of about 10 cm in the sea level and 0/500 m dynamic height fields, in the 50-year period of the simulation. These surprising trends have to be closely analysed and confronted to available observations.

Dynamic height is a key variable for upper ocean dynamics which integrates the thermohaline variations in the subsurface. As such, existence of a trend in dynamic height can be considered as a strong signal. The spatial distribution of the simulated trend in the 0/500 m dynamic height, is estimated by a linear fit on the simulated time series (1951-1999) at each grid point (Figure 1a). The simulated trend is clearly geographically dependent, showing a pattern close to the mean dynamic height pattern : it merely corresponds to a slowdown of the surface geostrophic circulation [Alory, 2002]. The trend is positive, up to 1 mm.yr^{-1} , in the east and along 5°N . It is negative everywhere else, reaching values lower than -5 mm.yr^{-1} around the center of the tropical gyres.

To estimate how realistic this simulated trend is, it is compared to the trend in the 0/500 m dynamic height computed from Levitus data, on the same period (Figure 1). The trend in Levitus data we present here (Figure 1b) is consistent with recent studies on observed trends [Cabanes *et al.*, 2001]. The observed and simulated trends have some common features : both have their negative maximum in the southwestern tropical Pacific, around 10°S , 170°E ; both grossly depicts a zonal tilt. The meridional density of observations in Levitus data may be a bit weak to capture the thin zonal band of positive values that appears in the simulated trend along 5°N . However, the local negative maximum along 15°N in the simulated trend is not reflected in the observed trend. Moreover, around 10°S , 170°E the simulated trend is more than thrice as strong as the observed trend. Note also that, while the dynamic height computed from Levitus data only includes temperature variations, the simulated dynamic height includes the whole thermohaline variations, which makes it more significant regarding ocean dynamics. Computing the dynamic height with a mean salinity in the model mainly reinforces the negative trend maximum in the southwest by about 2 mm.yr^{-1} (not shown), thus the difference between model and data in Figure 1 is slightly underestimated in that area.

While 0/500 m dynamic height only integrates baroclinic variations in the water column from the surface down to the depth of 500 m, sea level integrates both baroclinic and barotropic variations from surface to bottom. However, observed monthly variations for both variables are well correlated in the tropical Pacific north of 15°S [Rebert *et al.*, 1985]. Furthermore, the trends map for the simulated sea level (not shown) is also qualitatively very close to the trends map for the simulated 0/500 m dynamic height (Figure 1b), with values more negative by about 1 mm.yr^{-1} . In order to compare the model outputs with a second independent set of data, we now use tide gauge sea level observations. The interannual variations of the simulated and observed sea level are compared at 10 stations (Figure 2). While there are no obvious long-term trends in the observed sea level, negative trends appear

in the simulated time series at most stations, clearly depending on their location (see Figure 1b). As a sensitivity study, we remove a linear trend calculated on the 1951-1999 period from each simulated time series, to see how it affects the correlation with observations (Table 1). At Galapagos, Christmas, Kanton and Papeete, where the trend is relatively weak, the correlation is not significantly affected. At Johnston, Guam, Kwajalein and Pago Pago, where the observed time series are the longer and the trend is more pronounced, the correlation is improved (from 0.37 to 0.58 on a mean) which suggests the simulated signal includes a spurious linear trend. On the contrary, at Nauru and Honiara, where the observed time series begin in the mid-70s, correlation decreases. This last result suggests there is no spurious simulated trend in the second half of the period. Indeed, in most simulated time series, the trend does not seem to be uniformly linear but rather only present before 1980.

These comparisons with two independent set of data reveal that the simulated trend, although it presents some qualitative agreements with data, is mostly artificial. There is yet to determine if this trend is model-dependent or due to (a trend in the) forcing.

4. Origins of the simulated trend

To identify the origins of the simulated trend evidenced above, we use several test-forcings. In the standard experiment (INT), the OGCM is forced by the complete set of NCEP wind, heat and water fluxes. In a second experiment (W-INT), it is forced by NCEP wind but climatological heat and water fluxes. In a third run (CLIM), is it forced by climatological wind, heat and water fluxes. The interannual variations of 0/500 m dynamic height are, for each run, averaged in the tropical Pacific (Figure 3). In INT, the long-term trend is negative (-1.6 mm.yr^{-1} , as estimated by linear fit) and more pronounced before 1980, accordingly to the previous trend analysis. In CLIM, the dynamic height shows a very slow linear decrease (-0.2 mm.yr^{-1}). This can be attributed to slightly unbalanced annual fluxes and/or numerical drifting ; in either case, the signal is beyond discernable in an interannual simulation. In W-INT, the interannual variations are close and the trend similar to INT. This strongly suggests that NCEP wind is responsible for the simulated trend.

Indeed, NCEP wind has a strong long-term trend corresponding to a weakening of the zonal component of the trade winds (Figure 3). This trend is not uniformly linear. NCEP wind shows an abrupt shift around 1976-77, before which the trend is strong ($2.5 \times 10^{-4} \text{ N.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ on the 1951-76 period) and after which it almost disappears ($0.6 \times 10^{-4} \text{ N.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ on the 1977-99

period). However, the dynamic height issued from the INT reference experiment (Figure 3) does not show such an obvious shift, which could be due to the long time of dynamical adjustment of the ocean to the wind in this wide band of latitude (20°S-20°N).

The weakening in NCEP zonal wind affects most of the tropical Pacific (Figure 4). As the strength of zonal wind is linked to the thermocline and sea level slope, this weakening in zonal wind is consistent with the already mentioned zonal tilt in Figure 1a [Posmentier *et al.*, 1989]. The eastward wind trend is most pronounced around 10°N and 10°S in the central Pacific. Poleward of these areas are found the strongest trends in wind curl (Figure 4), which are expected to affect Rossby waves generation. Indeed, the maximum trends in dynamic height located at the same latitudes (Figure 1a) look like the signature of such westward-propagating Rossby waves.

As the trend that comes out of the model, which is mostly artificial, is caused by the NCEP wind forcing, the quality of the NCEP wind is questionable. The wind shift around 1976-77 seems realistic in the context of the more general climate shift, also characterized by a surface warming in the eastern tropical Pacific [Nitta and Yamada, 1989 ; Trenberth, 1990 ; Graham, 1994 ; Miller *et al.*, 1994]. However, comparison with COADS wind data [Da Silva *et al.*, 1994] suggests the 1976-77 wind shift is more realistic in the latter [Wu and Xie, 2003].

The weakening trend in trade winds evidenced in the NCEP reanalysis is consistent with some tide gauge trend analysis on the 1960-1984 period [Posmentier *et al.*, 1989], and also with the trend in the western-eastern Pacific pressure difference since the end of the 60s [Clarke and Lebedev, 1996]. On the contrary, the observed strengthening in FSU wind data [Legler and O'Brien, 1988] is probably an artefact due to gradual changes in measurement methods [Cardone *et al.*, 1990].

However, our own trend analysis in the simulated sea level suggests the NCEP wind trend before 1976-77 is probably too strong. This is consistent with the major upgrading that occurred around 1979 in the observational system, when satellite atmospheric measurements became available, while sparse data were assimilated before especially in the tropics [Kistler *et al.*, 2001]. Furthermore, although the numerical assimilation scheme is kept unchanged along the reanalysis period, the varying density and quality of observations in the first half of the period are likely to induce so-called creeping inhomogeneities in the reanalysis data [Cox and Swail, 2001].

NCEP wind reanalysis is now clearly identified as the source for the simulated trend, as its own long-term trend is probably unrealistic. One can then wonder about the ability of the biased OGCM simulation to test proposed mechanisms of decadal variability.

5. Simulated decadal variability of pycnocline convergence

The STCs bring, along isopycnal surfaces, relatively cold waters subducted in the extratropics to the tropics. There they join the equatorial pycnocline, then upwell at the equator, and eventually flow poleward in the surface layer. The slow equatorward advection of temperature anomalies by STCs could generate decadal variations in the tropics [Gu and Philander, 1997]. However, observations in the northern hemisphere suggest these anomalies follow this pathway until 18°N but do not reach the equator [Schneider *et al.*, 1999]. The equatorial sea surface temperature (SST) could also be affected, at decadal timescale, by transport variations of the STCs, as found in a coupled ocean-atmosphere model [Kleeman *et al.*, 1999]. Available hydrographic data indeed show that the surface warming of the tropical Pacific is associated with a slowdown of the pycnocline convergence [McPhaden and Zhang, 2002 ; hereafter MPZ]. We choose to test the validity of this later mechanism in our OGCM.

Like in MPZ, we choose to quantify the equatorward flow of waters originating from the extratropics, associated with the pycnocline (i.e. the lower-branch of the STCs), across 9°N and 9°S sections. At these latitudes, basing on an analysis of the mean meridional flows in the model [Alory, 2002], we define the pycnocline as the waters deeper than 50 m with potential density (σ_θ) between 22.5 kg.m⁻³ and 26 kg.m⁻³. The interior (i.e. excluding western boundary processes) pycnocline convergence is computed as the transport (positive when equatorward) across 9°N and 9°S integrated in that area, from the eastern boundary to 135°E at 9°N and 162°E at 9°S, respectively. Close criteria were applied in MPZ.

Decadal variations of pycnocline convergence and central-eastern equatorial SST are then compared in the model (Figure 5). The two time series are very well correlated ($r = -0.97$) and show an opposite trend, which suggests the surface warming in the last 50 years is linked to a decrease in the equatorward flow of extratropical cold water. This supports the mechanism of Kleeman *et al.* [1999]. Moreover, compared to their coupled model study, the OGCM simulation is closer to observations. Our results also qualitatively agree with MPZ data analysis, and improve them by providing continuous time series, which cannot be obtained from subsurface data due to their limited availability.

However, the trend is probably overestimated in both simulated time series. The simulated SST clearly drifts from the NCEP SST, especially during the first half of the period, despite the restoring term. This means that for this variable and in the model, ocean dynamics

rules over atmospheric forcing, thus the suggested oceanic bridge is a robust feature. Note also that the trend in pycnocline convergence is consistent with the trend in zonal wind : the weakening of trade winds at 9°N and 9°S is likely to diminish the zonal thermocline slope thus the meridional equatorward geostrophic transport of the STCs.

6. Conclusion

In this paper, we evidenced an artificial trend in a 50-year OGCM simulation forced by NCEP reanalysis, by comparison of the simulated sea level and dynamic height with tide gauge and hydrological data, respectively. Several test-forcings helped us to identify the NCEP wind reanalysis as responsible for this artificial trend. Despite this trend, we showed that the simulation can be useful to validate proposed mechanisms of decadal variability, as long as there is possible comparison with data analysis. The model hints at the role of STCs in modulating equatorial SST by transport variations in the pycnocline, at decadal timescale.

Our study illustrates the difficulty to separate the realistic from the artificial part of a simulated trend. The obviously simpler method to deal with the problem would be to arbitrarily remove a linear trend from all the model outputs. However, due to the non-linearity of OGCMs, a supposedly linear trend in forcing will not automatically result in a linear trend in the outputs, especially in subsurface. Moreover, on a period where decadal variability mainly consists in one shift, the removal of a linear trend may seriously affect the magnitude of decadal variations [*Wang and An, 2001*]. Thus this method is not advisable. High-pass filtering can more properly remove long-term trends and undesired lower-than-decadal variability [*Pierce et al., 2000*].

Our trends analysis points at the weakness of the NCEP wind reanalysis before the mid-70s. Deficiencies in this wind product are also noted in other recent studies [*Cox and Swail, 2001 ; Wu and Xie, 2003*]. In similar situations when simulated trends originate from the forcing, the problem should be fought upstream. Removal of a linear trend in the forcing can be efficient in some cases but requires subsequent validation of the model output [*Liu and Huang, 2000*]. Blending two wind products, knowing the strengths and weaknesses of both, is a more heavy-duty way to produce a corrected wind forcing [*Putman et al., 2000*].

While uncertainties will subsist in wind measurements and reanalysis from the pre-satellite era, other variables can benefit from the recent development of paleoclimatology. In the tropics, local SST can for example be reconstructed by analysis of corals growth [e.g.

Evans et al., 2001]. Despite their poor spatial density, these reconstructions offer a precious glimpse at past climate trends and variations, which can improve our understanding of present-day variations. In the future, it appears important to maintain a strong climate observation network, in order to have longer good-quality data series, in particular for the study of decadal variability.

References

Alory, G., Redistribution zonale et méridienne de masse aux échelles ENSO et décennale dans le Pacifique tropical, Thèse de l'université Paris VI, 145 pp., 2002.

Cabanes, C., A. Cazenave & C. Le Provost, Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations, *Science*, 294, 840-842, 2001.

Cardone, V.J., J.G. Greenwood & M.A. Cane, On trends in historical marine wind data, *J. Clim.*, 3, 113-127, 1990.

Carton, J.A., G. Chepurin, and X. Cao, A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950-1995. Part I : Methodology, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 294-309, 2000.

Clarke, A.J., and A. Lebedev, Long term changes in the equatorial Pacific trade winds, *J. Climate*, 9, 1020-1029, 1996.

Cox, A.T., and V.R. Swail, A global wave hindcast over the period 1958-1997 : Validation and climate assessment, *J. Geophys. Res.*, 103, 2313-2329, 2000.

Da Silva, A.M., C.C. Young, and S. Levitus, Atlas of surface marine data 1994, Vol. 1 : Algorithms and procedures, NOAA Atlas NESDIS 6, U.S. Department of Commerce, 83 pp., 1994.

Evans, M.N., M.A. Cane, D.P. Schrag, A. Kaplan, B.K. Linsley, R. Villalba, G.M. Wellington, Support for tropically-driven Pacific decadal variability based on paleoproxy evidence, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3689-3692, 2001.

Fedorov, A.V. & S.G. Philander, Is El Niño changing?, *Science*, 288, 1997-2002, 2000.

Graham, N.E., Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results, *Clim. Dyn.*, 10, 135-162, 1994.

Gu, D.F. & S.G.H. Philander, Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics, *Science*, 275, 805-807, 1997.

Hazeleger, W., M. Visbeck, M. Cane, A. Karspeck, & N. Naik, Decadal upper ocean temperature variability in the tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, 106, 8971-8988, 2001.

Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. v. d. Dool, R. Jenne & M. Fiorino, The NCEP/NCAR 50-year reanalysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 82, 247-268, 2001.

Kleeman, R., J.P. McCreary & B.A. Klinger, A mechanism for generating ENSO decadal variability, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1743–1746, 1999.

Legler, D.M., and J.J. O'Brien, Tropical Pacific wind stress analysis for TOGA, IOC Time series of ocean measurements, IOC Technical Series 33, Volume 4, UNESCO, 1988.

Levitus, S., and co-authors, NODC World Ocean Atlas 1998 data, NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, 1998.

Liu, Z., and B. Huang, Cause of the tropical Pacific warming, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1935-1938, 2000.

Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard and C. Levy, OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual, Notes du pôle de modélisation 11, IPSL, 91 pp., 1998.

McCreary, J.P. & P. Lu, Interaction between the subtropical and equatorial ocean circulations: the subtropical cell, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 466-497, 1994.

McPhaden, M.J. & D. Zhang, Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific ocean, *Nature*, 415, 603-608, 2002.

McPhaden, M.J., A.J. Busalacchi, R. Cheney, J.-R. Donguy, K.S. Gage, D. Halpern, M. Ji, P. Julian, G. Meyers, G.T. Mitchum, P.P. Niiler, J. Picaut, R.W. Reynolds, N. Smith & K. Takeuchi, The Tropical Ocean Global Atmosphere observing system: A decade of progress, *J. Geophys. Res.*, 103, 14,169–14,240, 1998.

Mantua, N.J. and S.R. Hare, The Pacific Decadal Oscillation, *J. Oceanogr.*, 58, 35-44, 2002.

Miller, A.J., D.R. Cayan, T.P. Barnett, N.E. Graham & J.M. Oberhuber, The 1976-77 climate shift of the Pacific ocean, *Oceanography*, 7, 21-26, 1994.

Neelin, J.D., D.S. Battisti, A.C. Hirst, F.-F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata & S.E. Zebiak, ENSO theory, *J. Geophys. Res.*, 103, 14,261-14,290, 1998.

Nitta, T. & S. Yamada, Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the northern hemisphere circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 375-383, 1989.

Nonaka, M., S.-P. Xie, and J.P. McCreary, Decadal variations in the Subtropical Cells and equatorial Pacific SST, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10.1029/2001GL013676, 2002.

Pierce, D., T. Barnett & M. Latif, Connections between the Pacific ocean tropics and midlatitudes on decadal timescales, *J. Clim.*, 13, 1173-1194, 2000.

Posmentier, E.S., M.A. Cane & S.E. Zebiak, Tropical Pacific climate trends since 1960, *J. Clim.*, 2, 731-736, 1989.

Putman, W.M., D.M. Legler, and J.J. O'Brien, Interannual variability of synthesized FSU and NCEP-NCAR reanalysis pseudostress products over the Pacific Ocean, *J.Clim.*, 13, 3003-3016, 2000.

Rebert, J.P., J.R. Donguy & G. Eldin, Relations between sea level, thermocline depth, heat content, and dynamic height in the tropical Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, 90, 11,719-11,725, 1985.

Rodgers, K.B., B. Blanke, G. Madec, O. Aumont, P. Ciais, J.C. Dutay, Extratropical sources of equatorial Pacific upwelling in an OGCM, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 10.1029/2002GL001084, 2003.

Schneider, N.S., A.J. Miller, M.A. Alexander, C. Deser, Subduction of decadal North Pacific temperature anomalies : observations and dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1056-1070, 1999.

Trenberth, K.E., Recent observed interdecadal climate changes in the northern hemisphere, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 71, 988-993, 1990.

Wu, R., and S.-P. Xie, On equatorial Pacific surface wind changes around 1977 : NCEP-NCAR reanalysis versus COADS observation, *J. Clim.*, 16, 167-173, 2003.

Zhang, Y., J.M. Wallace & D. Battisti, ENSO-like interdecadal variability : 1900-93, *J. Clim.*, 10, 1004-1020, 1997.

Table and captions

Statio	Location	Time period	Cor	d-
Galapa	0°, 90°W	68-99	0.84	0.8
Nauru	0°, 167°E	74-99	0.59	<i>0.3</i>
Christ	2°N, 157°W	51-72, 74-99	0.64	0.6
Kanton	2°S, 171°W	51-67, 72-99	0.32	0.3
Johnst	16°N,	51-99	<i>0.20</i>	0.5
Guam	13°N,	51-99	0.45	0.7
Kwajal	8°N, 167°E	51-99	0.46	0.6
Pago	14°S,	51-99	<i>0.00</i>	0.4
Papeet	17°S, 149°	69-99	0.79	0.7
Honiar	9°S, 160°E	74-99	0.81	0.5

Table 1 : Correlation at the interannual timescale between observed and simulated time series of sea level at 10 islands in the tropical Pacific, with (d-Corr) or without (Corr) removal of a linear trend from the simulated time series, on their common time period. Correlation in italics are not significant at the 97.5 % confidence level.

Figure 1 : Linear trend in 0/500 m dynamic height ($\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$) in the tropical Pacific on the 1951-1999 period : (a) as simulated by OPA model and (b) as estimated from Levitus data. Isolines are drawn every $0.5 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. Dashed isolines denote negative values. Crosses indicate the location of the 10 tide gauge stations used in this study.

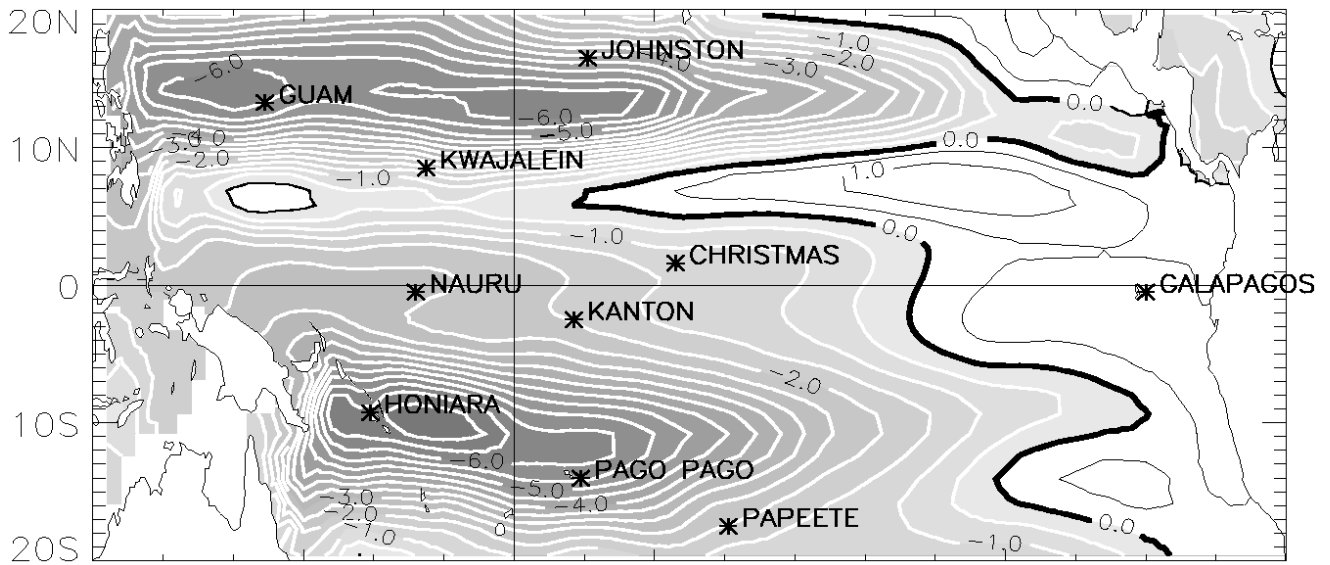
Figure 2 : Comparison of interannual sea level variations (mm) as simulated by OPA model (dotted line : detrended ; dashed line : not detrended) and as observed by tide gauges (full line) at the 10 tropical Pacific islands reported on figure 1. Associated correlations are reported in table 1.

Figure 3 : Interannual variations of 0/500 m dynamic height (cm) in simulations INT (dashed line), W-INT (dashed-dotted line) and CLIM (dotted line), compared with interannual variations of NCEP zonal wind forcing (full line, $\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$), averaged in the tropical Pacific.

Figure 4 : Linear trend in NCEP zonal wind ($10^{-3}\cdot\text{N}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$) in the tropical Pacific on the 1951-1999 period. Isolines are drawn every $0.1\times 10^{-3}\cdot\text{N}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{yr}^{-1}$. Dashed isolines denote negative values. White lines indicate areas where the trend in wind curl is stronger than $2\cdot 10^{-9}\cdot\text{N}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{yr}^{-1}$.

Figure 5 : Decadal variations of simulated interior pycnocline convergence in the 9°N-9°S zonal band (full line, $10^6\cdot\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), simulated SST in the 9°N-9°S, 90°W-180°W box (dashed line, °C), and NCEP SST in the same box (dotted line, °C).

a) Simulated dynamic height trend (1951-1999)



b) Levitus dynamic height trend (1951-1999)

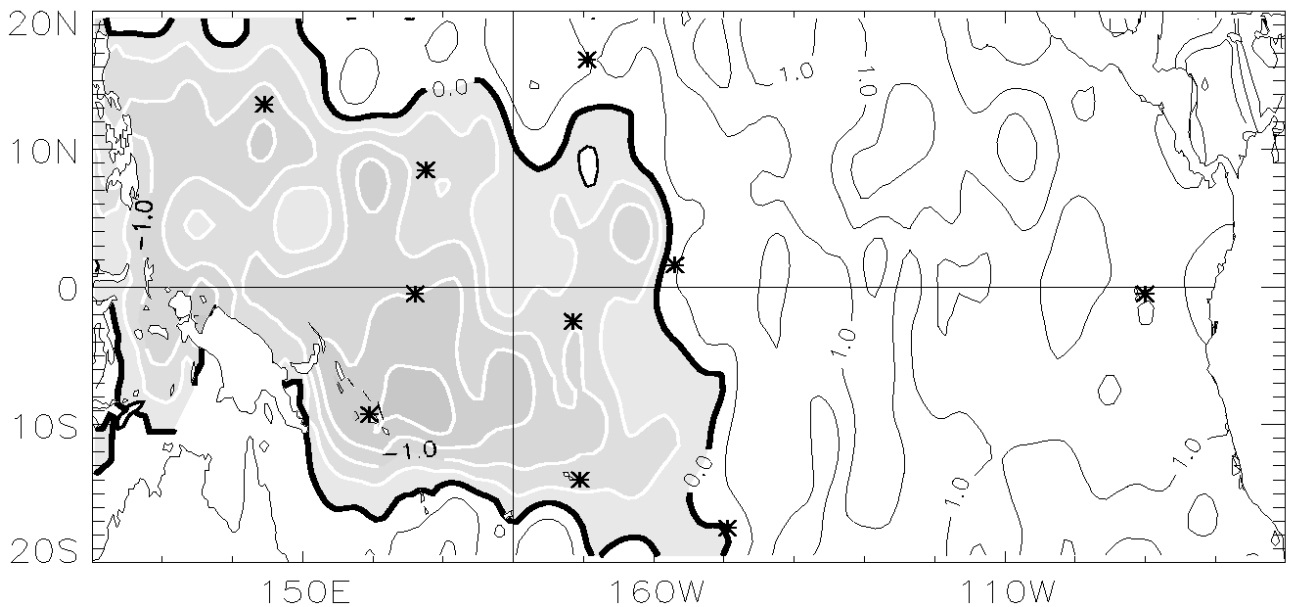


Figure 1 : Linear trend in 0/500 m dynamic height (mm.yr^{-1}) in the tropical Pacific on the 1951-1999 period : (a) as simulated by OPA model and (b) as estimated from Levitus data. Isolines are drawn every 0.5 mm.yr^{-1} . Dashed isolines denote negative values. Crosses indicate the location of the 10 tide gauge stations used in this study.

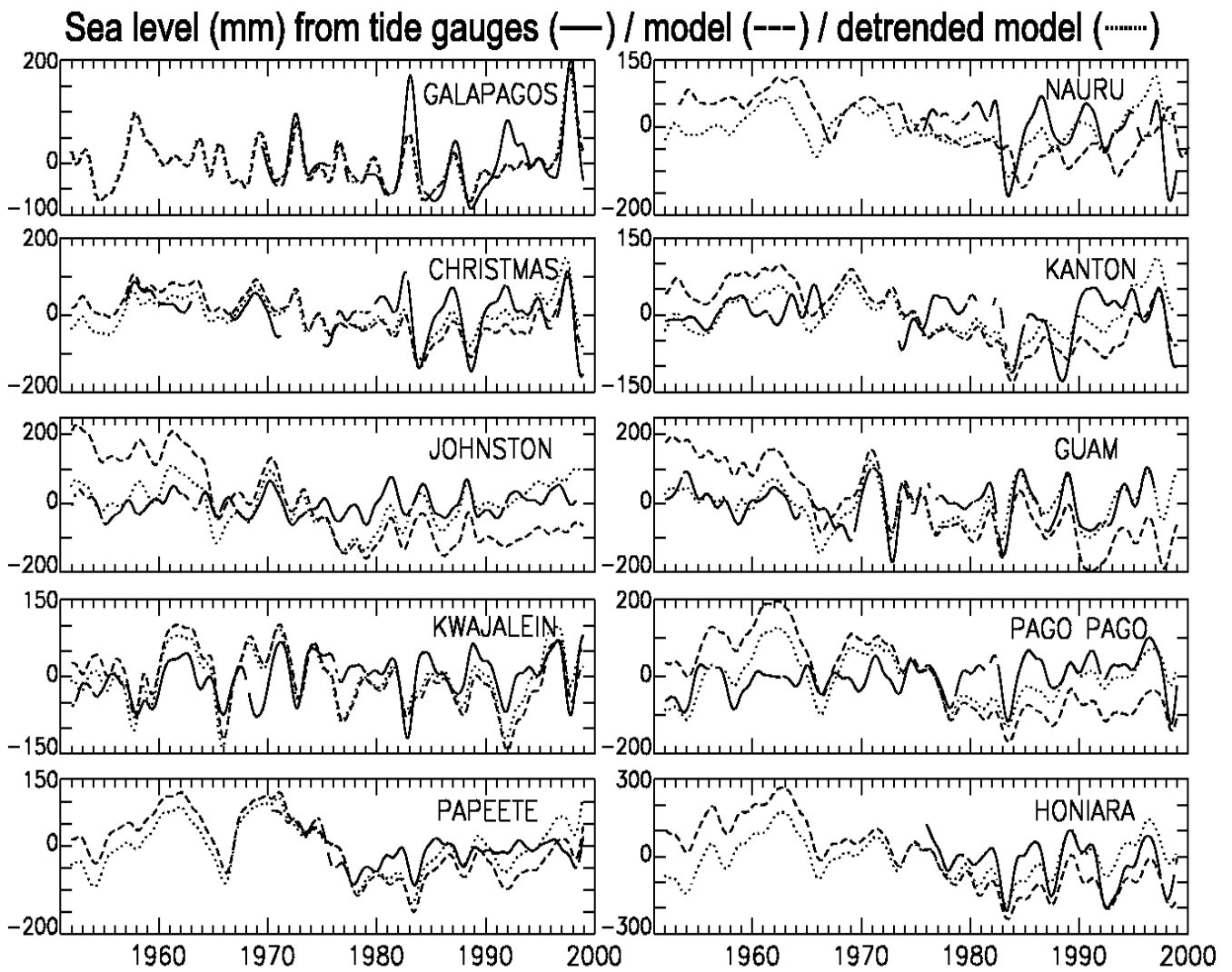


Figure 2 : Comparison of interannual sea level variations (mm) as simulated by OPA model (dotted line : detrended ; dashed line : not detrended) and as observed by tide gauges (full line) at the 10 tropical Pacific islands reported on figure 1. Associated correlations are reported in table 1.

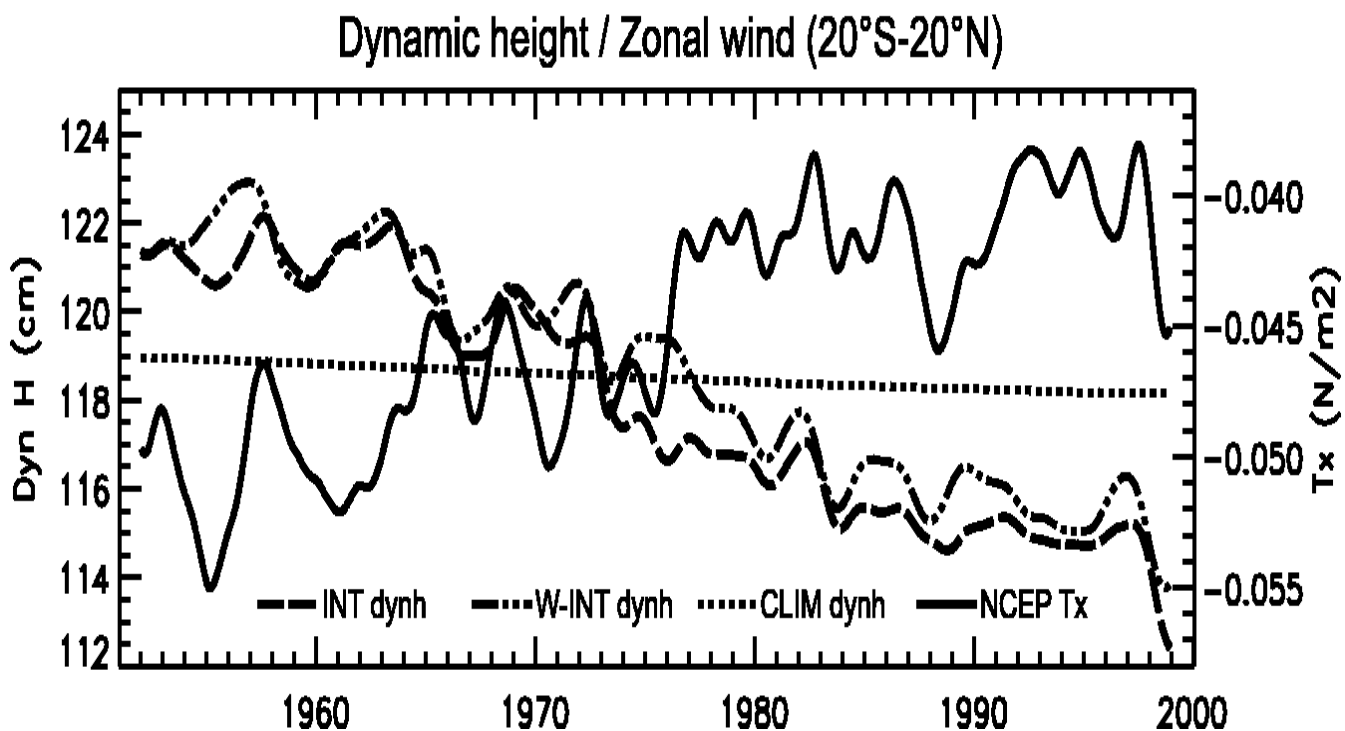


Figure 3 : Interannual variations of 0/500 m dynamic height (cm) in simulations INT (dashed line), W-INT (dashed-dotted line) and CLIM (dotted line), compared with interannual variations of NCEP zonal wind forcing (full line, $N \cdot m^{-2}$), averaged in the tropical Pacific.

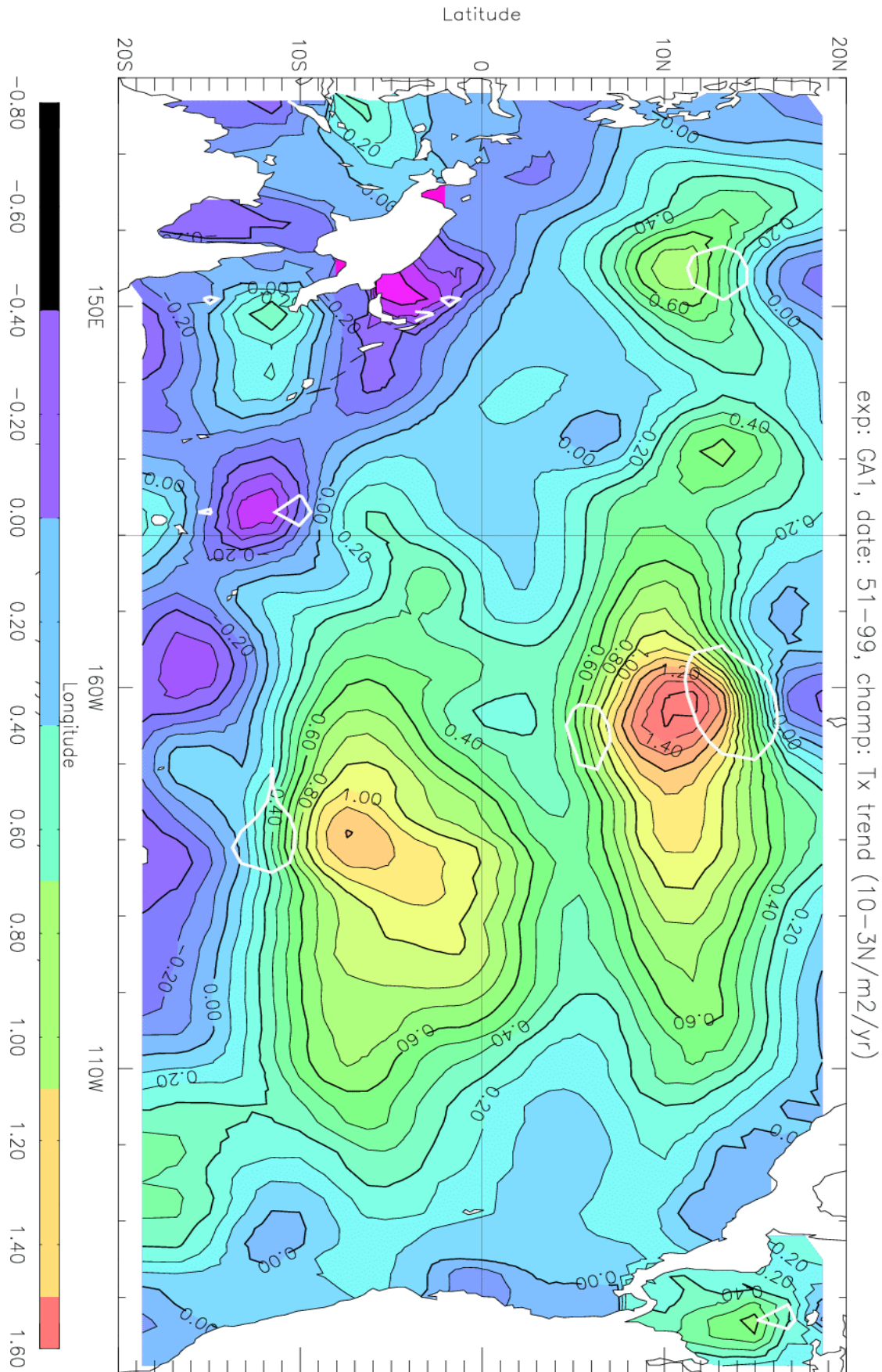


Figure 4 : Linear trend in NCEP zonal wind ($10^{-3} \cdot \text{N} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$) in the tropical Pacific on the 1951-1999 period. Isolines are drawn every $0.1 \times 10^{-3} \cdot \text{N} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$. Dashed isolines denote negative values. White lines indicate areas where the trend in wind curl is stronger than $2 \cdot 10^{-9} \cdot \text{N} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{yr}^{-1}$.

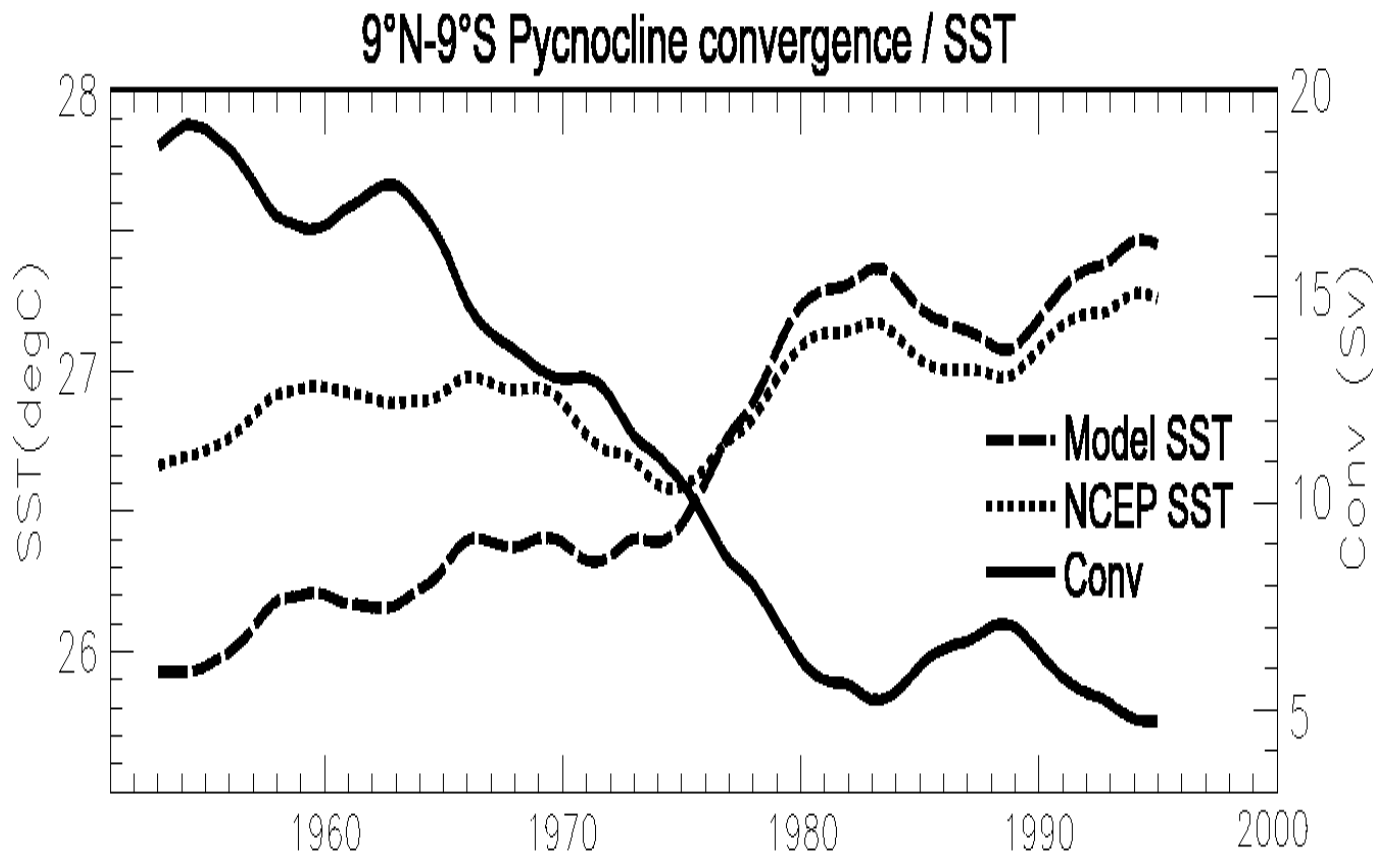


Figure 5 : Decadal variations of simulated interior pycnocline convergence in the 9°N-9°S zonal band (full line, $10^6 \cdot \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), simulated SST in the 9°N-9°S, 90°W-180°W box (dashed line, °C), and NCEP SST in the same box (dotted line, °C).

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.1 : Situations du système couplé océan-atmosphère dans le Pacifique tropical, lors de conditions El Niño (en haut), de conditions normales (au centre) et de conditions La Niña (en bas). La surface de l'océan est orange-rouge (bleue) lorsque les eaux de surface sont chaudes (froides). Les flèches verticales représentent l'évolution de la profondeur de la thermocline. Les flèches horizontales représentent le déplacement zonal des eaux chaudes de surface. Les flèches en pointillé représentent la cellule de Walker, la zone d'ascendance étant associée à une couverture nuageuse et des pluies importantes. 19
- Figure 1.2: diagramme schématique de la circulation horizontale et verticale dans l'océan Pacifique tropical (Philander, 1990). 20
- Figure 1.3 : index de l'oscillation australe en haut (différence de pression au niveau de la mer entre Tahiti et Darwin, divisée par sa déviation standard) et SST à 0°,110°W mesurée par le mouillage TAO/TRITON (en bas, anomalie en °C par rapport à la climatologie de Reynolds et Smith, 1995). Les moyennes mensuelles sont les croix bleues et la moyenne glissante sur 5 mois est en rouge. Cette figure montrant les mesures les plus récentes est disponible sur l'excellent site www.pmel.noaa.gov/tao. 22
- Figure 1.4 : anomalies mensuelles de la SST sur la région Niño 3.4 (170°W-120°W, 5°N-5°S) de 1856 à 1999. Le début de la série doit être interprété avec précaution, à cause du manque de données (source : S.R. Hare, JISAO). 23
- Figure 1.5 : impacts climatiques et conséquences sur la santé lors d'un El Niño. Source : Office of Global Programs, NOAA. 24
- Figure 1.6 : bilan du très fort El Niño de 1997-98. L'histogramme (en bas) compare les conséquences humaines et financières sur les principales parties du monde concernées. Source : <http://www.espace-sciences.org>. 25
- Figure 1.7 : Schéma de principe du mécanisme de recharge-décharge de Jin (1997a,b), avec les quatre phases de l'oscillation : I) la phase chaude, II) la transition de la phase chaude à la phase froide, III) la phase froide et IV) la transition de la phase froide à la phase chaude. Les anomalies de la SST à l'Est du bassin (ellipse), de la tension de vent zonale dans le centre-Ouest (flèches fines), du transport de Sverdrup (grosses flèches) et de la profondeur de la thermocline (traits épais) sont représentées (Meinen et McPhaden, 2000). 26

Figure 1.8 : comparaison de la PDO (à gauche) et d'ENSO (à droite). En haut, anomalies annuelles de la SST (en couleur), de la pression au niveau de la mer (contours noirs) et de la tension de vent en surface (flèches) associées aux phases chaudes de ces oscillations. En bas, index de la PDO et d'ENSO sur le 20 ^{ième} siècle (moyennes annuelles de 1900 à 1998). Source : S.R. Hare, JISAO.	29
Figure 2.1 L'EUC à 155°W mis en évidence par les distributions moyennes pour les mesures répétées entre Hawaii et Tahiti de la hauteur dynamique (ΔD) en cm, du courant zonal géostrophique (U) en cm/s, de la température (T) en °C et de la salinité en kg.m ⁻³ (Wyrski et Kilonsky, 1984).	32
Figure 2.2 Schéma montrant les vents, les courants de surface, la hauteur dynamique, la structure thermique et la circulation méridionale associée à l'EUC, dans le Pacifique central (Philander, 1990).....	33
Figure 2.3 Les différents régimes dynamiques associés à l'EUC (Wacongne, 1989)	34
Figure 2.4 Schéma illustrant les cellules de circulation méridienne dans le modèle à 3.5 couches de Lu et al. (1998). Les transports associés sont indiqués en Sverdrup.	36
Figure 2.5: Trajectoires climatologiques dans un OGCM sur 15 ans montrant les divers cheminements associés aux STCs (Gu et Philander, 1997). La couleur représente la profondeur de la particule en mètres.	40
Figure 2.6 Circulation moyenne et vorticité potentielle sur l'isopycne 25 kg.m ⁻³ à partir des données hydrographiques des 50 dernières années (McPhaden et Zhang, 2002).	41
Figure 2.7 Variabilité des transports de la divergence méridionale de surface ($M1$, trait fin) et de l'upwelling équatorial (W , pointillés) comparée à la SST de la zone Niño 3.4 (T , trait épais) dans un modèle couplé intermédiaire (Kleeman et al., 1999).	42
Figure 2.8 Transports géostrophiques méridiens dans la pycnocline obtenus à partir de données hydrologiques à 9°N (croix bleues) et 9°S (croix rouges), la convergence totale (croix vertes), et SST équatoriale entre 9°N et 9°S sur les 50 dernières années (McPhaden et Zhang, 2002).	43
Figure 1.1: le système d'observation d'ENSO actuel, incluant les mouillages TAO/TRITON en rouge foncé, les marégraphes en jaune, les bouées dérivantes en orange et les routes régulières suivies par les navires d'observation volontaire. Les satellites permettent de transmettre en temps réel les positions et les mesures des bouées dérivantes, des mouillages et des navires.	50
Figure 1.2: le réseau de mouillages TAO/TRITON. Les bouées ATLAS (bleu clair) sont prises en charge par le PMEL de Seattle. Des mesures des courants sont faites par des	

profileurs ADCP en sub-surface (en rouge), et aussi par des courantomètres (à 0°-165°E, 0°-140°W et 0°-110°W) installés sur les câbles des bouées sur 4 ou 5 niveaux discrets de profondeur au dessus de 300 m.	51
Figure 1.3 : En haut à gauche, schéma de principe d'un mouillage ATLAS (Autonomous Temperature Line Acquisition System) de nouvelle génération équipé à la fois de courantomètres sur le câble de la bouée entre 0 et 300 m et d'un mouillage en sub-surface vers 300 m équipé d'un profileur ADCP orienté vers la surface. En haut à droite, récupération délicate du mouillage de sub-surface, de son profileur ADCP, et de ses précieuses informations à 0°,170°W, après 6 mois de bons et loyaux services. En bas, la dernière bouée ATLAS mise à l'eau avant que l'un des moteurs du Ka'imimoana ne lâche.	53
Figure 1.4 : Jason s'acharnant sur la CTD mystérieusement défectueuse (à gauche). A droite, la CTD entièrement montée et prête à être mise à l'eau.	54
Figure 2.1 : exemple de comparaison pour le courant zonal (en m/s) à l'équateur entre les données TAO (courantomètres, en noir) et la simulation OPA/ERS (en rouge), en haut à 165°E et 15 m de profondeur (corrélation : 0.93 ; Rms-dif : 0.22 m/s), en bas à 110°W et 75 m de profondeur (corrélation : 0.80 ; Rms-dif : 0.28 m/s).	57
Figure 2.2 : différentes activités possibles lors des périodes de transit ou après les journées de travail : pêche de Ono (par Doug et Roger), leçons de français avec application pratique aux Marquises, se transformer en monstre rouge et profiter d'une séance de sauna en plein soleil, lors des entrainements d'abandon du navire (par Helen).	58
Figure 2.1 trajectoires calculées à rebours sur 4.5 ans de particules lâchées autour de 110°W à une profondeur de 5 m le 1 ^{er} juin de l'année climatologique. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).	64
Figure 2.2 : trajectoires dans le futur sur 4.5 ans de particules lâchées à 180°et à 110°W à une profondeur de 5 m le 1 ^{er} juin de l'année climatologique. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).	65
Figure 3.1 : courants de surface (à 5 m) mensuels de la simulation OPA/ERS. La couleur donne le module du courant et les flèches représentent la direction et le module du courant (l'inclinaison des flèches est ajustée au rapport des échelles longitudinales et latitudinales).	68
Figure 3.2 : trajectoires calculées à rebours (arrêt en janvier 1994) de particules lâchées à 180° à une profondeur de 5 m le 14 juin 1997. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).	69

Figure 3.3 : trajectoires calculées à rebours (arrêt en janvier 1994) de particules lâchées à 180° à une profondeur de 5 m le 13 août 1997. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).	70
Figure 3.4 : trajectoires dans le futur (arrêt en décembre 1999) de particules lâchées à 180° à une profondeur de 5 m le 14 juin 1997. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).	72
Figure 3.5: trajectoires dans le futur (arrêt en décembre 1999) de particules lâchées à 110°W à une profondeur de 25 m le 25 avril 1997. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).	73
Figure 3.6: trajectoires dans le futur (arrêt en décembre 1999) de particules lâchées à 180° à une profondeur de 5 m le 17 novembre 1997. La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).	75
Figure 3.7 : Le 7 juin 1998 dans la simulation OPA/ERS : (a) SST du Pacifique tropical, (b) section le long de l'équateur au dessus de 250 m. La couleur représente la température en °C, les flèches les courants zonaux et verticaux et les contours bleu clair le courant zonal. L'inclinaison des flèches prend en compte la différence des échelles longitudinales et verticales. Le patch d'eau froide (SST < 24°C) dans lequel les particules sont lâchées est représenté en noir.	76
Figure 3.8 : cheminements associés aux STCs mis en évidence par les trajectoires calculées à rebours (arrêt en janvier 1993) de 128 particules lâchées dans le patch d'eau froide à 5 m de profondeur (cf. figure précédente). La couleur représente soit le temps en mois depuis le lâcher (en haut), soit la profondeur en mètre (en bas).	78
Figure 4.1 : données in situ TAO disponibles à l'équateur en U (courantomètres en haut et ADCP au milieu) et T (en bas) à 170°W, 140°W et 110°W. Chaque niveau de profondeur est centré au milieu de la bande de couleur. Les échelles sont adaptées à chaque cas.	82
Figure 1.1: vérification à 0°,140°W, 120m, de l'adéquation entre la mesure de U par le courantomètre (en noir) et par le profileur ADCP (en rouge). L'écart-type de la différence est de 4.9 cm/s pour les données moyennées tous les 5 jours sur la période commune 1990-1999.	84
Figure 1.2: exemple de bouchage d'un trou de juillet à octobre 1981 de U à 110°W à 150 m (en noir) par régression bilinéaire avec 100 m (en rouge) et 200 m (en vert). (cf. texte)	86

- Figure 1.3: Exemple de bouchage d'un trou en U à 140°W à 250 m par régression linéaire avec U à 200 m (en rouge). Les données réelles à 250 m sont en vert (courantomètre) et en noir (ADCP). Son estimation est en bleu clair (filtre Hanning sur 3 mois). 87
- Figure 1.4: comparaison du débit à l'équateur et de la température de l'EUC à 0°, 140°W calculé à partir des données de T à 0° (en noir) et en bouchant T en dessous de 45 m par régression linéaire avec 2°S (en rouge), avec un filtre Hanning de 3 mois. 89
- Figure 1.5 : séries finales de U (en haut, cm/s) et T (en bas, °C) à l'équateur, à 170°W (à gauche), 140°W (au milieu) et 110°W (à droite), après bouchage, à partir des données TAO. 90
- Figure 1.6: profils moyens de T (en couleur, °C), de U (contours noirs, m/s), et de la moyenne de U de l'EUC, égal à U lorsque les critères de définition de l'EUC sont remplis, nul sinon (contours en bleu clair, m/s), à 140°W dans la simulation OPA/NCEP (moyennes sur 1980-99). La faible différence entre les contours noirs et bleus dans l'EUC montre que les critères de définition marchent bien en moyenne et ne biaisent pas la moyenne du courant de l'EUC. 93
- Figure 1.7: exemple de profils mensuels de T (en couleur, °C) et de U (contours noirs, m/s) et de la région répondant aux critères de définition de l'EUC (contours en bleu clair), à 140°W dans la simulation OPA/NCEP. Les mois pris comme exemples pendant El Niño montrent des conditions très différentes. En août 1997, l'EUC est bien établi et les critères sélectionnent bien l'EUC, en incluant les lobes en profondeur de l'EUC, qui sont de toute façon peu réaliste, et le distinguent du NECC, alors qu'en novembre 1997, il a presque disparu, et la région sélectionnée par les critères n'est donc pas représentative. Des caractéristiques de l'EUC comme la température, ou sa profondeur, seront alors mal définies (cf. section suivante)..... 93
- Figure 1.8: Comparaison pour T à 0°, 110°W de l'interpolation linéaire (en vert) et de l'interpolation spline (en rouge), pour T, les mesures in situ étant représentées par des croix, à différentes dates. L'interpolation linéaire est meilleure que l'interpolation spline. 97
- Figure 1.9: Comparaison pour U (en cm/s) à 0°,110°W de l'interpolation linéaire (en trait plein) et de l'interpolation spline (en pointillés) à différentes dates. 98
- Figure 1.10: Comparaison à 0°,110°W du débit de l'EUC (m²/s) calculé soit avec les données ADCP disponibles tous les 5 m (en bleu), soit avec les séries de U complétées disponibles uniquement sur les niveaux des courantomètres de 25 à 250 m (cf. section 1.1) interpolées linéairement (en rouge) ou par interpolation spline (en noir).

L'interpolation spline donne le résultat le plus proche des données ADCP complètes. Les courbes se superposant tellement bien, la courbe noire est dissimulée par la rouge puis par la bleue. 99

Figure 1.11: estimation pour le trou de 3 mois de février à avril 1990 à 0°,140°W du débit de l'EUC (unités : m²/s) calculé de 30 à 250 m (en noir) à partir du débit calculé de 120 à 250 m (en rouge), par régression linéaire . La période choisie pour le calcul des coefficients de régression est décembre 1989 à juin 1990 (en bleu foncé), mais le résultat est peu sensible au choix de cette période (calcul sur novembre 1989-juillet 1990 en vert clair, sur 1983-2001 en bleu clair)..... 100

Figure 1.12: : estimation pour le trou de 7 mois de mars à octobre 1998 à 0°,110°W (aucune donnée in situ en T ou U) du débit de l'EUC (unités : m²/s) (en noir, moyenne tous les 5 jours, en rouge, filtre Hanning 2 mois) à partir du débit à l'équateur dans la simulation OPA/NCEP, par régression linéaire (moyennes mensuelles, en vert). La période choisie pour le calcul des coefficients de régression est mars 1997 à octobre 1999, mais le résultat est peu sensible. Cette méthode de bouchage utilisant le modèle comme interpolateur dynamique n'est utilisée que dans les cas où il n'y a aucune donnée in situ. 101

Figure 1.13: Comparaison des caractéristiques de l'EUC calculées sur toute la largeur méridienne de l'EUC (en noir) à celles calculées à l'équateur (en rouge) dans la simulation OPA/NCEP à 140°W : débit (Sv) en haut à gauche (facteur d'extrapolation L=350 km ,cf. texte), anomalie de la température de l'EUC (°C) en haut à droite (moyennes : 17.5°C pour T_{EUC}, 18.4°C pour T_{EUC/eq}), énergie cinétique E_CEUC (J/m) en bas à gauche (facteur d'extrapolation 250 km) et anomalie de la profondeur de l'EUC (m) en bas à droite (moyennes : 170 m pour z_{EUC} et 163 m pour z_{EUC/eq}). Période 1980-1999 et filtre Hanning de 3 mois. 103

Figure 1.14: schéma illustrant le principe d'extrapolation méridienne du débit de l'EUC..... 104

Figure 1.15 : comparaison à 170°W de D_{EUC/eq} *300 km (en Sv, à gauche) et T_{EUC/eq} (en °C, à droite) calculées à partir des données in situ TAO (trait noir) et moyennées tous les 5 jours, à D_{EUC} et T_{EUC}+1°C (on rajoute 1°C pour avoir la meilleure adéquation entre T_{EUC/eq} et T_{EUC}) calculés sur la section méridienne de l'EUC à partir de mesures in situ (croix rouges : données extraites de Johnson et al, 2000 ; cercles rouges : données utilisées dans Johnson et al, 2002). 109

Figure 1.16 : comparaison à 140°W de D_{EUC/eq} *270 km (en Sv, à gauche) et T_{EUC/eq} (en °C, à droite) calculées à partir des données in situ TAO (trait noir) et moyennées tous les 5

jours, à D_{EUC} et T_{EUC} calculés sur la section méridienne de l'EUC à partir de mesures in situ (croix rouges : données extraites de Johnson et al, 2000 ; cercles rouges : données utilisées dans Johnson et al, 2002).	109
Figure 1.17 : comparaison à 110°W de $D_{EUC/eq} * 250$ km (en Sv, à gauche) et $T_{EUC/eq}$ (en °C, à droite) calculées à partir des données in situ TAO (trait noir) et moyennées tous les 5 jours, à D_{EUC} et T_{EUC} calculés sur la section méridienne de l'EUC à partir de mesures in situ (cercles rouges : données utilisées dans Johnson et al, 2002).	110
Figure 1.18 : comparaison de D_{EUC} et T_{EUC} des simulations OPA/NCEP (en rouge) et OPA/ERS (en vert) à $D_{EUC/eq} * 270$ km et $T_{EUC/eq}$ des données TAO (en noir) à 140°W. Filtre Hanning 3 mois.	111
Figure 1.19: comparaison des variations interannuelles de D_{EUC} (Sv, en haut) et l'anomalie de T_{EUC} (°C, en bas) dans la simulation OPA/NCEP (en bleu) à $D_{EUC/eq} * 200$ km et l'anomalie de $T_{EUC/eq}$ des données TAO (en noir) à 140°W. Filtre Hanning sur 2 ans..	111
Figure 1.20: comparaison de $D_{EUC/eq} * 1.47$ (à gauche) et de l'anomalie de $T_{EUC/eq}$ (à droite) de la simulation OPA/NCEP (en rouge) avec $D_{EUC/eq}$ (m^2/s) et l'anomalie de $T_{EUC/eq}$ (°C) des données TAO (en noir) à 170°W. Le facteur 1.47 est le rapport des moyennes pour $D_{EUC/eq}$ des données TAO et du modèle OPA/NCEP. Les moyennes retirées pour $T_{EUC/eq}$ sont 19.2°C pour TAO et 18.2°C pour OPA/NCEP. Filtre Hanning sur 3 mois.	113
Figure 1.21 : comparaison de $E_{cEUC/eq} * 2.35$ (à gauche) et de l'anomalie de $z_{EUC/eq}$ (à droite) de la simulation OPA/NCEP (en rouge) avec $E_{cEUC/eq}$ (J/kg/m) et l'anomalie de $z_{EUC/eq}$ (m) des données TAO (en noir) à 170°W. Le facteur 2.35 est le rapport des moyennes pour $E_{cEUC/eq}$ des données TAO et du modèle OPA/NCEP. Les moyennes retirées pour $z_{EUC/eq}$ sont 164 m pour TAO et 154 m pour OPA/NCEP. Filtre Hanning sur 3 mois...	113
Figure 2.1: $D_{EUC/eq}$ (m^2/s , à gauche) et $T_{EUC/eq}$ (°C, à droite) à 170°W (en vert), à 140°W (en rouge) et à 110°W (en noir) pour les données TAO. Filtres Hanning sur 3 mois en haut et sur 2 ans en bas. La taille des graphiques est ajustée entre les graphiques supérieurs et inférieurs.	115
Figure 2.2 : amplitude de la transformée de Fourier en fonction de la fréquence (cycles/jour) des différentes caractéristiques de l'EUC à 0°, 140°W à partir des données TAO. Calcul fait avec les données moyennées tous les 5 jours sur la période 1983-2001.	116
Figure 2.3: cycles saisonniers de D_{EUC} (m^2/s), E_{cEUC} (J/kg/m), T_{EUC} (°C) et z_{EUC} (m) à l'équateur en fonction de la longitude (170°W en vert, 140°W en rouge et 110°W en noir).	117

- Figure 2.4 : variations interannuelles (filtre Hanning 2 ans) du débit de l'EUC à 0°,170°W à partir des données TAO (en m²/s, en noir) et de la tension de vent zonale intégrée sur différentes régions et multipliée par un facteur pour s'ajuster au débit de l'EUC (voir le texte pour les détails, en vert à l'équateur de 120°E à 160°W, en rouge de 120°E à 160°W et de 5°N à 5°S et en bleu de 150°E à 170°W de 5°N à 5°S). 120
- Figure 2.5 : variations interannuelles (filtre Hanning 2 ans) du débit de l'EUC à 0°,140°W à partir des données TAO (en m²/s, en noir) et de la tension de vent zonale intégrée sur différentes régions et multipliée par un facteur pour fitter le débit de l'EUC (voir le texte pour les détails, en rouge de 150°E à 140°W et de 5°N à 5°S, en vert de 170°W à 140°W et de 5°N à 5°S et en bleu de 170°W à 140°W et de 2°N à 2°S). 120
- Figure 2.6 : comparaison du débit de l'EUC à 0°,170°W à partir des données TAO (en m²/s, en noir) aux régressions linéaires à partir de la tension de vent zonale intégrée sur différentes régions (en vert à l'équateur de 120°E à 160°W, en rouge de 120°E à 160°W et de 5°N à 5°S et en bleu de 150°E à 170°W de 5°N à 5°S). Filtre Hanning sur 3 mois. 122
- Figure 2.7: comparaison à 0°,170°W des variations (filtre Hanning 3 mois) de la température de l'EUC (en °C, en noir) à la différence $z_{EUC}-z_{20}$ avec un facteur de régression linéaire de -0.088°C/m (en rouge, corrélation : 0.96). 123
- Figure 2.8: comparaison de la température de l'EUC à 0°,110°W à partir des données TAO (en °C, en trait plein) à la régression linéaire à partir de la z_{20} (en pointillés, coefficient de régression : 0.063°C/m, corrélation : 0.89). Filtre Hanning 3 mois. 124
- Figure 2.9: estimations de l'anomalie de la profondeur de l'EUC à 170°W (en m, en noir), soit par régression linéaire avec z_{20} (en vert, corrélation=0.78) ou avec la tension de vent zonale sur 120°E-170°E/5°N-5°S (en bleu, corrélation= 0.79), soit par régression bilinéaire avec les anomalies de ces 2 grandeurs (en rouge, corrélation=0.87). Par convention, l'anomalie est positive quand l'EUC est plus profond. Filtre Hanning sur 3 mois..... 125
- Figure 2.10: comparaison des variations interannuelles (cycle saisonnier 1993-1996 enlevé et filtre Hanning 9 mois) du débit de l'EUC dans OPA/ERS à 170°W (en Sv, en noir), de la tension de vent ERS zonale intégrée de 150°E à 170°W et de 5°N à 5°S (inversée, en rouge) et de la SST de Nino 3.4 dans OPA/ERS (inversée, 10=-1°C, en bleu)..... 126
- Figure 1.1: coupe méridienne représentant la circulation méridienne entre 18°N et 18°S dans OPA/NCEP. Les courants méridiens et verticaux intégrés de l'Ouest à l'Est du Pacifique sont représentés par des flèches noires (en m²/s) et la densité potentielle à 170°W a été

rajouté en couleurs à titre indicatif (en kg/m ³). L'orientation des flèches a été ajustée au rapport des échelles latitudinale et verticale. Moyennes sur 1980-1999.....	129
Figure 1.2 :étude des transports verticaux moyens à 40 m dans OPA/ERS (en noir, moyenne sur 1993-1999) et OPA/NCEP (moyenne sur 1993-1999 en bleu foncé, moyenne sur 1980-1999 en bleu clair). A gauche, le courant vertical est intégré zonalement (unités : m ² /s) de l'Ouest à l'Est du Pacifique. Il est ensuite intégré méridiennement à partir de 9°S (à droite, unités : Sv).....	130
Figure 1.3 : divergence moyenne dans la couche de surface moyennée zonalement de 165°E à 85°W, entre 10°N et 10°S, calculée à partir des déplacements des bouées dérivantes (Johnson et al., 2001). En supposant une profondeur moyenne de la couche de surface de 30 m, une divergence de 10 ⁻⁷ s ⁻¹ correspond à un transport vertical par unité de latitude de 37 m ² /s. Le maximum à l'équateur de 6.10 ⁻⁷ s ⁻¹ est donc comparable au maximum de 220 m ² /s dans OPA/ERS et supérieur à celui de 160 m ² /s dans OPA/NCEP (cf. figure au dessus, les figures ont des tailles ajustées pour que les unités se correspondent).....	130
Figure 1.4: densité potentielle (en couleur) et courant méridien (en contour noir, en m/s) à 5°N (en haut) et 5°S (en bas) dans OPA/ERS. Les isopycnes délimitant le transport dans la pycnocline (22.5 et 26 kg/m) sont en contour violet. Moyennes sur 1993-1999.	134
Figure 1.5: évolution de la convergence (à gauche) et de la divergence (à droite) en fonction de la longitude, lorsque l'on intègre à partir de l'Ouest, dans OPA/NCEP sur 1980-1999. La somme des transports (en Sv) à 5°N et 5°S est représentée en noir, le transport à 5°N en rouge et celui à 5°S en bleu.	136
Figure 2.1: Variabilité interannuelle de la convergence (en bas) et de la divergence (en haut) à 5°N (à droite) et à 5°S (à gauche) en fonction de la longitude et du temps (contours tous les 0.2 m ² /s). La moyenne temporelle à chaque longitude a été enlevée et un filtre temporel Hanning sur 2 ans et un filtre spatial Hanning sur 22° de longitude ont été appliqués.	138
Figure 2.2 : variabilités interannuelles de la convergence totale (5°N+5°S, en Sv, en noir), de la convergence par les bords Ouest (en rouge) et de la convergence par l'océan intérieur (en bleu).	139
Figure 2.3: convergences dans la pycnocline (en Sv) à 5°N (en rouge), à 5°S (en bleu) et leur somme (en noir). Filtre Hanning sur 2 ans.	140
Figure 2.4: comparaison de la convergence dans la pycnocline par l'océan intérieur (à droite, en bleu) et de celle par les bords Ouest (à gauche, en rouge) avec les estimations à partir de la théorie de Sverdrup. A droite est superposée la convergence géostrophique	

théorique sur toute la colonne d'eau multipliée par 0.38 (en noir, corrélation : 0.96). A gauche est superposée la régression linéaire avec la divergence de Sverdrup (facteur de régression de 0.24, constante ajoutée : 10.8 Sv, corrélation : 0.76). Les transports d'Ekman et de Sverdrup sont calculés à partir des vents NCEP. Filtre Hanning sur 2 ans.

..... 141

Figure 2.5 : contributions des divergences à 5°N (en Sv, en rouge) et à 5°S (en bleu) à la divergence totale (en noir). L'opposé de l'anomalie de SST de Niño3.5 a été superposée en vert avec un facteur -4, la ligne noire représentant le zéro de cette anomalie. Filtre Hanning sur 2 ans. 143

Figure 2.6 : anomalies interannuelles des divergences d'Ekman à 5°N (en Sv, en rouge) et 5°S (en bleu) et de la divergence d'Ekman totale (en noir), calculées à partir de la tension de vent ERS. Les transports sont comptés positivement vers les pôles. Le cycle saisonnier sur 1993-1996 a été enlevé et un filtre Hanning sur 9 mois a été appliqué. 144

Figure 2.7 : comparaisons des anomalies interannuelles de la divergence totale (5°N + 5°S) en surface dans OPA/NCEP (en bleu), de la divergence d'Ekman (en rouge) et de l'estimation de la divergence de surface par soustraction de 31% de la convergence géostrophique sur toute la colonne d'eau calculée à partir de la théorie de Sverdrup, à la divergence d'Ekman (en noir). Les transports d'Ekman et de Sverdrup sont calculés à partir des vents NCEP. Filtre Hanning sur 2 ans. 145

Figure 2.8 : comparaison de la convergence dans la pycnocline (en rouge) et de la divergence en surface (en bleu), à 5°S (à gauche) et à 5°N (à droite). Les échelles ont les même amplitudes (en Sv) pour rendre les variations interannuelles comparables entre le Nord et le Sud. Filtre Hanning sur 2 ans. 146

Figure 2.9 : comparaison sur 1980-1999 dans OPA/NCEP des anomalies interannuelles du débit de l'EUC à 170°W (en Sv, en noir), de la convergence totale dans la pycnocline (5°N+5°S, en rouge) et de la divergence totale en surface (5°N+5°S, en bleu). Les moyennes sur 1980-1999 ont été enlevées. Filtre Hanning sur 2 ans. 147

Figure 2.10 : comparaison sur 1993-1999 dans OPA/ERS des anomalies interannuelles du débit de l'EUC à 170°W (en Sv, en noir), de la convergence totale dans la pycnocline (5°N+5°S, en rouge) et de la divergence totale en surface (5°N+5°S, en bleu). Le cycle saisonnier 1993-1996 a été enlevé. Filtre Hanning sur 9 mois. 148

Figure 2.11 : comparaison sur 1951-1999 dans OPA/NCEP de la convergence totale dans la pycnocline (5°N+5°S, en rouge), de la divergence totale en surface (5°N+5°S, en bleu) et

du débit de l'EUC à 170°W calculé soit à partir de 270 m de profondeur (en Sv, en noir), soit à partir de 360 m (en vert). Filtre Hanning sur 2 ans.	149
Figure 2.12: mode dominant de covariabilité de la SST (en haut, en °C) et de la tension de vent (en bas) (Mantua et Battisti, 1995). Les diminutions, associées à une phase positive de ce mode, de la convergence dans la pycnocline (en rouge), de la divergence en surface (en bleu) et du débit de l'EUC (en noir) ont été schématiquement représentées par des flèches (anomalies de transport).....	151
Figure 2.13: Variabilités de la tension de vent zonale équatoriale estimée à partir de la différence de pression entre l'Ouest et l'Est du bassin (en trait plein et tirets) et de la SST à Puerto Chicama (Pérou, en pointillés) (Clarke et Lebedev, 1996). A gauche (à droite), un filtre basse-fréquence élimine tout signal de période inférieure à un an (7 ans) et laisse passer les signaux de période supérieure à 4 ans (25 ans). Puisque les anomalies de débit en Sverdrup de la convergence et de la divergence sont proportionnelles à l'anomalie de la tension de vent équatoriale avec un facteur -10^3 , les unités sur les bords gauches correspondent aussi à des Sverdrup, une augmentation de la tension de vent correspondant à une baisse de la convergence et de la divergence.	153
Figure 2.14 : Comparaison entre 5°N+5°S (en noir) et 9°N+9°S (en rouge) des anomalies de la divergence en surface (en haut, en Sv) et de la convergence dans la pycnocline (en bas, en Sv), pour les échelles décennales (à gauche, filtrage Hanning sur 10 ans) et interannuelles (à droite, filtrage Hanning sur 2 ans). L'opposé de l'anomalie de SST de Niño3.5 a été superposée en vert, avec un facteur -10 à gauche et -3 à droite.	154
Figure 2.15 : températures pondérées par le courant méridien de la convergence (en noir) et de la divergence (en rouge) en °C sur les 50 ans de la simulation OPA/NCEP. Filtre Hanning sur 2 ans.	155
Figure 2.16 : comparaison des anomalies interannuelles de la différence des températures de la divergence et de la convergence à 5°N+5°S (en noir, moyenne enlevée : 5.4°C) et de la SST de la région Niño3.5 (en rouge). Filtre Hanning sur 2 ans.	157
Figure 2.17 : anomalies interannuelles des débits (Sv) de l'upwelling équatorial à 80 m de 170°W à l'Est du bassin, de 5°N à 5°S (en rouge) et de 9°N à 9°S (en bleu), et de l'EUC à 170°W (calculé jusqu'à 360 m, en noir).	159
Figure 2.18: variabilité interannuelle et à long-terme de la température de l'upwelling équatorial (en noir, en °C), comparée à la SST de Niño3.5 (en rouge), à la température de l'EUC à 170°W (en vert, EUC calculé jusqu'à 360 m) et à sa régression bilinéaire avec	

ces 2 grandeurs avec des coefficients respectifs de 0.9 et 0.6. Les moyennes ont été soustraites et un filtre Hanning sur 2 ans a été appliqué.....	162
Figure 2.19 : variabilité interannuelle du débit du SEC (en rouge, positif vers l'Ouest, en Sv) comparée à l'EUC à 170°W (en noir, calcul jusqu'à 350 m, positif vers l'Est) et à l'upwelling équatorial à l'Est de 170°W entre 5°N et 5°S à 80 m (en bleu). Les moyennes ont été soustraites et un filtre Hanning sur 2 ans a été appliqué.....	164
Figure 2.20 : mode dominant de covariabilité de la SST (en haut, en °C) et de la tension de vent (en bas) (Mantua et Battisti, 1995). Les diminutions, associées à une phase positive de ce mode, de la convergence dans la pycnocline (en rouge), de la divergence en surface (en bleu), du débit de l'EUC (en noir), de l'upwelling équatorial et du SEC (en vert) ont été représentées schématiquement (anomalies).....	165
Figure 3.1 : comparaison pour la bande équatoriale au dessus de l'isopycne 26 entre la variation de volume (en Sv, en noir) et la somme de tous les transports de masse, incluant le transport diapycnal vertical à travers l'isopycne 26 (en rouge). La différence entre les deux courbes (en bleu) est due aux erreurs inévitablement induites par l'utilisation des champs mensuels pour faire ce bilan de masse. Filtrage Hanning sur 2 ans.....	168
Figure 3.2: les différents termes du bilan de masse (en Sv) de la bande équatoriale: la variation du volume de la boîte (en noir), la somme des transports méridiens rentrant à 5°N et 5°S (en rouge), le transport vertical rentrant par l'isopycne 26 (en vert) et le transport de masse sortant par le throughflow (en bleu). Filtre Hanning sur 2 ans.....	169
Figure 3.3: les différents termes du bilan de chaleur de la bande équatoriale 5°N-5°S du Pacifique, au dessus de l'isopycne 26 : intégrale sur le volume de la boîte de la dérivée de la température en rouge, transport de chaleur en surface de l'atmosphère vers l'océan en vert, transport de chaleur advectif océanique en noir, somme de ces deux transports de chaleur en bleu clair. La faible différence (en bleu foncé) entre cette somme et la variation de température de la boîte montre que le bilan est bien fermé. Unités : pétawatts (10^{15} W). Filtrage Hanning sur 2 ans.	171
Figure 3.4: transport de chaleur associé à la convergence/divergence, estimé soit par $F_{\text{méridien}} \approx -\rho C_v D_{\text{div}} (T_{\text{div}} - T_{\text{com}})$ (en PW, en bleu), soit par $F_{\text{méridien}} \approx -\rho C_v D_{\text{com}} (T_{\text{div}} - T_{\text{com}})$ (en PW, en rouge), comparé au transport de chaleur total advectif océanique rentrant dans la boîte (en PW, en noir). Filtrage Hanning sur 2 ans.....	173

Figure 3.5: contributions de la variabilité du débit de la divergence ($-\rho C v D_{div}(\bar{T}_{div}-\bar{T}_{conv})$, en PW, en rouge) et de la variabilité de la différence de température entre divergence et convergence ($-\rho C v \bar{D}_{div}(T_{div}-T_{conv})$, en bleu) au transport de chaleur associé à la convergence/divergence (en noir) estimé à partir de la formule $F_{m\acute{e}ridien} \approx -\rho C v D_{div}(T_{div}-T_{conv})$. Filtrage Hanning sur 2 ans. 174

Figure 3.6: les différents termes du bilan de chaleur du Pacifique équatorial Est (5°N-5°S, de 170°W à l'Est du Pacifique, au dessus de 312 m): intégrale sur le volume de la boîte de la dérivée de la température en rouge, transport de chaleur en surface de l'atmosphère vers l'océan en vert, transport de chaleur advectif océanique en noir, somme de ces deux derniers transports en bleu clair. La faible différence (en bleu foncé) entre cette somme et la variation de température de la boîte montre que le bilan est bien fermé. Unités : pétawatts (10^{15} W). Filtrage Hanning sur 2 ans. 177

Figure 3.7: comparaison des anomalies interannuelles du transport de chaleur océanique total entrant dans la boîte Pacifique Est (en PW, en noir) et du transport de chaleur associé à l'EUC, calculé en prenant en compte soit l'anomalie de débit de l'EUC ($-\rho C v D_{EUC}(\bar{T}_{SEC}-\bar{T}_{EUC})$, en rouge), soit l'anomalie de température de l'EUC ($-\rho C v \bar{D}_{EUC}(\bar{T}_{SEC}-T_{EUC})$, en bleu), soit les 2 ensemble ($-\rho C v D_{EUC}(\bar{T}_{SEC}-T_{EUC})$, en vert). Filtrage Hanning sur 2 ans. 178

Figure 3.8: comparaison des tendances à long-terme sur 1951-1999 du transport de chaleur océanique total entrant dans la boîte Pacifique Est (en PW, en noir) et du transport de chaleur associé à l'EUC, calculé en prenant en compte soit l'anomalie de débit de l'EUC ($-\rho C v D_{EUC}(\bar{T}_{SEC}-\bar{T}_{EUC})$, en rouge), soit l'anomalie de température de l'EUC ($-\rho C v \bar{D}_{EUC}(\bar{T}_{SEC}-T_{EUC})$, en bleu), soit les 2 ensemble ($-\rho C v D_{EUC}(\bar{T}_{SEC}-T_{EUC})$, en vert). Filtrage Hanning sur 10 ans. 180

BIBLIOGRAPHIE

- Alory, G., Redistribution zonale et méridienne de masse aux échelles ENSO et décennale dans le Pacifique tropical, Thèse de l'université Paris VI, 145 pp., 2002.
- Alory, G., and T. Delcroix, Interannual sea level changes and associated mass transports in the tropical Pacific from TOPEX/Poseidon data and linear model results (1964-1999), *J. Geophys. Res.*, 107, 2003.
- An, S.-I., and I.-S. Kang, A further investigation of the recharge oscillator paradigm for ENSO using a simple coupled model with the zonal mean and eddy separated, *J. Climate*, 1987-1993, 2000.
- An S.-I., and B. Wang, Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impacts on ENSO frequency, *J. Clim.*, 13, 2044-2054, 2000.
- Battisti, D. S., and A. C. Hirst, Interannual variability in the tropical atmosphere-ocean system: Influence of the basic state and ocean geometry. *J. Atmos. Sci.* 46, 1687-1712, 1989.
- Bjerknes, J., Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.* 97, 163-172, 1969.
- Blanke, B., and P. Delecluse, Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. *J. Phys. Oceanogr.*, 23 1363-1388, 1993.
- Blanke, B., and S. Raynaud, Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: an Eulerian and Lagrangian approach from GCM results, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1038-1053, 1997.
- Blanke, B., M. Arhan, G. Madec, and S. Roche, Warm water paths in the equatorial Atlantic as diagnosed with a general circulation model. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2753-2768, 1999.
- Boulanger, J.-P., and C. Menkes, Long equatorial wave reflection in the Pacific Ocean from TOPEX/POSEIDON data during the 1992-1998 period, *Clim. Dyn.*, 15, 205-225, 1999.
- Brady, E. C., Interannual variability of meridional heat transport in a numerical model of the upper equatorial Pacific ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 2675-2694, 1994.
- Brady, E., C., and P. R. Gent, The seasonal cycle of meridional heat transport in a numerical model of the Pacific equatorial upwelling zone. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 2658-2673, 1994.
- Bryden, H. L., and E. C. Brady, Diagnostic model of the three-dimensional circulation in the upper equatorial Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1255-1273, 1985.

- Bryden, H. L., and E. C. Brady, Eddy momentum and heat fluxes and their effects on the circulation of the equatorial Pacific ocean. *J. Mar. Res.*, 47, 5579, 1989.
- Capotondi, A., and M. A. Alexander, Rossby waves in the tropical North Pacific and their role in decadal thermocline variability, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 3496-3515, 2001.
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, J. M. Lyman, and G. C. Johnson, Equatorially trapped Rossby waves in the presence of meridionally sheared baroclinic flow in the Pacific Ocean, *Prog. Oceanogr.*, 56, 323-380, 2003.
- Clarke, A.J., and A. Lebedev, Long term changes in the equatorial Pacific trade winds, *J. Climate*, 9, 1020-1029, 1996.
- Correge T., T. Delcroix, J. Recy, W. Beck, G. Cabioch et F. Le Cornec, Evidence for stronger El Niño Southern Oscillation (ENSO) events in a mid-Holocene massive coral. *Paleoceanography*, 15, 465-470, 2000.
- Cravatte S., J. Picaut and G. Eldin, Second and first baroclinic Kelvin modes in the equatorial Pacific at intraseasonal timescales, *J. Geophys. Res.*, accepted, 2003.
- Delcroix, T., J. Picaut et G. Eldin, 1991 : Equatorial Kelvin and Rossby waves evidenced in the Pacific Ocean through geosat sea level and surface current anomalies. *J. Geophys. Res.*, 96, 3249-3262.
- Deser, C., M. A. Alexander, and M. S. Timlin, Upper-ocean thermal variations in the North Pacific during 1970-1991, *J. Clim.*, 8, 1840-1855, 1996.
- Fedorov, A.V. and S.G. Philander, Is El Niño changing?, *Science*, 288, 1997-2002, 2000.
- Fine, R., J. L. Reid, and H.G. Östlund, Circulation of tritium in the Pacific ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 3-14, 1981.
- Fine, R., W. Peterson, and H. Ostlund, The penetration of tritium into the tropical Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 553-564, 1987.
- Firing, E., R. Lukas, J. Sadler, and K. Wyrtki, Equatorial Undercurrent disappears during 1982-1983 El Niño, *Science*, 222, 1121-1123, 1983.
- Giese, B. S., S. C. Urizar, and N. S. Fuckar, The Southern Hemisphere origins of the 1976 climate shift, *Geophys. Res. Letters*, 29, 1-4, 2002.
- Goddard, L. and S.G. Philander, The energetics of El Niño and La Niña, *J. Climate*, 13, 1496-1516, 2000.
- Gu, D. F., and S. G. H. Philander, Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics, *Science*, 275, 805-807, 1997.
- Guilderson, T. P., and D. P. Schrag, Abrupt shift in subsurface temperatures in the tropical Pacific associated with changes in El Niño, *Science*, 281, 240-243, 1998.

- Hayes, S. P., L.J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi, and K. Takeuchi, TOGA TAO: a moored array for real-time measurements in the tropical Pacific ocean, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 72, 339-347, 1991.
- Hazeleger, W., P. de Vries, and G.J. van Oldenborgh, Do tropical cells ventilate the Indo-Pacific equatorial thermocline?, *Geophys. Res. Lett.*, 28(9), 1763-1766, 2000.
- Hazeleger, W., M. Visbeck, M. Cane, A. Karspeck, & N. Naik, Decadal upper ocean temperature variability in the tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, 106, 8971-8988, 2001.
- Huang, R. X., and Q. Wang, Interior communication from the subtropical to the tropical oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 3538-3550, 2001.
- Izumo, T., J. Picaut, and B. Blanke, Tropical pathways, equatorial undercurrent variability and the 1998 La Niña, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2002GL015073, 2002.
- Jin, F.-F., An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model, *J. Atmos. Sci.*, 54, 811-829, 1997a.
- Jin, F.-F., An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part II: A stripped-down coupled model, *J. Atmos. Sci.*, 54, 830-847, 1997b.
- Johnson, G. C., The Pacific Ocean subtropical cell surface limb, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 1771-1774, 2001.
- Johnson, G.C. and M.J. McPhaden, Interior pycnocline flow from the subtropical to the the equatorial Pacific. *J.Phys.Oceanogr.*, 29, 3073-3089, 1999.
- Johnson, G. C., M. J. McPhaden, G. D. Rowe, and K. E. McTaggart, Upper equatorial ocean current and salinity during the 1996-1998 El Niño-La Niña cycle, *J. Geophys. Res.*, 105, 1037-1053, 2000.
- Johnson, G.C., M.J. McPhaden, and E. Firing, Equatorial Pacific ocean horizontal velocity, divergence, and upwelling, *J.Phys.Oceanogr.*, 31, 839-849, 2001.
- Johnson, G.C., B.M. Sloyan, W.S. Kessler and K.E. McTaggart, Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific Ocean during the 1990's, *Prog.Oceanogr.*, 52(1),31-61, 2002.
- Karspeck, and M. A. Cane, Tropical Pacific 1976-77 climate shift in a linear, wind-driven model, *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 2350-2360, 2002.
- Kessler, W., and M. McPhaden, The 1991-1993 En Niño in the central Pacific, *Deep Sea Res.* 42, 295-333, 1995.
- Kessler, W. S., Is ENSO a cycle or a series of events? *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2002GL015924, 2002.

- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. v. d. Dool, R. Jenne & M. Fiorino, The NCEP/NCAR 50-year reanalysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 82, 247-268, 2001.
- Kleeman, R., J. P. McCreary Jr., and B. A. Klinger, A mechanism for the decadal variation of ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1743-1746, 1999.
- Klinger, B. A., J.P. McCreary and R. Kleeman, The relationship between oscillating subtropical wind stress and equatorial temperature, *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 1507-1521, 2002
- Knutson, T. R., and S. Manabe, Model assessment of decadal variability and trends in the Tropical Pacific Ocean, *Journal of Climate*, 11(9), 2273-2296, 1998.
- Kug, J.-S., I.-S. Kang, and S.-I. An, Symmetric and antisymmetric mass exchanges between the equatorial and off-equatorial Pacific associated with ENSO, *J. Geophys. Res.*, 108(C8), 3284, 2003.
- Izumo, T., J. Picaut and B. Blanke, Tropical pathways, equatorial undercurrent variability and the 1998 La Niña, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (22), 2080-2083, 2002.
- Latif, M. and T.P. Barnett, Causes of decadal climate variability over the north Pacific and North America, *Science* 266, 634-637, 1994.
- Lee T., I. Fukumori, D. Menemenlis and L.-L. Fu, Interannual-to-decadal Variation of Tropical-subtropical Exchange in the Pacific Ocean: Boundary Versus Interior Pathways, poster à l'ocean sciences meeting de l'AGU, 2002.
- Lee, T. and I. Fukumori, 2003: Interannual to decadal variation of tropical-subtropical exchange in the Pacific Ocean: boundary versus interior pycnocline transports. *J. Clim.* 16, 4022-4042
- Lengaigne, M., J.-P. Boulanger, C. Menkes, S. Masson, G. Madec, and P. Delecluse, Ocean response to the March 1997 Westerly Wind Event. *J. Geophys. Res.*, in press, 2002.
- Liu, Z., A simple model of the mass exchange between the subtropical and tropical ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 1153-1165, 1994.
- Liu, Z., S. H. G. Philander, and R. C. Pacanowski, A GCM study of tropical-subtropical upper-ocean water exchange, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 2606-2623, 1994.
- Liu, Z., and S. H. G. Philander, How different wind stress patterns affect the tropical-subtropical circulations of the upper ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 449-462, 1995.
- Lu, P., and J. McCreary, Influence of the ITCZ on the flow of thermocline water from the subtropical to the equatorial Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 3076-3088, 1995.

- Lu, P., J.P. McCreary, and B.A. Klinger, Meridional circulation cells and the source waters of the Pacific equatorial undercurrent, *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 62-64, 1998.
- Luo, J.-L., and T. Yamagata, Long-term El Niño-southern oscillation (ENSO)-like variation with special emphasis on the South Pacific, *J. Geophys. Res.*, 106 (C10), 22211-22227, 2001.
- Madec, G., and M. Imbard, A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity, *Clim. Dyn.*, 12, 381-388, 1996.
- Maes, C., G. Madec, and P. Delecluse, Sensitivity of an equatorial Pacific OGCM to the lateral diffusion. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 958-971, 1997.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 78, 1069-1079, 1997.
- Mantua, N.J. and S.R. Hare, The Pacific Decadal Oscillation, *J. Oceanogr.*, 58, 35-44, 2002.
- Marin, F., B.L. Hua, and S. Wacongne, The equatorial thermostat and subsurface countercurrents in the light of the dynamics of atmospheric Hadley cells. *Journal of Marine Research* 58: 405-437, 2000.
- McCreary, J. P., A linear stratified ocean model of the equatorial undercurrent. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 298, 603-635, 1981.
- McCreary, J. P., and P. Lu, Interaction between the subtropical and equatorial ocean circulations - The subtropical cell, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 455-497, 1994.
- McPhaden, M.J., The equatorial Undercurrent: 100 years of discovery, *Eos*, 67 (40), 762-765, 1986.
- McPhaden, M.J. and B.A. Taft, Dynamics of seasonal and intraseasonal variability in the eastern equatorial Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 18(11), 1713-1732, 1988.
- McPhaden, M. J., Trade wind fetch related variations in equatorial undercurrent depth, speed, and transport. *J. Geophys. Res.*, 98, 2555-2559, 1993.
- McPhaden, M. J., Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño, *Science*, 283, 950-954, 1999.
- McPhaden, M. J., and X. Yu, Equatorial waves and the 1997-98 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2961-2964, 1999.
- McPhaden, M.J., Mixed layer temperature balance on intraseasonal time scales in the equatorial Pacific Ocean, *J. Climate*, 15, 2632-2647, 2002.
- McPhaden, M. J., and D. Zhang, Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean, *Nature*, 415, 603-608, 2002.

- McPhaden, M. J., and Coauthors, The Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) observing system: A decade of progress, *J. Geophys. Res.*, *103*, 14169-14240, 1998.
- Meinen C.S., M.J. McPhaden, Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña, *J. Climate*, *13*, 3551-3559, 2000.
- Meinen, C. S., and M. J. McPhaden, Interannual variability in warm water volume transports in the equatorial Pacific during 1993-1999, *J. Phys. Oceanogr.*, *31*, 1324-1345, 2001.
- Meinen, C. S., M. J. McPhaden and G.C. Johnson, Vertical velocities and transports in the equatorial Pacific during 1993-99, *J. Phys. Oceanogr.*, *31*, 3230-3248, 2001.
- Miller, A. J. and N. Schneider, Interdecadal climate regime dynamics in the North Pacific Ocean: Theories, observations and ecosystem impacts. *Progr. Oceanogr.*, *47*, 355-379, 2000.
- Nonaka, M., S.-P. Xie, and J.P. McCreary, Decadal variations in the Subtropical Cells and equatorial Pacific SST, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, 10.1029/2001GL013676, 2002.
- Pedlosky, J., An inertial theory of the equatorial undercurrent, *J. Phys. Oceanogr.*, *17*, 1978-1985, 1987.
- Philander, S.G.H., El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. Academic press, New York, 1990.
- Picaut, J. and R. Tournier, Monitoring the 1979-1985 equatorial Pacific current transports with bathythermograph data, *J. Geophys. Res.*, *96*, 3263-3277, 1991.
- Picaut J., M. Ioualalen, C. Menkes, T. Delcroix et M.J. McPhaden, 1996. Mechanism of the zonal displacements of the Pacific Warm Pool, implications for ENSO. *Science*, **274**, 1486-1489.
- Picaut, J., F. Masia et Y. du Penhoat, An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of ENSO. *Science*, *2277*, 663-666, 1997.
- Picaut, J., E. Hackert, A. J. Busalacchi, R. Murtugudde, and G. S. E. Lagerloef, Mechanisms of the 1997-1998 El Niño-La Niña, as inferred from space-based observations, *J. Geophys. Res.*, *in press*, 2002.
- Pierce, D., T. Barnett & M. Latif, Connections between the Pacific ocean tropics and midlatitudes on decadal timescales, *J. Clim.*, *13*, 1173-1194, 2000.
- Plimpton et al., Correcting moored ADCP data for fish-bias errors at 0°, 110°W and 0°, 140°W from 1990 to 1993. *NOAA Tech. Memo. ERL PMEL-107*, Pacific Marine Environmental Laboratory, Seattle, WA, 49 pp., 1995.
- Plimpton et al., ADCP velocity errors from pelagic fish schooling around equatorial moorings. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *14*, p. 1212, 1997.

- Qiao, L., and R. H. Weisberg, The zonal momentum balance of the equatorial undercurrent in the central Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1094-1119, 1997.
- Quinn W. H., V. T. Neal and S. E. Antunez de Mayolo, El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 14449-14461, 1987.
- Reid, J. L., On the total geostrophic circulation of the Pacific Ocean: flow patterns, tracers, and transports. *Prog. Oceanogr.*, 39, 263-352, 1997.
- Reverdin, G., C. Frankignoul, E. Kestenare et M.J. McPhaden, Seasonal variability in the surface currents of the equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, 99, 20323-20344, 1994.
- Reynolds, R.W. and T.M. Smith, Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *J. Clim.*, 7, 1195-1202, 1994.
- Richardson, R. A., I. Ginis, and L. M. Rothstein, A numerical investigation of the local ocean response to westerly wind burst forcing in the western equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1334-1352, 1999.
- Rodgers, K.B., M.A. Cane, N.H. Naik, and D.P. Schrag, The role of the Indonesian throughflow in equatorial Pacific thermocline ventilation, *J. Geophys. Res.*, 104, 20551-20570, 1999.
- Rodgers, K.B., B. Blanke, G. Madec, O. Aumont, P. Ciais, J.C. Dutay, Extratropical sources of equatorial Pacific upwelling in an OGCM, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 10.1029/2002GL001084, 2003.
- Rodgers, K. B., P. Friederichs, and M. Latif, Decadal ENSO amplitude modulations and their effects on the mean state, to be submitted, 2003.
- Schneider, N.S., A.J. Miller, M.A. Alexander, C. Deser, Subduction of decadal North Pacific temperature anomalies : observations and dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1056-1070, 1999.
- Sirven, J., The equatorial undercurrent in a two layer shallow water model. *J. Mar. Syst.*, 9, 171-186, 1996.
- Sloyan, B.M., G.C. Johnson and W.S. Kessler, The Pacific cold tongue: An indicator of hemispheric exchange, *J. Phys. Oceanogr.*, 33(5), 1027-1043, 2003.
- Springer, S. R., M. J. McPhaden and A. J. Busalacchi, Oceanic heat content variability in the tropical Pacific during the 1982-1983 El Niño, *J. Geophys. Res.*, 95, 22089-22101, 1990.
- Suarez, M.J., et P. Schopf, A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3283-3287, 1988.
- Sun, D.-Z., The heat sources and sinks of the 1986-87 El Niño, *J. Climate*, 13, 3533-3550, 2000.

- Sun, D-Z., A possible effect of an increase in the warm-pool SST on the magnitude of El Niño warming, *J. Climate*, 16, 185-205, 2003
- Timmermann, A., Decadal ENSO amplitude modulation: a nonlinear paradigm, *Glob. Plan. Change*, 37, 135-156, 2003.
- Tourre, Y., B. Rajagopalan, Y. Kushnir, M. Barlow, and W. B. White, Patterns of coherent decadal and interdecadal climate signals in the Pacific basin during the 20th century, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2069-2072, 2001.
- Tsuchiya, M., R. Lukas, R. A. Fine, E. Firing, and E. Lindstrom, 1989: Source waters of the Pacific equatorial undercurrent. *Prog. Oceanogr.*, 23, 101-147.
- Urizar, S.C. and B.S. Giese, Decadal changes in the Pacific Ocean equatorial undercurrent. *Eos*, Trans. AGU, 83(4), Ocean Sciences Meet. Suppl. Abstract OS51B-09, 2002.
- Vialard, J., C. Menkes, J. P. Boulanger, P. Delecluse, E. Guilyardi and M. J. McPhaden, Oceanic mechanisms driving the Sea Surface Temperature during the 1997-1998 El Niño, *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 1649-1675, 2001.
- Wacongne, S., Dynamical regimes of a fully nonlinear stratified model of the Atlantic equatorial undercurrent. *J. Geophys. Res.*, 94, 4801-4815, 1989.
- Wacongne, S., On the difference in strength between Atlantic and Pacific undercurrents. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 792-799, 1990.
- Wang, C., A unified oscillator model for the El Niño-Southern Oscillation, *Journal of Climate*, 14, 98-115, 2001.
- Wang, C., et R.H. Weisberg, The 1997-98 El Niño evolution relative to previous El Niño events. *J. Clim.*, 13, 488-501, 2000.
- Wang, B. and S.I. An, A mechanism for decadal changes of ENSO behavior: Roles of background wind changes, *Climate Dyn.*, 18, 475-486, 2002.
- Weisberg, R. H. and C. Wang, Slow variability in the equatorial west-central Pacific in relation to ENSO, *J. Climate*, 10, 1998-2017, 1997a.
- Weisberg, R. H., and C. Wang, A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 779-782, 1997b.
- Weisberg, R. H., and L. Qiao, Equatorial upwelling in the central Pacific estimated from moored velocity profilers, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 105-124, 2000.
- Wyrtki, K., An estimate of equatorial upwelling in the Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1205-1214, 1981.
- Wyrtki, K., and B. Kilonsky, Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 242-254, 1984.

- Wyrtki, K. , Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 90, 7129-7132, 1985.
- Yin, F. L., and E. S. Sarachik, Dynamics and heat balance of steady equatorial undercurrents. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1647-1669, 1993.
- Yoshida, K, A theory of the Cromwell current (the equatorial undercurrent) and of the equatorial upwelling - An interpretation in a similarity to a costal circulation. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 15, 159-170, 1959.
- Yu, X., and M. J. McPhaden, Seasonal variability in the equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 925-947, 1999a.
- Yu, X., and M. J. McPhaden, Dynamical analysis of seasonal and interannual variability in the equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2350-2369, 1999b.
- Zebiak, S., Oceanic heat content variability and El Niño cycles, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 475-486, 1989.

Ph.D. dissertation

Author: Takeshi IZUMO

Title: The equatorial undercurrent and associated mass and heat exchanges in the tropical Pacific: variability, links with El Niño-La Niña events.

Supervisor: Joël PICAUT

Defense: December 5, 2003, at Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France.

Short abstract:

The equatorial undercurrent (EUC), the shallow meridional overturning cells feeding it, and their essential role in the equatorial Pacific for El Niño and decadal variability, are studied using both in situ data and model. Trajectories of water masses in a realistic numerical model reveal complex and asymmetric recharges/discharges associated with the 1997-1998 El Niño-La Niña events. Using TAO/TRITON moored data of current and temperature at the equator, with their gaps carefully filled, continuous time series of mass transport, temperature, depth and kinetic energy of the EUC are constructed over 1980-2002 and analysed. Over 1951-1999 in the validated model, EUC, pycnocline convergence, surface divergence and equatorial upwelling have the same variations in mass transport, all caused by zonal wind stretch integrated zonally, in agreement with linear theories. The strong impacts of these variations in mass transport and of those in temperature on mass and heat budgets are quantified.

Keywords: Equatorial Undercurrent (EUC), El Niño Southern Oscillation (ENSO), shallow subtropical/tropical meridional overturning cells (STCs and TCs), interannual and decadal climate variability of the tropical Pacific, TAO/TRITON array of moorings, recharge and discharge of the equatorial band, water masses trajectories, ocean equatorial dynamics.

Speciality: Physical Oceanography

Attached laboratory: LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales), 14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France. Email : takeshi.izumo@laposte.net .

Thèse de doctorat

Auteur : Takeshi IZUMO

Titre : Le sous-courant équatorial et les échanges de masse et de chaleur associés dans le Pacifique tropical : variabilité, liens avec les événements El Niño-La Niña.

Directeur de thèse : Joël PICAUT

Soutenance: le 5 décembre 2003, à l'Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse.

Résumé succinct:

Le sous-courant équatorial (EUC), les cellules de circulation méridienne l'alimentant, et leur rôle primordial dans le Pacifique équatorial sur El Niño et sa variabilité décennale, sont étudiés en combinant données in situ et modélisation. Les trajectoires des masses d'eaux dans un modèle numérique réaliste révèlent des recharges/décharges complexes et asymétriques associées à l'El Niño-La Niña de 1997-1998. A partir des données des mouillages TAO méthodiquement bouchées, des séries continues du débit, de la température et de la profondeur de l'EUC sont construites sur 1980-2002 et analysées. Sur 1951-1999 dans le modèle validé, l'EUC, la convergence dans la thermocline, la divergence en surface et l'upwelling équatorial ont les mêmes variations en débit, toutes causées par la tension de vent zonale intégrée zonalement, en accord avec des théories linéaires. Les forts impacts de ces variations de débit et de celles de température sur les bilans de masse et de chaleur sont quantifiés.

Mots-clés: Sous-courant équatorial (EUC), El Niño Southern Oscillation (ENSO), cellules de circulation méridienne (STCs et TCs), variabilités interannuelle et décennale du climat du Pacifique tropical, réseau de mouillages TAO/TRITON, recharges et décharges de la bande équatoriale, trajectoires de masses d'eau, dynamique océanique équatoriale.

Discipline: Océanographie Physique

Laboratoire de rattachement: LEGOS (Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales), 14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France. Email : takeshi.izumo@laposte.net .