an Buil Rus of lechniques

WVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

derie B

N d'erdra 17

P. LE HIR

THESE

CO20-DAN-A

Présentée pour obtenir le diplôme de

DOCTEUR-INGENIFUR

Spécialité: OCEANOGRAPHIE PHYSIQUE

Par

Nathalie DANIAULT

*

APPORT DES TECHNIQUES SPATIALES A LA CONNAISSANCE DES COURANTS DE SURFACE APPLICATION A L'OCEAN ANTARCTIQUE

☆

Soutenue le 25 septembre 1984 devant la commission d'examen

DELDIDZS

M. LE FLOCH

MM. ANDRE COLIN DE VERDIERE GONELLA LE FEBVRE WALDTEUFEL Professeur U.B.O

Président

Directeur EERM/CNRM Chercheur IFREMER Directeur LOP/MNHN Chef CNES/GRGS Adjoint Scientifique EERM

Examinateurs

UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

N d'ordre: 17

THESE

Présentée pour obtenir le diplôme de

DOCTEUR-INGENIEUR

Spécialité: OCEANOGRAPHIE PHYSIQUE

Par

Nathalie DANIAULT

☆

APPORT DES TECHNIQUES SPATIALES A LA CONNAISSANCE DES COURANTS DE SURFACE APPLICATION A L'OCEAN ANTARCTIQUE

*

Soutenue le 25 septembre 1984 devant la commission d'examen

M. LE FLOCH

Professeur U.B.O

Président

MM. ANDRE COLIN DE VERDIERE GONELLA LE FEBVRE WALDTEUFEL

Directeur EERM/CNRM Chercheur IFREMER Directeur LOP/MNHN Chef CNES/GRGS Adjoint Scientifique EERM

Examinateurs

Effectué dans le cadre de l'ATP "Télédétection 82-83", ce travail est le fruit d'une collaboration entre l'Etablissement d'Etudes et de Recherches Météorologiques, le Groupement de Recherche en Géodésie Spatiale et le Laboratoire d'Océanographie Physique du Muséum National d'Histoire Naturelle.

Aussi, je tiens à remercier tout particulièrement Messieurs Gonella et Ménard pour leur contribution active à ce travail, leurs conseils et encouragements constants.

Je remercie Monsieur **Le Floch**, Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale, d'avoir accepté de présider le jury de cette thèse.

Monsieur André, Directeur du Centre National de Recherches Météorologiques, Monsieur Colin de Verdière, Chercheur à l'Institut Français pour l'Exploitation de la Mer, Monsieur Le Febvre, Chef du Groupement de Recherche en Géodésie Spatiale, et Monsieur Waldteufel, Adjoint scientifique au directeur de l'Etablissement d'Etudes et de Recherches Météorologiques, ont accepté d'être membres du jury de cette thèse, je les en remercie vivement.

Je remercie Messieurs **Pastre**, Directeur de l'Etablissement d'Etudes et de Recherches Météorologiques, et **Gelci**, Chef du Centre de Météorologie Marine, qui m'ont laissé toute latitude pour mener à bien ce travail ces deux dernières années.

Mes remerciements vont également à tout le personnel du Centre de Météorologie Marine, et plus particulièrement à Messieurs **Blouch, Fusey, Rolland,** pour leur aide efficace.

J'ai beaucoup apprécié la qualité des moyens techniques mis à ma disposition au centre IFREMER de Brest, et je remercie tout particulièrement Monsieur **Plassard** qui a assuré avec diligence la reproduction de ce document.

Je remercie le bureau de dessin du Laboratoire d'Océanographie Physique du Muséum National d'Histoire Naturelle, ainsi que celui du Groupement de Recherche en Géodésie Spatiale pour leur participation à la présentation finale de ce document.

SOMMAIRE.

	Α.	INT	RODI	ICT	LON	_				•	•			•							1
	B.	ETII	DE T		. Δ	сī	R CI	тт.,	ΔΤ	TO	N.	мо	ΥĒ	NN	Ē	-	•			-	-
	CIIDE	DEIC		с 1 т 7	סםכ סםכ	т <u>-</u>	ANT	Γ Δ I	RC	г т <i>с</i>	 11 (F.									7
	JOLF	AF LU.		1 1		*		• • • •					•	•	•	•	•	•	•	•	•
n - 1	т. А. 1	סעים מ	E M			~ 11		, 		.		NT 177	F.C					· 3 *			7
B-1.	LA	PEMG	E I		ם כ	00)		κ τ v	/ A.	NT	C 3	•	. •	•	•	•	•.		
		_				•	•			•											-
B-1	L-1.	Desc	crip	otic	n	de	1-	e	кре	er:	Le	nc	e.	•	•	•	•	٠	•	•	
B -1	1-2.	111	ıstr	ati	lon	d	e	que	e10	que	28	р	hē	no	mē	nes	3				
		océa	aniq	lues	3.	•	٠	• 2	٠	٠	٠	•	٠		•	٠	•	¢	•	•	10
	4	<i></i>		÷.								-	è ^v	•							
I	3-1-2-	1.	Un	tou	ırb	i 1	101	n a	au	S١	ıd	đ	e	Ma	da	g a s	B C a	ır	٠	٠	10
1	B-1-2-	2 .	Un	tou	ırb	11	101	n t	nés	30-	-é	c h	el	le	٠	٠	•	•	٠	٠	11
. I	B-1-2-	3.	Rep	ort	: d	е	ten	a p é	ára	a t i	1 r (e s	•	•	٠	٠	٠	•	•	٠	12
- 1	B-1-2-	4.	Les	. 05	sci	11	ati	Lot	n s	ď	1 :	ne	rt	ie	•	٠	٠	•	٠	٠	12
- I	3-1-2-	5.	Inf	lue	епс	e	de	12	a 1	top	00	g r	аp	hi	e o	lu	fo	nd	l d	le	
			10	céa	in.	•		٠	•	•	•	•	•	٠	•		•	•	•	•	15
		•										-			4,						
B-1	1-3.	Les	don	née	s	de	18	a I	PEN	1 G	•.	•	•	•	•	•	•		•		17
															;						
F	3-1-3-	1.	Les	dé	ri	ve	s ć	le	Ъс	n	e e	s.				•		•	•		17
-	3-1-3-	2.	Le	Ver	nt.	a 1	100)Оп	nbe	.r									•		20
•					••						•	-	-	-	•	•	•	•	•		
B-2	ТА	CIRCI	11 A T	TON	м	• • • 1	FNN	71	FN	J		ភាន	<u>۸</u> С י	r 1	אמר	10	τ	00	ΈΔ	N	
$\mathbf{D} = \mathbf{L} \mathbf{\bullet}$		ADCTI		101		011			1.1						2		-	00	ы		21
	au t	NACI I	LQ U E		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•.	•	•	•	•	•	•	
		n		_ •	، د.			- •		-									;		2.1
8-2	2-1.	карр	pers	et	. a	es	2 - 1	. p t	. 1 1	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	21
B-2	2.	Cour	ant	S g	;eo	sti	rop	h 1	qu	les	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	22
B-2	2-3.	Cour	ant	S D	юу	ens	3 C	lèd	lui	.ts		de	5 (dêi	11	7es	s d	es			
		bouě	es	• •	•	٠	•	•	•	•	٠	•	•	٠	•	•	•	•	٠	•	24
B-2	2-4.	Vent	: 110	yen	e	to	:ir	cu	la	ti	.01	n 1	nog	yeı	nne	3.	•	•	•	•	25
	$z = \lambda$	e 1				11										2	ал. Г				
B−3.	DIS	CUSSI	ION	• •	•	•	•	•	•	•	•	•	•	٠	• -	.•	•	•	•	•	28
	•			×				• •		÷.,		Y									en de la composition Notas de la composition
	с.	VARI	ABI	LIT	E	DES	5 C	:0U	IRA	NT	S	DI	E S	SUB	RFA	CE	D	Ε			
5	TCOC		NT TT A	DOT	170																22

33 C-1. DEFINITIONS. LE CHAMP TURBULENT DEDUIT DE L'ALTIMETRIE. 36 C-2L'altimétrie . . . 36 C-2-1. C-2-2. Méthode de calcul. 37 Le champ turbulent déduit de l'altimétrie. C-2-3. 40 CHAMP TURBULENT DEDUIT DES TRAJECTOIRES DE C-3. BOUEES 43 Méthode de calcul. C - 3 - 1. . . 43 Le champ turbulent dans l'Océan Austral. . 44 C-3-2. INTERCOMPARAISON DES DEUX METHODES DE C-4. RESTITUTION DU CHAMP TURBULENT 46 Sur la difficulté d'évaluer le courant C-4-1. géostrophique à partir de flotteurs. 46 Les limitations de l'altimétrie. . . . 51 C-4-2. C-5. DISCUSSION . . 53 D. CONCLUSION 55 59 Ε. ANNEXE I F. BIBLIOGRAPHIE. 61 . G. FIGURES. 69

Sec. Base

and the second

1997 - 19

A. INTRODUCTION

Au cours des deux dernières décennies, l'accent a été mis, par la communauté scientifique internationale, sur l'importance des interactions océan-atmosphère dans la genèse des phénomènes météorologiques, et sur la nécessité d'améliorer le réseau d'observations en mer. Les bouées dérivantes ou ancrées, porteuses de stations automatiques de mesures, sont à l'heure actuelle largement utilisées par les organismes météorologiques, pour combler les zones où les informations font défaut. La localisation de ces bouées, et la transmission des données sont assurées par le système ARGOS, système embarqué à bord de satellites à orbites polaires.

Dans ce travail, nous n'utiliserons pas ces bouées à des fins purement météorologiques, l'intérêt des mesures en mer n'étant plus à prouver, mais nous comparerons deux techniques spatiales d'observation des courants océaniques, à savoir, le suivi par satellite de trajectoires de bouées dérivantes, et l'altimétrie satellitaire.

La PEMG (Première Expérience Mondiale du GARP*) a permis l'observation détaillée de l'atmosphère terrestre globale et de la surface océanique durant une année complète, l'année 1979. Cette expérience a vu la mise en oeuvre de moyens considérables, en particulier, pour ce qui nous concerne, quelque 300 bouées dérivantes, dont plus de 50% furent mouillées dans l'Océan Antarctique. Les mesures de pression transmises par les bouées tout au long de l'année ont été utilisées par le CEPMMT (Centre Européen de Prévision météorologique à Moyen Terme), pour établir des champs de vent d'une précision jamais atteinte dans ces régions peu fréquentées par les navires de commerce. Le satellite SEASAT, lancé le 28 juin 1978, embarquait, entre autres capteurs, un altimètre, dont la précision de mesure des distances était subdécimétrique. Ce satellite a fonctionné jusqu'au 10 octobre 1978, date à laquelle un court-circuit général lui était fatal.

and when the part of the state of the state

And the second second

Bien que notre travail se cantonne à l'étude de la circulation en surface, il est nécessaire de souligner le rôle capital que joue l'Océan Antarctique dans l'équilibre de l'Océan Mondial:

Seul océan circum-planétaire, de par son flux énorme, 100 à 15010⁶ m³/s (Fandry et Pillsbury, 1979), il est le régulateur des échanges entre les trois grands autres océans; si l'Atlantique et le Pacifique perdent de la chaleur et gagnent de l'eau peu salée, ces différences sont contrebalancées par un gain correspondant de chaleur et de perte en eau peu salée par l'Océan Indien (Georgi et Toole, 1982).

Par sa circulation profonde, il oxygène plus de 50% des eaux de fond de l'Océan Mondial (Carmack, 1977), (McCartney, 1977a, 1977b).

Les variations de l'extension de la banquise Antarctique, saisonnières et inter-annuelles, modulées par la circulation péri-Antarctique, influencent de façon considérable la climatologie mondiale (Radok, Streten et Weller, 1975) (Ackley, 1981), (Cavalieri et Parkinson, 1981).

Enfin, d'un point de vue biologique, l'Océan Antarctique recèle d'énormes quantités de ressources vivantes: La remontée en surface, dans la zone de divergence Antarctique, des eaux profondes de l'Atlantique, riches en sels minéraux, favorisent la production de krill (petits animaux pélagiques), nourriture essentielle des grands cétacés (El Sayed, 1975).

L'Océan Austral a fait l'objet de nombreux travaux, surtout ces dernières années, avec l'exploitation des résultats de campagnes menées dans le cadre du programme ISOS (International Southern Ocean Studies). Il serait vain de vouloir les citer tous, mais il est impossible de parler de l'Océan Austral sans citer les nombreux articles de Deacon (1975, 1976, 1977a, 1977b, 1977c) sur les masses d'eaux de l'Antarctique, et ceux de Tchernia qui a étudié la Dérive des Vents d'Est par suivi de dérives d'icebergs (1977,

2

1980, 1983).

préciserons dans un premier temps, les Nous caractéristiques de la circulation moyenne en surface dans l'Océan Antarctique. Nous disposons des mesures d'hydroloclassiques, sous la forme d'un fichier constitué par gie Gordon, Molinelli et Baker (1978), regroupant les résultats campagnes effectuées dans l'hémisphère sud ces quelque des 50 dernières années. Ce fichier nous permettra de calculer courant géostrophique, qui nous servira de base de le comparaison. La localisation par satellite des bouées dérivantes de la PEMG a permis d'avoir une vue synoptique de cette circulation. Nous sommes à même de déterminer les répartitions spatiales d'énergies cinétiques moyenne et turbulente associées. Avant l'avènement des techniques spatiales, seuls Wyrtki, Magaard et Hager (1976), avaient tracé des cartes mondiales de répartition d'énergies cinétiques des courants en travaillant sur la dérive des naayant parcouru les océans entre 1900 et 1972 ! On vires peut discuter de la précision d'une telle méthode, mais ces ont eu le mérite d'être les seules références cartes statistiques, jusqu'aux premiers lancements d'observatoires spatiaux. Depuis, l'observation des courants de surface par de flotteurs localisés par satellite a fait l'objet suivi de nombreux travaux: Richardson (1983), Colin de Verdiere (1983), Kraus et Käse (1984) dans l'Atlantique Nord, McNally (1981) dans le Pacifique, Daniault, Gonella, Ménard (1984) dans l'Antarctique, et bien d'autres...

radar altimétrique est un capteur qui me-Le sure la distance satellite - niveau de la mer. Or les courants en équilibre géostrophique se manifestent, dans la signature altimétrique, par des variations du niveau de la par rapport à une surface de géopotentiel constant mer (géoide). La mesure de ces variations permet d'accéder à la "turbulence" géostrophique des courants de surface. Nous verrons par la suite, que, faute d'un géoide suffisamment impossible actuellement de calculer la précis, il est composante moyenne de la circulation en surface sur tout le globe. Dans ce travail, nous nous intéresserons à la comparaison des champs turbulents:

Les courants océaniques et leurs champs associés

de pression, de température et de densité varient énergétiquement à la fois dans le temps et dans l'espace. Une telle variabilité contient plus d'énergie qu'aucune autre forme de mouvement dans la mer. Ces mouvements turbulents constituent, par analogie à la circulation atmosphérique, le cliinterne des océans (Robinson, 1983). Cheney et Marsh mat (1981) ont présenté une carte mondiale de répartition de la variabilité de la topographie de surface des océans, déduite des données altimétriques de SEASAT. Yves Ménard (1983) a développé au GRGS (Groupement de Recherche en Géol'algorithme permettant de calculer la désie Spatiale) composante turbulente géostrophique de la circulation en la méthode s'appliquant à l'analyse des mesures surface, altimétriques répétitives. Ce principe de calcul a été appliqué aux passages de SEASAT répétitifs tous les trois jours, entre le 13 septembre et le 10 octobre 1978. Notre inter-comparaison se base sur l'hypothèse de stationnarité des champs turbulents géostrophiques: PEMG (année 1979) -SEASAT (septembre-octobre 1978).

La circulation en surface dans l'Océan Antarctique est entretenue par le vent. Les analyses pluri-quotidiennes du champ de vent à 1000mbar, nous permettrons d'étudier l'influence du vent sur la dérive des couches océaniques. Les différences d'intensité superficielles obtenues dans le calcul du champ turbulent par les deux méthodes, peuvent elles s'expliquer par l'influence du vent les bouées? En effet, la mesure de la composante géossur trophique du courant de surface par traceur lagrangien est difficile. La vitesse du traceur englobe la composante géostrophique, la composante d'Ekman, la dérive de Stokes, l'effet de la traînée du vent sur la partie émergée du et corps de la bouée. L'analyse des résultats d'une expérience météorologique faite en Atlantique Nord (BRAN 82), où les bouées dérivantes mesuraient le vent en direction et intensité, montrera que de tels traceurs répondent de façon trés satisfaisante aux courants de la couche océanique de surface. descape

Faut-il alors imputer les écarts obtenus aux imprécisions des mesures et/ou aux différents types de traitement des données? Nous essaierons dans ce travail de répondre à ces questions, afin de permettre dans l'avenir d'optimiser l'emploi des bouées dérivantes à des fins de complémentarité à l'altimétrie satellitaire comme technique d'observation des courants de surface. ار با المحمد المحمد

B. ETUDE DE LA CIRCULATION MOYENNE SUPERFICIELLE PERI-ANTARCTIQUE

B-1. LA PEMG ET LES BOUEES DERIVANTES

La PEMG a permis, durant une année, de collecter un nombre considérable de mesures intéressant tant la surface marine, que l' atmosphère (World Meteorological Organization, 1978). Notre intérêt portant sur la dynamique de la circulation en surface dans l'Océan Antarctique, nous utiliserons dans ce travail deux types de données issues de cette expérience: la localisation des bouées dérivantes, et les champs de vent à 1000mbar calculés par le CEPMMT.

B-1-1. Description de l'expérience

La PEMG a eu lieu du ler décembre 1978 au 30 1979. Cette expérience, à vocation principalement novembre météorologique, avait pour objectif l'observation détaillée de l'atmosphère terrestre globale, et de la surface océanique durant une année complète. Une telle étude nécessitait des mesures bien réparties, ainsi l'action de la PEMG a porté sur deux bandes qui ceinturent le globe et comprenen grande partie des étendues océaniques: une bande nent équatoriale s'étendant entre 10° nord et 10° sud - une bande hémisphère sud s'étendant entre 20° et 65° sud. Outre le réseau météorologique déjà en place sur le globe (9000 staterrestres), renforcé par une aide aux pays en voie tions de développement et par la création de stations temporaires dans les régions déshéritées, des moyens considérables ont été engagés pour la PEMG:

- 7

-cinq satellites géostationnaires -quatre satellites à défilement placés sur orbite polaire

-une flotte d'une cinquantaine de navires dont la tâche était de compléter le réseau d'observations aérologiques dans les zones équatoriales

-des avions de reconnaissance et des ballons à niveau constant toujours dans la bande équatoriale

-des bouées dérivantes dans l'hémisphère sud, chargées de combler les grandes lacunes du réseau dans cette partie du globe où prédominent les surfaces marines (Figure B-1, Geleyn, Jarraud, Labarthe, 1982).

-la collecte des données et le positionnement étaient assurés par le système ARGOS. Ce système mis au point par le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), était embarqué à bord des satellites américains à orbite polaire TIROS-N et NOAA-1.

Pour que la couverture spatiale soit suffisamment dense, ce réseau de bouées dérivantes a été réalisé de telle façon que moins de 1000km séparent chaque point de mouillage (Figure B-2). Au total 300 bouées de diverses origines ont été mouillées dans la bande péri-Antarctique (Garrett, 1980); la mise à l'eau a été assurée en grande partie par les navires qui ravitaillent les bases scientifiques australes. Simples et d'un coût relativement faible, ces bouées transmettaient deux paramètres météorologiques essentiels, la pression atmosphérique et la température de la mer en surface, leurs positions étant calculées par le centre ARGOS.

Initialement prévues pour fonctionner un an, les bouées ont largement rempli leur rôle. En ce qui concerne les bouées francaises (32 Marisondes B) la durée de vie moyenne a été de 466 jours, l'une d'entre elles ayant émis plus de 600 jours. La fréquence de localisation est une fonction de la latitude:



Pour la région qui nous intéresse, 30° à 65° sud, les bouées étaient localisées 6 à 12 fois par jour.

La précision de localisation se situe, d'après le service ARGOS entre 150 et 500m. Cette estimation semble confirmée par plusieurs expériences de localisation de bouées ancrées (Fusey, Quenet, 1981), (Reverdin, Fieux, Gonella, 1982).

Une erreur de localisation de 800m, conduit à une incertitude sur l'évaluation de la vitesse journalière de la bouée inférieure à lcm/s. Cette erreur est trés faible en regard de celle introduite par l'effet de la traînée du vent sur la partie émergée du corps de la bouée (de l'ordre de 10%, cf paragraphe B-1-3-1).

Ainsi, fréquence et précision de localisation permettent un suivi suffisamment précis des trajectoires de bouées, pour pouvoir envisager une étude des courants océaniques de surface. B-1-2. Illustration de quelques phénomènes océaniques

Un premier examen des dérives des bouées nous a permis d'observer des allures de trajectoires assez intéressantes. En voici quelques exemples:

18 1900

- Beller - Maria at Sugarage Sugaran ang Mita si si tara

化化碱 化氯化化 化离子子离子子 医胆管外部

and the state

and the second of the second of the second s

B-1-2-1. Un tourbillon au sud de Madagascar

age -

rin. 🗉

Ale and the

(bouée francaise de la La Marisonde 14627 PEMG), entraînée par le courant Sud Equatorial, va contourner l'extrémité sud de Madagascar, en illustrant la présence d'un tourbillon cyclonique (sens des aiguilles d'une montre pour l'hémisphère sud) qui tend à se combler 19 mai au 03 juin (Fusey, Vautravers, 1981). Le 12 mai du vitesse de la bouée est de 120cm/s, c'est alors que dé-1a bute un mouvement de rotation, associé à un mouvement général de translation (Figure B-4). Cette rotation se poursuit jusqu'au 30 juin. La bouée a alors décrit une série de neuf boucles d'une taille moyenne méridienne de 50km, avec une période moyenne de 5 jours. La proximité de la côte malgache permet d'affirmer que le diamètre de ce tourbillon n'excède pas 180km, du moins pendant la première quinzaine. l'on considère que la bouée est constamment soumise à Si l'influence du tourbillon, et qu'elle reste à une distance sensiblement constante du centre (25km), on peut définir comme suit les caractéristiques des deux composantes du mouvement:

-la rotation instantanée a pour valeur 1.7 10-6 rd/s soit une vitesse de 42cm/s à 25km du centre du tourbillon

-le courant zonal est de 12cm/s au centre.

On constate que la bouée a dérivé parallèlement aux isobathes pendant les deux journées qui ont précédé la mise en rotation; dans le même temps la vitesse allait croissante. En arrivant aux alentours du haut-fond dénommé Tabinta (Figure B-4a) la bouée a longé l'isobathe -20m de ce haut-fond en le contournant jusqu'à dériver face au courant incident. On peut vraisemblablement expliquer la formation de ce tourbillon par l'effet du relief sous-ma-

- 10 -

Deux bouées ont dérivé dans cette même zone au mois de février 1980, aucune d'entre elle n'a décrit les mêmes boucles, leur vitesse initiale était alors nettement inférieure à celle de la Marisonde 14627.

Grundlingh (1983) suggère que ces tourbillons, situés à la pointe sud de Madagascar, sont simplement dus à la séparation du Courant Est Madagascar de la côte.

B-1-2-2. Un tourbillon méso-échelle

Quelques mois plus tard, cette même bouée illustre la présence d'un tourbillon cyclonique remarquable par sa stationnarité (Figure B-5a): elle décrit durant un mois, au large de Durban par 31° S et 38° E, une série de trois boucles dans le sens cyclonique. Ces trois boucles ont en moyenne 160km de diamètre, chaque rotation dure environ 10 jours; c'est l'ordre de grandeur caractéristique des tourbillons méso-échelle.

Harris (1970), fut un des premiers à identifier une anomalie hydrologique située par 33°S - 38°E. Depuis, de nombreuses observations de tourbillons méso-échelle (150 à 200 km de diamètre) ont eu lieu dans cette région (Figure B-5b). Reprenant l'exposé de Grundlingh (1983), il apparait que ceux ci s'étendent jusqu'à 1000m de profondeur. Les caractéristiques Températures/Salinités des de surface (Figure B-5c) montrent que ces tourbillons eaux sont situés entre des eaux d'origine subtropicale (plus froides et plus salées) et des eaux tropicales (plus chaudes et moins salées). Une estimation du transport géostrophique de volume d'eau à 1000m de profondeur est représentée Figure B-5d. La quantité d'eau échangée entre le tourbillon et son environnement en montre l'importance. Il semblerait que l'escarpement de la Dorsale Mozambique soit à l'origine de leur formation.

11 -

B-1-2-3. Report de températures

La partie ouest de l'Océan Indien a été fréquentée par 8 bouées de la PEMG. Si on reporte sur une carte les directions de déplacement des bouées, et les températures mesurées par celles-ci, on peut distinguer de façon intéressante les caractéristiques de la circulation en surface, pourtant trés complexe dans cette région (Figure B-6).

and the second

La zone d'instabilité, grisée, correspond à une plage de températures comprises entre 23° et 25°C. Le courant Sud Equatorial et le courant des Aiguilles sont deux courants chauds, leur température moyenne avoisine les 27°C. On observe que le "Courant de Retour", issu de la Grande Dérive des Vents d'Ouest, brasse des eaux plus froides dont la température est d'environ 20°C. La région grisée correspond en fait à la zone de mélange des eaux issues des deux courants, le courant Sud Equatorial, et le retour de la Dérive des Vents d'Ouest.

B-1-2-4. Les oscillations d'inertie

Nous avons observé de nombreuses boucles illustrant la présence d'oscillations d'inertie. La présence de boucles dans les trajectoires, à la période d'inertie, est la preuve d'une réponse à un signal océanique; En effet, nous n'avons pas observé d'oscillations d'inertie (cf Figure C-10) dans la couche limite planétaire de l'atmosphère. Ceci constitue une des preuves les plus évidentes que les trajectoires des bouées sont en première approximation davantage influencées par les courants marins que par la traînée du vent sur leur partie émergée.

Schématiquement, la théorie d'Ekman (1905), prévoit que dans le cas d'un régime permanent de vent soufflant sur un océan plan, illimité, il se produit un courant marin horizontal, dont la direction et l'intensité varient avec la profondeur. Orienté à 45° à gauche du lit du vent dans l'hémisphère sud, le courant continue à tourner régulièrement dans le même sens au fur et à mesure qu'on le considére plus profondément et sa vitesse décroît exponentiellement. La projection sur un plan horizontal de l'extrémité du vecteur vitesse décrit une spirale logarithmique connue sous le nom de spirale d'Ekman.

Si soudainement le vent cesse de souffler, apparait alors le courant d'inertie: le gradient de pression, induit par la force extérieure qu'est le vent, devient nul et l'accélération n'est plus contre-balancée que par la force de Coriolis f. On démontre facilement que la masse d'eau doit décrire un cercle à vitesse constante. Le cercle est dit cercle d'inertie, le mouvement s'effectue dans le sens anticyclonique.

La période d'inertie $T = 2\pi/f = \pi/(\omega \cdot \sin \phi)$ ne dépend que de la latitude ϕ (ω est la vitesse de rotation de la terre).

Une étude de Blouch, Crépon, Fusey, Daniault (1984) a montré que les bouées localisées par le système ARGOS permettent d'analyser de façon précise ces oscillations. Les données expérimentales obtenues à partir des dérives des bouées ont été comparées à la théorie d'Ekman étendue au régime impulsionnel et à un océan stratifié (Crépon, 1971; Gonella, 1972):

Nous avons choisi pour cette simulation la Marisonde B 14648 de la PEMG, dont la trajectoire est représentée Figure B-7a.

Ces bouées ne mesurant pas le vent, il a fallu procéder par approximations successives pour trouver la direction, l'intensité, et la durée du coup de vent qui a provoqué les oscillations observées.

A 29^o de latitude sud, la période d'inertie est voisine 24.8 heures, elle apparait nettement sur la partie anticyclonique du spectre (Figure B-7b).

- 13 -

Les hypothèses retenues sont les suivantes: -le vent souffle du temps t=0 au temps t= θ -ce vent induit à la surface de l'eau une tension qui a pour expression

a particular of the officer of the second second

a dan kata

 $\vec{\tau} = \vec{\tau}_{0} [Y(t) - Y(t-\theta)]$

 $\geq \sqrt{2} \mu p = \frac{1}{2} \sqrt{2} \left(\frac{1}{2} \left(\frac{1}{2} - \frac{1}{2} \right) \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{1}{2} \left(\frac{1}{2} - \frac{1}{2} \right) \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{1}{2} - \frac{1}{2} \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{1}{2} - \frac{1}{$

où Y est la fonction de Heaviside égale à 0 pour t<0, à l pour t>0. - la couche d'eau, d'épaisseur h, soumise à l'action du vent glisse sur la couche sous-jaçente avec un frottement qui n'est pas négligé à priori.

Sans entrer dans les détails théoriques, sachons qu'il est possible (Crépon, 1971) de calculer les composantes du transport de masse Mx et My. Le transport de masse est l'intégration de la vitesse du courant sur toute l'épaisseur h de la couche d'eau soumise au vent. La théorie montre qu'en surface le courant fait avec le vent un angle θ_s compris entre 0° et 90°, fonction de la profondeur de la couche de mélange, alors que le transport total se fait toujours à 90°.

Pour cette simulation le courant de surface, filtré du courant moyen, a été considéré proportionnel au courant moyen de la couche mélangée (rapport du transport de masse sur l'épaisseur h de la couche), et faisant un angle β avec le transport de masse(Figure B-7c).

 $\beta = 90^{\circ} - \theta_{s}$

La Figure B-7d montre le résultat de cette simulation, et laisse supposer que le coup de vent à l'origine de ces oscillations avait pour caractéristiques:

> -direction: 300° -vitesse: 10m/s

-durée: 60 heures

Le courant moyen déduit de la vitesse de la bouée, était de 20cm/s, et portait vers 150°.

14 + Show the medication of the state

Les caractéristiques du coup de vent ont été déduites de deux hypothèses "sauvages":

-Vu le faible amortissement des boucles décrites par la bouée, le frottement au bas de la couche de mélange a été négligé.

-Le transport de masse et le courant en surface vont dans le même sens, ce qui serait vraisemblable si la profondeur de la couche de mélange était inférieure à 25m.

De nombreuses simulations ont été effectuées (Blouch et Al., 1984) en Atlantique Nord et en Méditerrannée, sur des trajectoires de bouées, qui tout en dérivant mesuraient le vent; Les résultats obtenus sont remarquables.

Ces quelques illustrations sont déjà la preuve que les bouées dérivantes de la PEMG répondent bien aux sollicitations de la couche superficielle océanique.

B-1-2-5. Influence de la topographie du fond de l'océan

L'influence de la topographie du fond de l'océan sur la circulation en surface est caractérisée par la présence de méandres décrits par les trajectoires de bouées en aval des accidents topographiques.

Les Figures B-8 et B-9 représentent ces trajectoires, respectivement en aval du Plateau des Iles Crozet, et en aval de la Discordance Antarctique, au sud du Plateau de Campbell. Il nous manque de nombreux éléments pour faire une étude sérieuse, cependant, si nous considérons que les bouées suivent exactement les lignes de courant, les caractéristiques de ces ondes sont les suivantes:

> Au sud du Plateau de Campbell: Amplitude: 75km Longueur d'onde: 500km Période: 22 jours

En aval du Plateau des Iles Crozet: Amplitude: 90km Longueur d'onde: 460km Période: 18 jours

Ondes de Rossby topographiques?

Bien connues des météorologistes, l'existence de ces ondes a été remarquablement démontrée par Rossby (1940). Du fait de la conservation du tourbillon total (Vorticity), elles sont dues à la variation de la force de Coriolis en fonction de la latitude, et sont donc induites par un déplacement méridien: c'est l'effet " β ". Depuis, la théorie de Rossby a été largement reprise par les océanographes et décrite de façon trés complète (Batchelor, 1967; Pedlovsky, 1979). La littérature fait état de nombreuses observations de telles ondes dans l'océan, en particulier par suivi de flotteurs lagrangiens (Price, Rossby, 1982).

Il est démontré que l'échelle spatiale "L" de ces ondes, induites par une perturbation initiale telle qu'un accident du relief sous-marin, ne dépend que de la vitesse du fluide, et de la variation du paramètre de Coriolis noté "g":

$$L = 2\pi \left(\frac{U}{\beta}\right)^{1/2}$$

U étant la vitesse du fluide.

Pour un courant typique de locm/s la théorie prévoit à 44° de latitude une longueur d'onde L = 500km. à 55° de latitude une longueur d'onde L = 550km. Ces valeurs sont tout à fait comparables aux longueurs d'ondes observées respectivement au sud du Plateau de Campbell, en aval de la Discordance Antarctique, et en aval du Plateau des Iles Crozet, mais elles supposent une composante barotrope relativement importante, de l'ordre de l0cm/s.

Les perturbations initiales à l'origine de ces ondes sont les accidents topographiques du fond de l'océan.

Gordon et Bye (1972) précisent que ces ondes se propagent vers l'ouest à la même vitesse que le courant moyen, qui lui est dirigé vers l'est. Pour cette raison ces ondes sont classées dans la catégorie des <u>ondes de Rossby</u> stationnaires.

B-1-3. Les données de la PEMG

B-1-3-1. Les dérives de bouées

Cette étude a été réalisée à partir d'un fichier archivé par SMM/CLIM/MAR (Climatologie Marine du Service Météorologique Métropolitain) contenant toutes les données transmises par les bouées, localisations, température de l'eau et pression en surface, de la date de leur mise à l'eau, jusqu'au 30 novembre 1979. En complément, par l'intermédiaire du NODC (National Oceanographic Data Center) et grâce au Dr John Garrett (Institute of Ocean Sciences, Sydney, Canada), nous avons pu obtenir les données de l'année 1980 qui correspondent à l'arrêt des émissions de chacune des bouées.

Les fréquences de localisation ont permis, au moyen d'une fonction cubique (bibliothèque mathématique IMSL - Library Houston Fortran, 1980) d'interpoler sur les trajectoires une position toutes les 6 heures: FIGURE B-10

Exemple d'interpolation sur trajectoire: trait plein = trajectoire brute ronds interpolés.

mand Millic Materials

in an internet the Phillips

= points

Le calcul de la distance entre deux positions successives permet alors de déduire la vitesse de la bouée. Nous obtenons ainsi 4 estimations du "vecteur courant" de الانجريان الانتخاب ومر surface par jour.

Nous avons, à partir des séries de mesures les plus longues, à savoir les dérives de 47 bouées, d'une durée supérieure à 300 jours, estimé les spectres d'énergie des mesures lagrangiennes de courant (Figure B-11), ceci avant tout filtrage. Afin d'éliminer les variations aux hautes fréquences, dues aux marées, ondes d'inertie et qui représentent près d'un tiers de l'énergie toautres, tale contenue dans le spectre (Daniault et Al., 1983), nous filtrons les séries avec un filtre passe-bas, du type filtre de Lanczos (R.W Hamming, 1977), qui a pour fonction de transfert:

 $\widetilde{H}(f) = 2 f_{s} + \sum_{k=1}^{\infty} \left[\frac{2}{\pi k} \cdot \sin(2\pi k f_{s})\right] \cdot \cos(2\pi k f)$

se ar haas

18 - 448 June 11 Story

f - fréquence de coupure

La Figure B-12 représente la fonction de transfert obtenue en utilisant 10 termes (N=10).

Pour pallier le phénomène de Gibbs (apparition de lobes parasites dans le tracé de la fonction de transfert, dus à la troncature de la série) chaque coefficient est multiplié par un facteur σ approprié:

 $\sigma(N,k) = \frac{\sin(\pi k/N)}{\pi k/N}$

Les périodes d'inertie sont respectivement de 24h et 13h pour des latitudes de 30° et 65°, limites nord-sud de la région étudiée:

Nos séries seront filtrées avec une fréquence de coupure à 30 heures et rééchantillonnées à 24 heures. Le spectre ainsi déterminé est représenté Figure B-13.

Toute bouée dérivante doit être considérée avec prudence comme traceur lagrangien des courants en surface, puisque l'effet du vent sur la partie émergée du corps de la bouée empêche le flotteur de suivre avec précision la dérive de la couche d'eau en surface. Le paragraphe précédent nous a cependant permis de démontrer que cet effet n'est pas prédominant, puisque nous avons pu observer des oscillations d'inertie, le tourbillon au sud de Madagascar, un tourbillon méso-échelle caractéristique, phénomènes purement océaniques. Il est difficile de quantifier cette source d'erreur, particulièrement pour les bouées dérivantes de la PEMG, et ce pour diverses raisons:

-nous ne disposons pas de mesures eulériennes de courants en surface.

-il y a presqu'autant de bouées différentes (structure, poids, ancre flottante) que de pays participants à l'expérience (World Meteorological Organization, 1978).

Colin de Verdière (1983), en utilisant la méthode exposée par Kirwan et Mc Nally (1975) démontre que pour des bouées similaires à celles utilisées durant le PEMG, mais munies d'ancres flottantes, l'erreur relative introduite sur la mesure du courant par l'effet de la traînée du vent sur le corps de la bouée, est voisine de $\varepsilon = 1.6 \ 10-3$.

and all the states and

Si on se réfère au tableau I (page 27) les courants moyens en surface dans l'Océan Austral sont de l'ordre de 20cm/s, le vent moyen de l'ordre de 7m/s. Considérant que Vb = Vc + ε -Va (Vb étant la vitesse de la bouée, Vc la vitesse du courant, Va la vitesse du vent) on peut estimer, en fixant ε à 3.10-3 pour tenir compte de l'absence d'ancrage, que la précision de la mesure du courant en surface par bouées dérivantes est meilleure que 10%.

L'erreur moyenne serait de l'ordre de 2 à 3 cm/s.

and the second second second

السوطي فطب فكالألج والتاريج والإسرار بالروف

B-1-3-2. Le vent à 1000mbar

L'extension des mesures météorologiques sur tout le globe, en particulier les mesures de pression transmises par les bouées, ont été utilisées par le CEPMMT pour produire des analyses de vent durant toute la période de la PEMG. Ces analyses ont été établies suivant une méthode globale d'interpolation statistique multivariable à trois dimensions (LORENC, 1981).

il n'y a pas eu, à notre Durant la PEMG connaissance, d'analyses du champ de vent en surface. Aussi, nous avons utilisé les analyses à 1000mbar, qui s'en rapprochent le plus. Les analyses ont été produites 2 fois jour (0 et 12 HTU) sauf pour les Périodes Spéciales par d'Observation (SOP) où elles étaient produites 4 fois par HTU); ces deux périodes ont eu lieu du jour (0-6-12-18 05/01/1979 au 28/02/1979 et du 05/05/1979 au 05/07/1979. La Figure B-14 représente le champ de vent moyen à 1000mbar pour l'année 1979.

On peut observer les forts vents d'Ouest, les célèbres "Quarantièmes Rugissants" et "Cinquantièmes Hurlants", et les vents d'Est tout autour du continent Antarctique. Les vents de forte intensité, à la limite du continent, peuvent être des vents catabatiques (Orvig, 1970) qui descendent le long des pentes du relief continental.

B-2. LA CIRCULATION MOYENNE EN SURFACE DANS L'OCEAN ANTARCTIQUE

Il n'est pas facile de définir l'Océan Antarctique (ou Océan Austral) car il n'existe pas de critère rigoureux permettant de délimiter avec précision sa frontière nord. En réalité l'Océan Antarctique est formé par les extrémités sud des trois grands océans, Atlantique, Pacifique et Indien. Le terme désigne donc la couronne océanique qui entoure le continent Antarctique et s'étend jusqu'à environ 35°de latitude sud.

B-2-1. Rappels et descriptif

La circulation en surface dans l'Océan Antarctique est apparemment une des plus simples de l'Océan Mondial (Figure B-15).

grande dérive d'ouest en est, de 35° sud à Une 65° sud, et un contre-courant trés localisé, circulant d'est en ouest autour du continent polaire. L'Océan Antarctique est une des régions de l'Océan Mondial où une relation évilie la circulation générale des eaux à celle des dente océan les vents sont sous les dominants: sur cet vents influences réciproques des anticyclones subtropicaux centrés vers 30° sud et du fossé des basses pressions antarctiques axé selon les secteurs et les saisons entre 60° et 70° (Tchernia, 1983). Les vents de la face polaire des sud anticyclones et ceux de la face équatoriale des centres cycloniques entrent en convergence et déterminent le grand régime des vents d'ouest que l'on observe tout autour de l'Antarctique depuis 35°/38° sud jusque vers l'axe du fossé des basses pressions. Ce régime permanent est générateur du plus important courant mondial, la Grande Dérive des Vents d'Ouest.

Le passage à l'aplomb des dorsales induit par endroits une composante méridienne (Figure B-15a). Le rapprochement du continent américain et de la péninsule

- 21 -

antarctique représente le principal obstacle à cette circulation, c'est le Passage de Drake. Ce goulet est à l'origine du courant des Falklands qui entraîne des eaux froides vers le nord, le long des côtes d'Argentine. La Tasmanie et le Plateau continental de l'Afrique du Sud où se déversent les eaux du Courant des Aiguilles, infléchissent également vers le sud-est le flux principal.

Aux vents d'est péri-Antarctiques, au sud du 60eme parallèle, est lié un courant portant vers l'ouest, suivant la ligne générale du talus continental: c'est la <u>Dérive des Vents d'Est</u>. L'irrégularité du talus continental entraîne des déviations locales de ce courant; le contact entre les dérives d'ouest et d'est correspond à une zone appelée divergence Antarctique.

Si les dérives des bouées (Figure B-16) illustrent bien cette description de la circulation en surface, remarquons cependant qu'elles décrivent par endroits (entre 50° et 60° sud) des méandres de large amplitude. Notons par ailleurs qu'une seule des bouées de la PEMG a été entraînée par le contre-courant péri-continental précité: mouillée par 60° sud - 30° est, sa trajectoire assez exceptionnelle, descend plein sud, puis s'infléchit vers l'ouest pour longer les côtes du continent antarctique d'est en ouest.

B-2-2. Courants géostrophiques

Nous avons obtenu, par l'intermédiaire du NODC, le fichier "hydrologie" établit par A. Gordon et T.N. Baker, fichier qui est la base de l'Atlas de l'Océan Antarctique (Gordon et Molinelli, 1982). Une grille de l^ode latitude par 2º de longitude est définie avec 47 niveaux standards de 0 à 9500m. La grille, circum-polaire, s'étend de 30° à 80° de latitude sud, et a été établie à partir de 6313 stations hydrographiques effectuées entre 1927 et 1973. Pour chaque point le fichier contient la position, la profondeur de l'océan arrondie au kilomètre près, et pour chaque niveau standard, les paramètres permettant de calcu-

22 ·

ler les anomalies de hauteur dynamique. Nous en avons déduit la répartition spatiale du courant géostrophique, par rapport à différentes surfaces de référence; nous présentons ici, les résultats de Gordon et Al.: Figures B-17a et B-17b.

Les figures B-18 et B-19 représentent le courant géostrophique en surface que nous avons calculé pour différentes surfaces de référence: 2000dbar et 4000dbar. Plus la surface de référence est profonde moins il y a de données: 3080 points à 1000dbar, 2865 points à 2000dbar, 1680 points à 4000dbar.

A la lecture des articles de Gordon et Al., il semblerait que le champ de courants géostrophiques par rapport à 1000dbar soit beaucoup plus fiable, d'une part à cause du nombre de stations prises en compte dans l'interpolation en points de grille, d'autre part en raison d'une meilleure précision des mesures. Cependant le courant géostrophique de surface estimé à partir de la référence 1000dbar est inférieur à celui estimé par rapport à 3000dbar:



Profil des vitesses normalisées par rapport à 3000dbar (Gordon et Al., 1978).

FIGURE B-17c

A 1000dbar on prend en compte environ la moitié de la baroclinité. Nous avons, pour vérifications, calculé la moyenne des champs de courants géostrophiques pris par Segme rapport respectivement à 1000, 2000, 3000 et 4000dbar, et verse ce, sur tout la région péri-Antarctique: elles sont respectivement de 3.2cm/s, 4.5cm/s, 5cm/s et 4.5cm/s. Le choix d'une surface de référence à 2000dbar nous semble plus adéle nombre de quate, établissant un compromis entre 👘 points et l'intensité du courant ainsi calculé.

B-2-3. Courants moyens déduits des dérives des bouées

dig a la serie a

The Carlos Ar & March

an and American Calence

Les 192 bouées de la PEMG ayant dérivé au cours des années 78-79, permettent d'estimer quelque 50000 "vecteurs courants" journaliers sur la zone péri-Antarctique. Nous avons défini sur cette zone une grille dont les mailles font 2 degrés de coté en latitude et en longitude. Ce carroyage permet une définition assez fine géographiquement parlant, et donne en moyenne 25 estimations de courant par carreau (Figure B-20). Pour chaque "vecteur courant" sont calculées les composantes zonales (---> Est) et méridiennes (---> Nord). Pour chaque carreau sont ensuite évaluées les composantes <u> et <v> en calculant la moyenne arithmétique des composantes de tous les vecteurs contenus dans ce carreau. (Figure B-21).

Observons la carte des anomalies de hauteurs dynamiques (Figure B-17a); on constate un resserrement des isoplètes et par conséquent des courants plus intenses (Figure B-17c), principalement dans les régions suivantes: -le long du Bassin d'Argentine

-le long du bassin des Aiguilles (Agulhas), au sud du continent Africain,

-au sud du Plateau de Campbell, à l'aplomb de la dorsale des Macquaries (Sud de la Nouvelle Zélande),

l'aplomb de la Dorsale Médio-Pacifique, en - à aval du bassin du Pacifique sud-est.

En fait ces régions correspondent aux frontières entre les bassins et les dorsales médio-océaniques. Gordon et Al. (1978) précisent dans leurs travaux: "la réponse de l'anomalie de géopotentiel à la bathymétrie du

- 24 -

fond de l'océan révèle le couplage important entre la bathymétrie et la baroclinité... ".

La circulation moyenne déduite des trajectoires de bouées (Figure B-21), en accord avec la circulation géostrophique, illustre des courants intenses le long des côtes d'Argentine, avec la rencontre du Courant des Falklands et du Courant du Brésil vers 50° sud; le retour du Courant des Aiguilles au sud-est du continent africain, avec des vitesses dépassant par endroits 100cm/s (2 noeuds); une intensification de la circulation au sud de la Nouvelle Zélande, avec une composante sud-est bien marquée, ainsi qu'en aval de la dorsale médio-Pacifique vers 140° ouest.

Si on représente la moyenne des vitesses zonales (est--->ouest) en fonction de la latitude (Figure B-22) on relève l'influence évidente du Passage de Drake tout autour du continent Antarctique; de fait, les vitesses zonales les plus importantes, de l'ordre de 25cm/s, se trouvent aux latitudes qui correspondent au Passage de Drake, vers 55° sud.

B-2-4. Vent moyen et circulation moyenne

La PEMG nous a permis d'évaluer le champ de courant moyen en surface, déduit des trajectoires de bouées. Ce champ a été estimé en appliquant sur la zone péri-Antarctique une grille de 2° de côté en latitude et longitude; le champ de vent en provenance de Reading en nous a été fourni avec un échantillonnage spatial de en latitude et en longitude; le courant géostro-1.875° phique de surface a été estimé en points de grilles distants de l^o en latitude, 2^o en longitude. Pour comparer ces données moyennes, un premier travail a été d'uniformil'échantillonnage spatial. La grille la plus large a ser été prise comme référence. Les champs moyens de vent (Figure B-14), de courant géostrophique en surface (/2000dbar et /4000dbar, Figures B-18 et B-19) et de courant de sur-

and face déduits des trajectoires de bouées (Figure 8-21) sont a sur ande survey market market ainsi : représentés par points de grille distants de 2° en and the latitude et en longitude. Al comme

and a set for a second second second

bleau I:

mar have to

n in the state of the second state of the seco

Sector and taken a set of the second

toute évidence, ces champs vectoriels pré-De sentent des similitudes: orientation générale d'ouest en à l'approche du continent Antarctique est, sauf déflexions le long des côtes - intensification de la circulation sur la bande de latitudes comprises entre 50° et 65°. Il en est pour preuve la Figure B-22 qui représente les moyennes zonales de chacun des champs en fonction de la latitude. Il est curieux de constater que si vent et courant "bouées" présentent un maximum aux alentours de 55° sud (limite nord du Passage de Drake), le courant géostrophique de surface, présente lui un maximum 5° plus au nord, vers 50° sud.

Nous nous proposons d'étudier s'il existe effectivement une corrélation entre ces champs vectoriels. Pour ce faire nous utilisons une méthode simple développée par J.VIALAR (1968) (Annexe I).

Avant d'appliquer cette méthode, nous avons sélectionné les points de grille où l'erreur sur l'estimation du courant moyen "bouées" est inférieure à 10%, erreur due au nombre insuffisant de points de mesures dans certains carreaux.

Les résultats sont regroupés dans le Ta-

· · · · ·			
n na sea na s	Courant Bou ées	Vitesse du Vent	Courant Géostrophique /2000dbar
Courant Bou ée s	N = 240 ▼ = 24cm/s σ = 18cm/s	R = 0.50 R'= 0.49 R"= 0.09 θ = 13°	$R = 0.53 R' = 0.52 R''= 0.07 \Theta = 1.4^{\circ}$
Vitesse du Vent		N = 252 V = 737cm/s σ = 331cm/s	$R = 0.35R'= 0.34R''= 0.05\Theta = 11^{\circ}$
Courant Géostrophique /2000dbar			N = 217 $\overline{V} = 4.5 \text{ cm/s}$ $\sigma = 5.6 \text{ cm/s}$

TABLEAU I :DIAGONALE - N = Nombre de cas
V = Module moyen
 σ = Ecart typeAUTRE - R = Coefficient de corrélation

R' = Coefficient d'étirement

R" = Coefficient de rotation

 θ = Ecart angulaire moyen

Tous les coefficients de corrélation dépassent le seuil de signification à 95% qui est de 0.3 suivant le test de Student.

Il est intéressant de noter que la couche superficielle océanique dérive en moyenne, suivant les résultats statistiques, à gauche du vent: Ce résultat se retrouve tant entre le champ de courant "bouées" et le vent pris à 1000mb - l'écart angulaire moyen est de l3° qu'entre le champ de courant géostrophique et le vent pris à 1000mbar - l'écart angulaire moyen est alors de l1°.

La faible valeur moyenne du courant géostrophique calculé par rapport à 2000dbar ne nous étonne pas outre mesure. En effet, il ne faut pas perdre de vue que si les champs de vent à 1000mbar, et de courant déduit des dérives de bouées, correspondent à des moyennes sur une année, l'année 1979, le champ de courant géostrophique correspond à une moyenne sur une cinquantaine d'années, puisqu'il est calculé à partir de mesures hydrologiques historiques recueillies entre 1927 et 1973; c'est donc un champ de courant trés lissé qui est restitué.

and share and a start for the

B-3. DISCUSSION

enga bernar yan sanga

25 - Alexandra Charles and Alexandra and Alexandra and Alexandra and Alexandra and Alexandra and Alexandra and

A. C. Martin . C. A.A.

and added in a d

Cette première partie du travail, consacrée à la circulation moyenne en surface, montre l'intérêt des bouées dérivantes comme traceurs lagrangiens des courants de surface. La mise en évidence de phénomènes océaniques, tels que le tourbillon au sud de Madagascar, les oscillations d'inertie, la trace du tourbillon méso-échelle observé par Harris (1970) et Grundlingh (1983), connu pour s'étendre jusqu'à plus de 1000m de profondeur, est particulièrment convaincante quant à l'influence prépondérante de la couche océanique de surface sur la dérive des bouées.

Les grandes caractéristiques de la circulation superficielle péri-Antarctique se retrouvent dans le champ de courant calculé à partir des dérives des bouées: Intensification du courant au Passage de Drake, avec la remontée du Courant des Falklands le long des côtes d'Argentine -Déflexion vers le sud-est au sud du Plateau des Aiguilles, au sud de la Nouvelle Zélande, et à l'aplomb de la dorsale médio-Pacifique, vers 140° ouest.

Les accidents topographiques du fond de l'océan ont une influence sur la circulation en surface. Cette influence se trouve déjà dans le tracé des isoplètes (Figure B-15a): Gordon et Al. (1978) soulignaient à propos des méandres observés: "a wave form of the 1.0dyn m isopleth is suggested, which could be a manifestation of a set of standing Rossby waves downstream from the Campbell Plateau...".

- 28

L'intercomparaison des champs moyens appelle quelques commentaires:

Si on observe la valeur moyenne des champs (Tableau I, page 27), on constate que le courant en surface déduit des dérives de bouées est de 24cm/s, soit environ 3% de la vitesse du vent, qui est de 737cm/s.

L'écart angulaire moyen entre ces deux champs montre que la dérive d'Ekman se fait sentir sur la composante moyenne du courant en surface: les couches superficielles ne dérivent pas dans le lit du vent mais à 13° en moyenne à gauche du vent pris à 1000mbar.

Pour ce qui concerne les champs moyens de courants en surface, il était sans doute arbitraire de vouloir comparer deux séries de mesures moyennées sur des échelles de temps aussi différentes. La composante géostrophique ainsi calculée, à partir de mesures recueillies sur une péde 50 années, ne représente que 20% de la composante riode estimée à partir des dérives de bouées, mais l'écart angulaire moyen n'est que de 1.4°. Il nous semblait nécessaire de faire apparaitre ce résultat, qui prouve que dans l'ensemble, le champ de courant déduit des dérives de bouées illustre bien la dérive des masses d'eaux en surface. Nous avons tracé, Figure B-23, les maxima de courant observés: -les courants supérieurs à 15cm/s sont sélectionnés pour le champ de courant géostrophique - les courants supérieurs à 50cm/s pour le champ de courant "bouées".

Là encore on peut observer la concordance entre les deux cartes. Les maxima correspondent aux accidents topographiques du fond de l'océan, générateurs, lorsqu'ils se présentent perpendiculairement au courant incident, d'ondes longues telles que nous les avons décrites précédemment.

Nous sommes conscients du caractère essentiellement descriptif de cette premiére partie. Cependant, l'intensité du courant en surface déduit du suivi des dérives des bouées de la PEMG nous semble tout à fait en accord avec les valeurs de courant en surface mesurées durant les campagnes océanographiques effectuées dans cette région: Callahan (1971), suite à une campagne hydrologique, accompagnée de courantométrie profonde, observe le long du méridien 132° est, au sud de l'Australie, des courants de l'ordre de 25cm/s, là où les bouées conduisent à une estimation de 25 à 30cm/s. Dans cette même région, des courants de l'ordre de 7cm/șont été mesurés par 2900m de profondeur.

Des courants de 50cm/s ont été observés au nord du Plateau des Kerguelen (Gambéroni, Géronimi, Jeannin, Murail, 1982).

Enfin, des mesures de courants profonds dans le Passage de Drake (Pillsbury, Whitworth, Nowlin, Sciremammano, 1979) montrent que la composante barotrope dans l'Océan Austral est trés importante, puisque les 6 années de mesures conduisent, par 2800m de fond, à des courants moyens allant de 8 à 16cm/s!

Essayons de décomposer de façon trés approximative la mesure du courant déduite des dérives de bouées:

$$\vec{v}_{bouées} = \frac{\vec{v}_{barocline} + \vec{v}_{barotrope} + \vec{v}_{Ekman} + \vec{v}_{Stokes} + \vec{v}_{traînée}}{|}$$
géostrophique

V_{barocline} - supérieure à 5cm/s

V_{barotrope} - de l'ordre de 10cm/s

V_{Ekman} - de l'ordre de 4cm/s

$$\vec{\nabla}_{E} = \frac{\tau}{\rho f h}$$

$$\vec{\tau} = \rho_{air} C_{d} \vec{\nabla} |\vec{\nabla}| \qquad \rho_{air} = 1 kg/m^{3} ; C_{d} = 1.2 \ 10^{-3} ; \langle \vec{\nabla} \rangle = 7.5 m/s$$

$$\vec{\tau} \approx 0.065 \ kg \ m^{-1} \ s^{-2}$$

$$\vec{\tau} \approx 0.065/(10^{3}.10^{-4}.20)$$

$$f \approx 10^{-4} ; \rho_{eau} = 10^{3} kg/m^{3} ; h = 20m$$

$$\vec{\nabla}_{Ekman} \approx 3.4 cm/s$$

30

 $\vec{V}_{\text{Stokes}} \approx \frac{\pi^2 H^2}{2 L T}$ (en profondeur infinie) $H \approx 3m$; $T \approx 10s$; $L = \frac{gT^2}{2\pi} \approx 160m$ $\vec{V}_{\text{Stokes}} \approx 0.025 \text{m/s soit } 2.5 \text{ cm/s}$

 $V_{\text{trainée}} = \varepsilon V_{\text{vent}} \simeq 3.10^{-3} .750 \simeq 2.25 \text{cm/s}$

 $\vec{v}_{bouées} = 24 \text{ cm/s}$ $\vec{v}_{barocline} = 5 \text{ cm/s}$ $\vec{v}_{barotrope} = 10 \text{ cm/s}$ $\vec{v}_{Ekman} = 4 \text{ cm/s}$ $\vec{v}_{Stokes} = 2.5 \text{ cm/s}$ $\vec{v}_{traînée} = 3 \text{ cm/s}$

Faute de base de comparaison plus précise, nous ne pouvons que constater que l'ordre de grandeur du courant "bouées" semble correct.

---> <u>24.5 cm/s</u>
C. VARIABILITE DES COURANTS DE SURFACE DE L'OCEAN ANTARCTIQUE

La motivation essentielle de ce travail, dans le cadre de l'ATP* télédétection, était la comparaison de deux techniques spatiales, appliquées au calcul de la composante turbulente de la circulation en surface: le suivi de bouées dérivantes, et l'altimétrie satellitaire.

C-1. DEFINITIONS

'Avant d'aborder ce chapitre, il est intéressant de donner une définition de la variabilité, et de préciser l'échelle spatio-temporelle dans laquelle nous nous placons: la circulation océanique est considérablement "variable", et cette variabilité couvre des échelles de temps et d'espace trés larges, allant de quelques secondes pour les vagues et la houle, à quelques années pour les planétaires. Dans un souci de simplification les ondes océanographes ont défini, pour des périodes allant du jour l'année, deux composantes principales de la circulation; a composante quasi permanente à grande échelle une (> 1000km) qui traduit la circulation moyenne (sur une ou plusieurs années), et qui a fait l'objet du chapitre précé-Une composante turbulente à moyenne échelle dent -(100-1000km) qui traduit les fluctuations pour des périodes allant de quelques jours à 100 jours et plus. C'est à cette dernière que nous faisons référence quand nous parlons de variabilité, de champ "turbulent" (ou tourbillonnaire) ou fluctuations à moyenne échelle et souvent d'énergie de cinétique "turbulente".

* ATP - Action Thématique Programmée du CNRS.

33 -

L'énergie cinétique par unité de masse associée à la variabilité du courant, dans un carreau déterminé, s'écrit:

a prana dan

An and a change of the control of the state of the

is the alternation of a state of the second state of the second state of the second state of the second state of

 $E_{ct} = \frac{1}{2} < \overline{u'^2} + \overline{v'^2} >$

and the second second

que nous appellerons Energie Cinétique Turbulente du champ de courant.

La variabilité u', v'équivaut à la déviation du vecteur courant par rapport à la moyenne

Dans un carreau déterminé,

 $\mathbf{u}' = \mathbf{u} - \overline{\mathbf{u}}$

L'Energie Cinétique Moyenne du champ de courant dans un carreau déterminé étant:

> A second sec second sec

$$E_{cm} = \frac{1}{2} < \overline{u}^2 + \overline{v}^2 >$$

Une étude de la variabilité passe par une bonne connaissance de la circulation moyenne. Or l'observation des océans à grande échelle n'a été rendue possible que par l'apparition des techniques spatiales. Il faudra encore de nombreuses années avant de connaitre avec une meilleure précision la composante moyenne de la circulation océanique. Flierl et Mc William (1977) ont montré la nécessité de posséder une dizaine d'années d'enregistrements en un point pour obtenir une estimation à 10% de l'énergie de fluctuation. Cependant, l'importance de la variabilité à moyenne échelle apparait d'ores et dèjà. En effet, tous ces travaux montrent que l'énergie associée à la variabilité est nettement plus importante que celle associée à la circulation moyenne.

Il est maintenant couramment admis que les tourbillons à moyenne échelle jouent un rôle prédominant dans les processus d'échanges de chaleur, en particulier dans l'Océan Austral:

Bryden (1983) a noté que les tourbillons méso-échelle au passage de Drake transportent de la chaleur vers les pôles et de ce fait convertissent de l'énergie potentielle disponible dans la distribution moyenne de densité a la fois en énergie cinétique turbulente et en énergie potentielle: le mécanisme de génération de tourbillons dans l'Océan Austral a été identifié comme étant le processus d'instabilité barocline; la configuration différente des lignes de courant et des isothermes, et le déphasage de 90° observés, expliquent le processus d'instabilité barocline et le flux de chaleur associé, vers les hautes latitudes:



TRANSPORT= Echelle x Profondeur x Vitesse = 40km x 2km x 40cm/s = 32x10⁶ m³/s

TRANSPORT = Transport x Différence de température DE = 32x10⁶ m³/s x 0.1°C x 4x10⁶ W/°C m³ CHALEUR = 1.3x10¹³ W

(Bryden, 1983)

Une telle schématisation montre effectivement que l'écoulevers les hautes latitudes est plus chaud que celui ment les basses latitudes. L'auteur note que pour les vers échelles caractéristiques de la turbulence dans l'Océan Austral, un tel méandre transporterait 32 10⁶ m³/s et conduirait à une différence de température entre l'écoulement dirigé vers le pôle et celui dirigé vers l'Equateur de 0.1° C, ce qui équivaut à un transport de chaleur vers le pôle de l'ordre de 1.3 10¹³ W. Ainsi 30 méandres de ce type, tout autour de l'Océan Austral, suffiraient au transchaleur de 4 10¹⁴ W par les eaux polaires. Cette port de valeur a été estimée par Gordon (1975), comme étant la quantité de chaleur perdue vers l'atmosphère par les eaux au sud du front polaire.

C-2. LE CHAMP TURBULENT DEDUIT DE L'ALTIMETRIE

C-2-1. L'altimétrie

(Y. MENARD, 1982)

Le radar altimétrique émet en série, à la verticale du satellite, des impulsions de courte durée. Il reçoit en retour l'écho de ces impulsions, et mesure le temps d'arrivée, la pente et l'amplitude du signal retour pour obtenir respectivement après traitement, <u>l'altitude du</u> <u>satellite</u> par rapport à la surface de l'océan, <u>la hauteur</u> <u>des vagues</u> et le coefficient de rétrodiffusion lié à <u>la vi-</u> <u>tesse du vent</u> en surface.

Durant sa période de fonctionnement, SFASAT connait successivement deux trajectoires orbitales: - Du 28 juin au 5 septembre 1978, l'orbite initiale fournit une couverture altimétrique ayant un quadril-

The second second and the second second

lage de 1.5° de coté environ. Mais la répétitivité des passages, tous les 17 jours, n'est pas bonne, les passages les plus proches étant décalés de 18 km.

- du 5 septembre au 10 octobre 1978, l'orbite des Bermudes (le satellite passe alors à la verticale de la station laser des Bermudes) a une couverture globale moins dense, le maillage étant de 700 km aux moyennes latitudes et de 900 km à l'Equateur (Figure C-2), mais la répétitivité des passages tous les trois jours est parfaitement assurée avec une précision de l'ordre de 3 km. Des séries de huit à neuf passages répétitifs sont ainsi disponibles.

La précision de la mesure altimétrique est estimée à moins de 10 cm pour peu que l'on réalise une moyenne temporelle sur l s, ce qui a pour effet de lisser toute variation du niveau à três courte longueur d'onde liée en particulier à la rugosité de la surface de la mer. Une seconde de vol du satellite correspond à une trace au sol d'environ 7km, et le rayon de la tache radar varie de l à 6 km suivant l'état de la mer.

C-2-2. Méthode de calcul

(Y. MENARD, 1982)

Les mesures altimétriques peuvent être analysées dans le cadre de l'approximation géostrophique:

La pente des courants résulte d'après l'approximation géostrophique de l'équilibre entre l'action de la force de Coriolis et l'action de la force créée par le gradient de pression: en conséquence, l'eau tend à tourner autour des sommets du relief dynamique des océans, relativement à un niveau de référence géopotentiel.

- 37 -

Mis en équation, l'équilibre géostrophique

your Friday - Samal

$$-\mathbf{fv} = -\frac{1}{2} \cdot \frac{\delta p}{\delta x}$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta y}$$
(2)

Considérant la pression hydrostatique

s'écrira: Reclassionerépi que trêtese est aux quertes de la companye

$$0 = -\rho g - \frac{\delta p}{\delta z}$$
(3)

où f = $2 \cdot \omega \cdot \sin \varphi$ est le paramètre de Coriolis (ω est la vitesse de rotation de la terre, et φ est la latitude, positive au nord, négative au sud), g est le champ de gravité local, p la pression au niveau considéré, la densité de l'eau, z la profondeur, v est la vitesse horizontale généralement dirigée vers le nord (direction y) et u la vitesse horizontale dirigée alors vers l'est (direction x).

Cette équation peut être mise sous la forme:

$$c(x,z) = -\frac{g}{\rho} \int_{z_0}^{z} \frac{\delta\rho}{\delta x} dz + v_0(x). \qquad (4)$$

où c(x,z) représente la vitesse relative au niveau de référence z, zo un point de référence arbitraire et vo(x) une vitesse de référence à ce niveau. Cette équation (4) est appelée équation du vent thermique. Elle permet de juger de l'importance de l'altimétrie satellitaire en océanographie. En effet, la surface de référence arbitraire dans cette équation peut être choisie comme étant la surface de l'océan. Alors la vitesse de référence sera la vitesse à la surface qui peut s'écrire:

 $V_{s}(x) = \frac{g}{f} \frac{\delta s}{\delta x}$ (5)

où "s" est l'élévation au point de coordonnée horizontale x, au dessus d'une surface équipotentielle, le géoide. Ainsi, la mesure de la topographie de la surface de l'océan permet de déterminer la vitesse géostrophique de la surface, à condition que l'orbite du satellite et le géoide soient connus avec précision. Le géoide représente la surface équipotentielle du champ de gravité: en plein océan, si aucun mouvement fluide n'était présent, la surface de la mer se confondrait avec la surface du géoide. Or il se trouve que les géoides disponibles ont, dans les courtes longueurs d'ondes (<6000km), une précision médiocre (sauf sur certaines régions, comme l'Atlantique Nord-Ouest) ce les rend inutilisables dans la perspective d'une étude qui de la topographie dynamique par altimétrie. Mais dans la mesure où l'on s'intéresse à la variabilité, il n'est pas nécessaire d'utiliser le géoide.

Yves Ménard (1982) a développé une méthode permettant d'accéder à la composante variable à moyenne échelle de la circulation océanique; cette méthode s'applique aux passages répétitifs de SEASAT:

Si on dispose d'une surface moyenne définie non plus par rapport à un géoide, mais par rapport à un ellipsoide de référence, il est possible de déduire la hauteur dynamique reliée au seul champ tourbillonnaire. La méthode d'Y. Ménard consiste à définir cette surface comme étant la moyenne des "n" mesures altimétriques le long des traces répétitives du satellite.

Connaissant les hauteurs dynamiques $\Delta \xi^{j}$ le long d'un passage altimétrique de direction 0x, la relation géostrophique (5) donne la vitesse géostrophique correspondante dans la direction 0y (perpendiculaire) où f est le paramétre de Coriolis g la pesanteur

La variance de la vitesse

 $\Delta V_{y}^{j} = \frac{g}{f} \frac{\delta \Delta \xi^{j}}{\delta x}$

$$\sigma^{2}(V_{y}) = \frac{\sum_{i=1}^{n} (\Delta V_{y}^{i})^{2}}{n}$$

permet d'avoir une estimation de l'énergie cinétique turbulente:

$$E_{ct} = \frac{1}{2} (\sigma^2(V_x) + \sigma^2(V_y))$$

si on suppose le champ de vitesse isotrope

 $\sigma^2(V_x) = \sigma^2(V_y) = \sigma^2_v$

d'où $E_{ct} = \sigma_v^2$

C-2-3. Le champ turbulent déduit de l'altimétrie

(Y. MENARD, 1982)

Les mesures, le long des passages répétitifs (7, 8 ou 9 suivant le cas), sont interpolées par fonction cubique suivant la latitude: l point chaque 0.1° en latitude ($\simeq 10$ km) pour obtenir un échantillonnage géographique régulier. Le niveau moyen est alors calculé en chaque point de manière à définir le passage moyen de référence (Figure C-3a). Chaque passage répétitif est traité pour éliminer les erreurs à grande longueur d'onde: orbite, marées, pression atmosphérique, hauteur des vagues.

Les différences entre chaque passage répétitif et le passage moyen donnent les hauteurs dynamiques résiduelles dues au champ tourbillonnaire. Ces hauteurs sont filtrées (filtre passe-bas) par une moyenne glissante sur 7 points, ce qui correspond à environ 80km, valeur proche du double du rayon interne de déformation de Rossby (Figure C-3b).

L'écart type des variations de hauteurs observées en chaque point fournit la courbe de variabilité du niveau de la mer, lissée par le même filtre. (Figure C-3c)

Le filtre de lissage calcule la valeur de la pente entre deux points de mesure, le long de chaque courbe. Cette pente est introduite dans la relation géostrophique pour obtenir les vitesses géostrophiques correspondantes, qui sont à leur tour lissées. (Figure C-3d)

Le calcul de la variance de la vitesse donne une estimation de l'énergie cinétique tourbillonnaire (Figure C-3e)

Les courbes de hauteurs observées (Figure C-3b) sont alors rééchantillonnées par intervalles de 20 km afin de calculer le spectre d'énergie correspondant. La moyenne de l'ensemble des spectres relatifs à chaque passage répétitif donne le spectre résultant moyen. (Figure C-3f).

Pour pouvoir comparer les deux champs, "altimétrique" et "bouées", il a été nécessaire de générer une grille régulière: Etant donnée la couverture des passages répéti-

41 -

tifs de SEASAT (Figure C-2), nous avons adopté un maillage de 5° en latitude et 5° en longitude. La génération de cette grille s'appuie sur une interpolation dans un cercle de 6° de rayon. La valeur moyenne aux points de la grille est donnée par la moyenne de l'ensemble des points se trouvant dans le cercle, chaque point étant pondéré en $1/\Delta x^3$ (Δx étant la distance entre le centre du cercle et le point pris en compte). Le tracé se fait automatiquement (BALMINO, 1981), après décomposition en blocs de la grille ainsi créée (Figure C-4).

金属 新闻 化磷酸

新教,新闻和新闻教育。

an an ann an a stàite an Air Annaichte an 1888. An an Airte ann an Air Annaichte an Airte

San Maria

1 Mary & Mary 1.

(A, A)

C-3. CHAMP TURBULENT DEDUIT DES TRAJECTOIRES DE BOUEES

C-3-1. Méthode de calcul

La couverture spatiale des passages répétitifs de SEASAT ne permet pas de définir un maillage inférieur à 5° de côté. Aussi, reprenant notre fichier "courantsbouées" nous allons calculer le champ de courant moyen pour ce nouveau maillage et en déduire, suivant la méthode exposée au paragraphe C-1, la variabilité carreau par carreau. Les carreaux contenant moins de 20 estimations sont éliminés: la moyenne des observations journalières par carreaux de 5° sur 5° durant les années 79-80, est de 60 environ (Figure C-5a). La répartition spatiale de l'énergie cinétique turbulente par unité de masse, obtenue à partir du fichier "courants-bouées", est représentée Figure C-5b.

Il est intéressant, dans le même temps, de calculer les quantités $\overline{u'}^2$, $\overline{v'}^2$, $\overline{u'v'}$ qui nous permettront de déduire les ellipses de variance qui déterminent une direction privilégiée pour les fluctuations:

Les directions de décorrélation sont données par les vecteurs propres de la matrice réelle symétrique



dans la base des vecteurs propres cette matrice s'écrit

$$\begin{array}{c} \lambda_1 & 0 \\ 0 & \lambda_2 \end{array}$$

où λ_1 et λ_2 sont les valeurs propres associées. Les termes diagonaux non nuls traduisent la non corrélation entre les fluctuations suivant chacun des axes principaux. Les valeurs propres λ_1 et λ_2 décrivent l'énergie suivant chacun des axes de décorrélation et sont donnés par:

$$\frac{\lambda_1}{\lambda_2} = \frac{1}{2} \left(\overline{u^{12}} + \overline{v^{12}} + \left[\left(\overline{u^{12}} - \overline{v^{12}} \right)^2 + 4\overline{u^{1}v^{12}} \right]^{1/2} \right)$$
$$\frac{\lambda_2}{\lambda_2} = \frac{1}{2} \left(\overline{u^{12}} + \overline{v^{12}} - \left[\left(\overline{u^{12}} - \overline{v^{12}} \right)^2 + 4\overline{u^{1}v^{12}} \right]^{1/2} \right)$$

l'orientation θ_i d'un vecteur propre par rapport à l'est sera

$$tg \Theta_{i} = \frac{\lambda_{i} - \overline{u'^{2}}}{\overline{u'v'}} \qquad i = 1,2$$

Les ellipses ainsi paramétrées sont tracées sur la Figure C-6.

C-3-2. Le champ turbulent dans l'Océan Austral

Reportons nous aux cartes de distribution spatiale d'énergie cinétique turbulente dans l'Océan Austral (Figures C-4 et C-54):

Comme dans tous les océans on observe une activité tourbillonnaire intense près des frontières ouest: Bassin d'Argentine, Plateau des Aiguilles et de Mozambique, Plateau de Tasman. Mais l'Océan Austral est le seul qui présente des régions à forte variabilité loin des côtes. Ces régions correspondent aux accidents topographiques: Bassin des Aiguilles, plateau des îles Crozet, Dorsale des Macquaries, Dorsale Médio-Pacifique, et Mer d'Ecosse, en aval du Passage de Drake. Seule la Dorsale Médio-Atlantique semble n'avoir aucune incidence sur le champ tourbillon-

44 -

naire. On retrouve sur la carte établie par Wyrtki et Al. (Figure C-l) des maxima (>1000cm2/s2) sur ces mêmes régions mais, faute de mesure, les estimations ne vont pas au delà du 50ème parallèle sud.

Lutjerharms et Baker (1979) précisent que l'effet des accidents topographiques sur la variabilité est plus prononcé lorsqu'ils se présentent perpendiculaibien rement au courant incident, ce qui n'est pas le cas pour la dorsale Médio-Atlantique, du moins pour sa partie sud (sud de 50° sud) là où le courant circum-polaire est le plus M.Colton et R.Chase (1983) ont fait une étude sur intense. l'interaction entre le courant circumpolaire Antarctique et bathymétrie en utilisant les données altimétriques de 1a SEASAT; leurs conclusions sont les suivantes - dans le cas d'une dorsale "zonale" (est-ouest), peu de variabilité -Apparition d'une colonne de Taylor à l'aplomb de monts isolés - Génération d'ondes de Rossby stationnaires en aval des dorsales méridionales (nord-sud, perpendiculaires au courant incident). Nous avons pu constater effectivement la génération d'ondes de Rossby stationnaires en aval du Plateau des Iles Crozet et en aval de la Discordance Antarctique (B-3-2). Nous constatons également l'absence de variabilité tant à l'aplomb de la dorsale médio-Atlantique. qu'à l'aplomb de la dorsale médio-Océan Indien. Quant aux colonnes de Taylor, nous en soupçonnons la présence (cf B-l-2-l) au vu des trajectoires de bouées.

La carte des ellipses de variance (Figure C-6) indiquant les directions privilégiées de la variabilité, permet de constater que dans les régions trés énergétiques la distribution de cette variabilité n'est pas isotrope.

45 -

C-4. INTERCOMPARAISON DES DEUX METHODES DE RESTITUTION DU CHAMP TURBULENT

visuel des deux cartes de réparti-Un examen "turbulent", calculé par altimétrie et par tion du champ suivi de trajectoires de bouées (Figures C-4 et C-5), permet de constater une bonne corrélation spatiale: un premier calcul statistique donne un coefficient de corrélation de 0.73, largement significatif. Cette statistique a été menée en sélectionnant les points où l'erreur sur le calcul du champ "turbulent" par suivi de trajectoires de bouées est estimée inférieure à 10%. Cependant, la moyenne du champ toute la région Péri-Antarctique est de 300cm2/s2, 811 7 lorsqu'il est déduit des dérives de bouées, elle n'est que de 100cm2/s2 lorsqu'il est déduit de l'altimétrie. La Figure C-7 représente la répartition spatiale des rapports de ces deux estimations: ce rapport est de 3 en moyenne, et peut dépasser 6, en particulier sur la région centrale sud Atlantique, au sud du continent Africain, et sur le bord ouest de l'Australie.

<u>C-4-1. Sur la difficulté d'évaluer le courant géostrophique</u> à partir de flotteurs lagrangiens

Une des conclusions du premier chapitre était que la circulation moyenne en surface dans l'océan Antarctique est influencée par le vent, puisque la dérive d'Ekman (courant à 13° à gauche du vent) est apparente sur la composante moyenne.

Etudions plus en détails, l'influence du vent sur les dérives de bouées (Daniault, Blouch, Fusey, 1984): L'EERM (*) développe depuis quelques années des bouées dérivantes mesurant le vent en force et direction: la Marisonde G (G pour Girouette) (Blouch, Fusey, Rolland, Daniault, 1984). Cette bouée est dotée d'un mât profilé qui l'oriente dans son ensemble sous l'effet du vent. La direction de celui ci est alors donnée par la lecture d'un compas, la force étant mesurée par un anémomètre fixé en bout de mât. Ce dispositif donne accès à une mesure simultanée du vent et du courant en surface.

Une expérience a été réalisée dans l'Atlantique Nord, dénommée BRAN 82. Cinq bouées, dont trois Marisonde G, ont été mises à l'eau en août 82 à l'ouest de l'Islande (Figure C-8), région choisie pour ses conditions d'environnement trés dures, et pour sa pauvreté en observations météorologiques.

Les mesures, transmises en différé par les services ARGOS, ont été traitées puis échantillonnées par intervalles de trois heures. Nous avons, à partir de ces séries, estimé les spectres d'énergie des mesures lagrangiennes du courant et du vent en surface (Figures C-9 et C-10). Pour augmenter le nombre de degrés de liberté, les séries sont découpées en échantillons de 5 jours (120 heures). Les spectres du courant mettent en évidence le pic à la fréquence d'inertie ($\omega = -f$) dans la partie anticyclonique. Le pic se situe entre 1/13 et 1/15 C.P.H. (Cycle Par Heure); pour une latitude de 55° la période d'inertie est de 14H58°, pour une latitude de 60° elle est de 13H51°. Ces latitudes sont les extrêma de nos séries de mesures.

Les spectres du vent en revanche (Figure C-10), ne mettent en évidence aucun phénomène particulier dans la. bande de fréquences étudiées.

La théorie d'Ekman en système transitoire a été décrite dans de nombreux articles (Gonella, 1971a, b, 1972); elle démontre que si on reporte la phase en fonction de la vitesse angulaire ω , il apparait une discontinuité à "-f"; le courant est à gauche du vent si $\omega < -f$, à droite du vent si $\omega > -f$ (pour l'hémisphère nord). Les Figures C-11 et C-12 représentent les spectres de cohérence et de phase entre le courant en surface et le vent:

* si on excepte $\omega = 0$ (moyenne sur 5 jours) la cohérence courant-vent reste significative dans l'intervalle (-1/20,+1/20) C.P.H.

* La continuité dans la phase est remarquable entre (-1/20,0) C.P.H.; elle a pour valeur approximative -45°, ce qui signifie que dans cette plage de fréquences le courant est à droite du lit du vent. * On voit três bien un coupure dans la phase aux alentours de ω = -f = (-1/15) C.P.H.; la phase reste positive entre (-1/6,-1/15) C.P.H, le courant est alors, conformément à la théorie, à gauche du vent.

* Pour toute la partie cyclonique du graphe (ω > 0) on notera la dispersion importante de la phase.

* Le fait que la cohérence chute au delà de 5 jours semble prouver qu'il n'y a plus de relation entre le courant et le vent au delà de moyennes supérieures à 5 jours, la couche superficielle "oublie" l'évènement "forcing du vent" après un laps de temps supérieur à 5 jours.

est impossible d'atteindre une telle nous 11 précision avec les données de la PEMG puisque, d'une part, nous ne disposons que du champ de vent à 1000mbar, d'autre part, les champs ne sont calculés que toutes les 12 heures. Etant conscients de cette imprécision, nous avons cependant les spectres de cohérence et de phase entre le couestimé surface et le vent pris à 1000mbar (Daniault et rant en Al.., 1983). Pour cette étude nous avons sélectionné les trajectoires de durée supérieure à un an. Tout au long de chacune des 47 trajectoires ainsi sélectionnées nous avons "recalé" une mesure de vent correspondant à la date et à la position de la bouée considérée (Figure C-13).

On peut observer que la cohérence est plus importante dans le domaine anticyclonique du spectre: Elle reste supérieure au seuil de confiance à 95% dans l'intervalle [2 jours, 2 mois]. Le spectre de cohérence calculé à partir des mesures de BRAN 82 (Figure C-9) présente également une cohérence plus importante dans sa partie anticy-Ces résultats sont en accord avec les travaux de clonique. J.Gonella (1971, 1972), travaux menés à partir de mesures (site D - 39° N; 70° W). L'auteur explique eulériennes cette dissymétrie par la polarisation des courants marins par la rotation terrestre: il démontre que dans l'expres-, vitesse correspondant à une accélération sion de u_w de pulsation ω , il apparait un facteur $(f + \omega)^{-1}$ Υ_ω Ainsi les accélérations anticycloniques donnent une réponse plus grande que les accélérations cycloniques.

48

Le tracé des phases en fonction de la vitesse angulaire (Figure C-14) montre qu'au delà de périodes supérieures à 2 jours la dérive des bouées se fait à 17° à gauche du lit du vent, estimé à 1000mbar. Si on considère que dans l'hémisphère sud le vent en surface est à 15° à gauche du vent à 1000mbar, on peut supposer que les bouées dérivent à environ 30° à gauche du lit du vent. Ce résultat serait en accord avec les travaux de Mc Nally (1981), travaux concernant l'hémisphère nord.

Cette étude a permis de confirmer que l'influence du vent sur la circulation en surface est trés importante, dans l'Océan Austral, et ce, pour un large domaine de fréquences. Le spectre du vent, établi à partir des séries reconstituées le long des trajectoires de bouées (Figure C-15), indique que le maximum de l'énergie se situe entre 2 et 8 jours.

Il faut noter à ce propos, que des résultats semblables ont été observés pour des courants profonds:

- J. Baker (1979) montre qu'il existe une cohérence significative entre la tension du vent et le courant mesuré à 1500m de profondeur au centre du passage de Drake, pour une période avoisinant 5.7 jours. A cette période les effets atmosphériques se font ressentir profondément à l'intérieur de l'océan.

- Un traitement de deux années de mesures de pression, faites sur le bord sud du passage de Drake à 500m de profondeur (Baker et Wearn, 1978), met en évidence une cohérence significative entre la pression et la tension du vent mesurée sur le secteur Atlantique dans un intervalle [5,30] jours.

-Wearn et Baker (1980), utilisant des mesures effectuées dans le passage de Drake, dans le cadre du programme ISOS (international Southern Ocean Studies), soulignent que les fluctuations de transport de masse d'eau, à des périodes supérieures à 30 jours, sont fortement corrélées avec les fluctuations de la tension du vent, intégrées sur tout le secteur péri-Antarctique. Ils démontrent que le transport répond au "forcing" du vent avec un déphasage de 9 jours, c'est le temps d'ajustement barotropique pour l'Océan Austral. Cette valeur de 9 jours a été retrouvée

- 49

par Clarke (1983) dans un modèle non linéaire appliqué à la circulation péri-Antarctique. Selon Clarke, le temps d'ajustement baroclinique serait de l'ordre de plusieurs années. Ainsi, l'influence du "forcing" atmosphérique n'est pas sensible qu'en surface, mais intéresse toute la masse d'eau de l'Océan Austral.

Cette étude de l'influence du vent sur les dérives de bouées, et par extension, sur la circulation océanique en surface dans la région péri-Antarctique, aurait pu être plus complète si nous avions reporté systématiquement de chacune des 192 trajectoires prises en compte, le long "vecteurs vents" correspondants. Mais Kirwan (1978) a les montré que les corrections apportées aux mesures de courant flotteur lagrangien en tenant compte du coefficient de par frottement dû au vent (wind drag coefficient), ne donnent de bons résultats; selon lui, les vitesses de bouées pas corrigées de l'influence du vent représentent mieux le non en surface. D'autre part, A. Colin de Verdière courant (1983) a comparé l'énergie cinétique turbulente mesurée simultanément par deux bouées dérivantes en surface, et par un flotteur subsurface, qui par définition n'a aucune prise vent. Les moyennes au bout de 40 jours des deux estima-ลน tions, respectivement de 74cm2/s2 et 75cm2/s2, dénotent un parfait accord entre les deux types de mesures.

nous admettons qu'une partie de l'énergie Si cinétique turbulente mesurée par les bouées dérivantes est nous restons persuadés que ce n'est pas la due au vent. principale raison des rapports importants observés entre les deux estimations. Des résultats semblables ont déjà été observés dans l'Atlantique Nord Ouest: Cheney et Douglas (1983), constatent des différences d'intensités entre l'énergie cinétique mesurée par l'altimètre du satellite 3, et l'énergie cinétique turbulente déduite de me-GOES sures XBT, entre New York et les Bermudes. Le rapport observé est de 2 environ. Comparant des mesures altimétriques des mesures "bouées", le long d'une section Nord-Sud à et 45 ° Ouest, Douglas, Cheney et Agreen (1983), observent également un rapport important entre les deux séries de mesures. Il faut cependant noter que l'altimètre embarqué à bord de GOES 3 était nettement moins précis que celui embarqué à bord de SEASAT.

50

C-4-2. Les limitations de l'altimétrie

Examinons maintenant le calcul du champ turbulent par l'exploitation des mesures altimétriques. La première critique qui vient à l'esprit est la faible quantité de données disponibles, du fait de la courte durée du vol de Seasat. Dans la technique de restitution du champ turbulent 🐃 par altimétrie, seuls les passages répétitifs sont utilisables. Ainsi, seules les mesures effectuées entre le 13 septembre et le 10 octobre 1978, soit pendant 27 jours, été traitées pour établir la carte de répartition spaont tiale du champ turbulent représentée Figure C-4. D'autre part, ces passages ne sont répétitifs que tous les 3 jours. Par conséquent, un raisonnement simpliste nous fait penser que la campagne Seasat de 1978 n'a permis d'appréhender que la composante de l'énergie cinétique contenue dans la bande de fréquences [1/6,1/27] C.P.J. Reste à vérifier cette hypothèse. Faisons varier la fréquence de coupure du filtre passe-bas appliqué aux séries des mesures de courant déduits des trajectoires de bouées:

Sur la Figure C-16-a, sont portées en abscisse les fréquences de coupure des filtres passe-bas appliqués aux données "bouées"; les valeurs entre parenthèses représentent la fréquence de Nyquist correspondante (Fn=Fc/2 où Fn est la fréquence de Nyquist, et Fc la fréquence de coupure). En ordonnée sont portées les moyennes spatiales, sur toute la région péri-Antarctique, des champs turbulents déduits des courants "bouées", ainsi filtrés.

On peut faire un rapprochement entre cette Figure C-16-a et le spectre d'énergie (Figure C-16-b) des mesures lagrangiennes de courant. En effet, ce spectre est tracé en mode "conservation d'énergie", c'est à dire que la surface contenue sous le spectre est proportionnelle à la quantité totale d'énergie: chaque point porté sur le graphe C-16-a correspond à l'intégrale de ce spectre, après élimination des fréquences supérieures à la limite portée en abscisse.

- 51 -

La moyenne du champ turbulent décroît régulièrement de 300cm2/s2, pour atteindre l20cm2/s2 lorsque le filtre passe-bas a une fréquence de coupure de l/15 C.P.J , le coefficient de corrélation entre les estimations "bouées" et "altimétrie" n'est plus alors que de 0.57.

Nous savons que l'échantillonnage temporel des mesures altimétriques utilisées est de 3 jours, et que le nombre de passages répétitifs est de 8 en moyenne, soit une période de 24 jours. Suivant notre raisonnement, nous devons appliquer aux mesures "bouées" un filtre passe-bande laissant passer l'énergie entre [1/6,1/24] C.P.J. Un tel filtre doit avoir comme limites, en terme de fréquences de coupure, 1/3 C.P.J pour les hautes fréquences, 1/12 C.P.J pour les basses fréquences. On peut noter que pour ces valeurs extrèmes, les moyennes spatiales des champs turbulents ainsi filtrés sont respectivement de 260cm2/s2 et 140cm2/s2 soit une différence de 120cm2/s2; cette valeur se rapprocherait sensiblement de celle obtenue par altimétrie: 100cm2/s2.

La répartition spatiale du champ turbulent "bouées" ainsi filtré est représenté Figure C-17. La moyenne sur toute la région péri-Antarctique est, selon notre attente, de 122cm2/s2, et le coefficient de corrélation entre les deux estimations, "bouées" et altimétrie, est alors de 0.75, légèrement supérieur à la valeur initiale. Ce résultat est satisfaisant, d'autant plus qu'il est cohérent avec le spectre représenté Figure C-16-b, puisque l'intégrale sous la courbe entre [1/6,1/24] C.P.J, zone hachurée, a pour valeur 130cm2/s2.

La Figure C-17-a représente la répartition des rapports entre les deux estimations, après filtrage des données "bouées", par bande passante [1/6,1/24]C.P.J. On peut constater une nette amélioration, puisque la plage couverte par des rapports avoisinant l'unité s'est largement étendue. On notera cependant que quelques zones de rapports importants subsistent (de 4 à 6), même s'ils sont moindres que ceux obtenus avant tout filtrage.

52 🛥

Ainsi, pour peu que l'on respecte l'échantillonnage temporel de chacune des séries de mesures, les quantités d'énergie cinétique turbulente déduites des deux méthodes indépendantes, l'altimétrie et le suivi de trajectoires de bouées dérivantes, sont du même ordre de grandeur.

C-5. DISCUSSION

La Figure C-18 représente le spectre moyen, en nombre d'ondes, des mesures altimétriques. Il a été obtenu en moyennant tous les spectres de l'énergie cinétique turobservée le long de 66 passages colinéaires longs bulente 3000km. Ce spectre fait apparaitre un pic à 220km. Le de spectre en C.P.H (Figure C-16-b) des mesures lagrangiennes de courant, fait apparaitre un pic à 1/240 C.P.H, soit une période de 10 jours. La valeur moyenne du courant de surface (Tableau I) est de 24cm/s, ce qui 'équivaut à 20km par jour. Là encore, le bon accord entre les deux techniques de mesure est démontré, puisque ce pic à 10 jours conduit à une échelle spatiale de 200km. Ce résultat est confirmé par les travaux de John Garrett (communication personnelle): en analysant en repère quasi-Eulérien les trajectoires des bouées dérivantes de la PEMG, il trouve le maximum d'énergie à 230km et 8.5 jours pour les composantes zonales, à 289km et 9.5 jours pour les composantes méridiennes (ces valeurs correspondent à une analyse en nombre d'ondes zonales uniquement).

Dans ce travail nous avons fait l'hypothèse de la stationnarité du champ turbulent, les mesures altimétriques ayant eu lieu en septembre-octobre 1978, alors que les bouées de la PEMG ont dérivé dans l'Océan Austral de 1979 à 1980. Or Fu (1984), montre qu'il existe une augmentation zonalement cohérente des différences de niveau mesurées de part et d'autre du courant péri-Antarctique. Nous avons comparé (Figure C-18) quelques profils d'énergie

53

cinétique turbulente, en portant le long des passages altimétriques colinéaires, les quantités d'énergie mesurées par les bouées (calculées alors par carreaux de 2° sur 2°). Si certains profils sont tout à fait comparables (n° 3 et n° 16), d'autres profils sont totalement différents (n° 78).

D'autre part, nous avons précisé (paragraphe C-3-1) que nous avions en moyenne 60 estimations journalières du courant de surface par carreau de 5° de côté. Or, il apparait (Figure C-19), qu'entre 100 et 200 estimations journalières sont nécessaires pour évaluer, à 10% prés, la variabilité dans un tel carreau.

Il est possible que les rapports importants (>4) qui subsistent après le filtrage des mesures "bouées" soient dus à ces différentes sources d'erreurs. Cependant, lorsque l'on compare les deux cartes de répartition du champ turbulent (Figures C-4 et C-5-b) on peut constater que les bouées restituent des zones énergétiques beaucoup plus étalées que l'altimétrie.

Là encore intervient un problème d'échantillonnage, non plus temporel, mais spatial: en effet, le calcul du champ turbulent par suivi de trajectoires de bouées se fait par carreaux de 5° sur 5°, soit environ 400km de côté à 45° de latitude.

Alors que l'altimétrie ne mesure qu'une variabilité temporelle, puisque le calcul se fait point par point, les bouées dérivantes mesurent la variabilité temporelle à laquelle s'ajoute la variabilité spatiale contenue dans chacun des carreaux de 400km2.

Cette hypothèse, avancée par plusieurs auteurs (Wyrtki, 1975; Ebbermeyer and Taft, 1979; Douglas and Cheney, 1983) pourrait expliquer la persistance de plages à forts rapports, et parait d'autant plus consistante, que ces régions voisinent des zones trés énergétiques.

0.1947/5

D. CONCLUSION

Le principal objet de la première partie était de vérifier que les bouées dérivantes de la PEMG pouvaient être utilisées efficacement comme traceurs lagrangiens des courants de surface. La mise en évidence de phénomènes purement océaniques à petites et moyennes échelles a prouvé, d'une part, que les bouées dérivantes suivent effectivement le mouvement de la masse d'eau en surface, d'autre part, que la précision de localisation, par le système ARGOS embarqué à bord de satellites à orbites polaires, est suffisante pour suivre ces mouvements.

Nous avons constaté l'influence essentielle du vent sur la circulation de l'Océan Austral. La masse d'eau en surface dérive à environ 15° à gauche du vent, pris à 1000mbar, et à une vitesse équivalente à 3% de la vitesse du vent; cette valeur de 3% est employée couramment pour estimer le courant de dérive.

L'estimation du champ de courant moyen en surface à partir des dérives des bouées, même s'il est surestimé du fait de l'influence du vent sur le corps de la bouée (environ 10% d'erreur), semble correcte, tant en direction qu'en intensité.

L'influence du vent est sensible dans un large domaine de fréquences: [2 jours, 2 mois], et pas seulement en surface puisque de nombreux auteurs ont démontré qu'il existait une cohérence significative entre la tension du vent, intégrée sur tout le secteur péri-Antarctique, et des mesures de pression ou de courant faites au fond de l'océan. Le temps d'ajustement barotrope, pour l'Océan Austral, est de 9 jours (Wearn et Baker, 1980), le temps d'ajustement barocline pouvant aller jusqu'à plusieurs années (Clarke, 1983).

55

La seconde partie était consacrée à la comparaison de deux techniques spatiales utilisées pour la mcsure de la variabilité des courants de surface, l'altimétrie satellitaire, et le suivi par satellite des trajectoires de bouées dérivantes.

Pour peu que l'on respecte l'échantillonnage de chacune des séries de mesures, les quantités d'énergie cinétique turbulente déduites des deux méthodes sont du même ordre de grandeur.

La persistance de rapports importants entre les deux estimations peut provenir de différentes sources d'erreurs:

-non stationarité des champs turbulents -le champ turbulent n'est pas partout isotrope -le champ turbulent déduit des trajectoires de bouées intègre à la fois la variabilité temporelle et la variabilité spatiale dans chacun des carreaux concernés -enfin, le nombre d'estimations de courants journaliers en surface est par endroits insuffisant.

Puisque ce travail a été appliqué à la région péri-Antarctique, quelques caractéristiques de la variabilité dans cette région ont pu être précisées. Comme dans tous les océans, on observe une activité tourbillonnaire intense près des frontières ouest, mais l'Océan Austral est le seul qui présente des régions à forte variabilité loin des côtes. Ces régions sont en aval des accidents topographiques du fond de l'océan. C'est ainsi qu'on a pu déceler la présence d'ondes de Rossby stationnaires en aval du Plateau des îles Crozet, et en aval de la Discordance Antarctique. L'existence de ces ondes laisse supposer la présence d'un courant important (barotrope) au fond de l'océan Austral.

Le spectre en longueur d'onde déduit de l'altimétrie montre un pic à 220km. Fu (1983) trouve, pour les régions trés énergétiques, un pic à 250km. Divisée par 2π , cette valeur conduit à une échelle caractéristique de 35km, comparable au rayon interne de déformation de Rossby (25-45km) dans la majeur partie des océans. Le spectre en fréquence, déduit des mesures lagrangiennes de courant, met en évidence un pic à une période de 10 jours. Trois projets de campagnes altimétriques sont à l'étude actuellement: Le projet européen ERS-1, le projet américain TOPEX, et le projet français, SPOT (expérience POSEIDON).

Ce travail a permis de montrer que la définition des paramètres orbitaux du satellite SEASAT était bien adaptée à l'étude de la variabilité des courants de surface, le seul handicap ayant été la courte durée de vie du satellite.

Pour pallier les différentes sources d'erreurs rencontrées dans ce travail, il apparait cependant que plus le maillage sera fin, et plus l'intervalle de temps séparant deux passages répétitifs sera réduit, meilleure sera la restitution du champ turbulent vu par altimétrie. Nous avons observé que pour l'Océan Austral, les échelles privilégiées de la variabilité sont aux longueurs d'ondes de l'ordre de 220km, pour l'échelle spatiale, aux périodes de 10 jours pour l'échelle temporelle.

La complémentarité des deux techniques apparait à ce niveau: l'information contenue dans la dérive des bouées plus riche quant à l'apport des connaissances sur la est variabilité des courants marins de surface pour les courtes longueurs d'ondes (inférieures au rayon interne de déformade Rossby), et aux périodes proches de l'inertie (de tion à 2-3 jours). Mais il est important dans ce domaine de 0.5 bien connaitre le vent en surface, c'est pour cette raison dans l'éventualité d'une prochaine campagne couplée, que, altimétrie-bouées dérivantes, nous préconisons l'emploi de bouées capables, tout en dérivant, de mesurer le vent en surface.

57 -

E. ANNEXE I



Soient deux vecteurs aléatoires Ü et V ramenés à leur moyenne:

 $\vec{u}_i = \vec{U}_i - \vec{U}_m$ $\vec{v}_j = \vec{V}_j - \vec{V}_m$

Soient \vec{v}_{mi} une estimation du vecteur \vec{v}_{j} , vmi et ui les modules des vecteurs \vec{vmi} et \vec{u}_{i} et φ l'angle ($\vec{u}_{i}, \vec{vmi}_{i}$). La corrélation est définie telle que l'angle φ soit indépendant de ui et telle que vmi = k.ui, k étant un nombre positif indépendant de ui. Ainsi les vecteurs \vec{vmi} et \vec{u}_{i} sont liés par l'intermédiaire des paramètres φ et k supposés indépendants du vecteur ui.

Le problème est alors de déterminer les valeurs de φ et k qui réalisent le meilleur "ajustement" possible aux vecteurs $\vec{v}j$. Il est résolu en rendant minimum la somme des écarts vectoriels de $\vec{vm}i$ à $\vec{v}j$ (par analogie avec la méthode des moindres carrés utilisée dans la corrélation scalaire):

Le coefficient de corrélation vectoriel s'écrit:

$$r = \cos \varphi \frac{\sum \sum u_{i} \cdot v_{i} \cdot \cos \theta_{ij}}{N \sigma_{u} \sigma_{v}} + \sin \varphi \frac{\sum \sum u_{i} \cdot v_{i} \cdot \sin \theta_{ij}}{N \sigma_{u} \sigma_{v}}$$

où $\sigma_{\rm u}$ et $\sigma_{\rm v}$ représentent les écarts types des séries \vec{U} et \vec{V} .

$$= \frac{\sum \sum u_i \cdot v_i \cdot \cos \Theta_{ij}}{N \sigma_{ij} \sigma_{ij}}$$

. . **r'**

$$V = \frac{\sum \sum u_i \cdot v_j \cdot \sin \Theta_{ij}}{N \sigma_i \sigma_j}$$

Dans le cas particulier où $\vec{u}i$ et $\vec{v}j$ sont colinéaires quels que soient i et j, tous les Θ_{ij} sont nuls ou égaux à π et r"=0. Par suite r=r': cette particularité explique la dénomination de coefficient d'étirement donnée au coefficient r'. Dans le cas particulier où $\vec{u}i$ et $\vec{v}j$ sont perpendiculaires r'=0 et r=r": r" est de ce fait appelé coefficient de rotation.

Comme pour un coefficient de corrélation scalaire, les valeurs 0 et 1 du coefficient de corrélation vectorielle correspondent respectivement à l'indépendance (liaison nulle) et à la liaison fonctionnelle (liaison maximum), les valeurs entre 0 et 1 permettent donc <u>d'esti-</u> mer l'intensité de la liaison entre les vecteurs \vec{U} et \vec{V} .

F. BIBLIOGRAPHIE

- ACKLEY, S.F., A review of sea-ice weather relationships in the Southern Hemisphere, <u>Sea Level</u>, <u>Ice and Climatic</u> <u>Changes</u>, I. Allison, ed., International Association of Hydrological Sciences, Guildford, Great Britain, 127-159, 1981.
- BAKER, D.J., Jr., Ocean-atmosphere interaction in high southern latitudes, <u>Dynamics of Atmospheres and Oceans</u>, Vol 3, 213-229, 1979.
- BAKER, D.J., Jr., and R.B., Jr., WEARN, Deep pressure fluctuations in the Drake Passage: implications for the Antarctic Circumpolar Current, EOS, Transactions of <u>American Geophysic Union</u>, No 59, 1120 (abstract only), 1978.
- BALMINO, G., Level curve program LEVEL Broad description, Technical note B. G. I, No 1, 1981.
- BATCHELOR, G.K., An introduction to fluid dynamics, <u>Cam</u>bridge University Press, 615p, 1967.
- BLOUCH, P., M. CREPON, F.X. FUSEY, et N. DANIAULT, Observations d'oscillations d'inertie par bouées Marisondes -comparaison avec la théorie, <u>Note de Travail de</u> l'EERM, à paraitre, 1984.
- BLOUCH, P., F.X. FUSEY, J. ROLLAND, et N. DANIAULT, L'expérience de bouées dérivantes BRAN 82 - Validité et utilité des mesures du vent, <u>Note de Travail de</u> <u>l'EERM</u>, No 78, 1984.
- BRYDEN, H.L., The Southern Ocean in <u>Eddies in Marine</u> <u>Sciences</u>, Ed. by A.R. Robinson, Springer Verlag Berlin Heidelberg New York Tokio, 265-275, 1983.

CALLAHAN, J.E., Velocity structure and flux of the Antarctic Circumpolar Current South of Australia, Journal of Geophysical Research, Vol 76(24), 5859-5864, 1971.

ana an ang a babia

- CARMACK, E.C., Water characteristics of the Southern Ocean South of the Polar Front, <u>A Voyage of Discovery</u>, George Deacon 70th Anniversary Volume, Pergamon Press, 15-42, 1977.
- CAVALIERI, D., and C.L. PARKINSON, Large scale variations in observed Antarctic sea ice extent and atmospheric circulation, <u>Monthly Weather Review</u>, Vol 109, 2323-2336, 1981.
- CHENEY, R.E., J.G. MARSH and V.G. GRANO, Global mesoscale variability from SEASAT collinear altimeter data, <u>EOS, Transactions of American Geophysic Union</u>, 298 (abstract only), 1981.
- CHENEY, R.E., and B.C. DOUGLAS, Dynamic height variability between New York and Bermuda from repeated XBT sections 1969-1974, Journal of Physical Oceanography, submitted, 1984.
- CLARKE, A.J., The dynamics of large-scale wind-driven variations in the Antarctic Circumpolar Current, Journal of Physical Oceanography, Vol 12, 1092-1105, 1982.
- COLIN DE VERDIERE, A., Lagrangian eddy statistics from surface drifters in the eastern North Atlantic, Journal of Marine Research, Vol 41(3), 375-398, 1983.
- COLTON, M.T. and R.R.P. CHASE, Interaction of the Antarctic Circumpolar Current with bottom topography: an investigation using satellite altimetry, Journal of Geophysical Research, Vol 88(C3), 1825-1843, 1983.
- CREPON, M., Hydrodynamique marine en régime impulsionnel, <u>Thèse de Doctorat d'Etat</u>, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 1972.

DANIAULT, N., Circulation Océanique Antarctique, <u>METMAR</u>, No 122 ler Trimestre, 10-17, 1984.

- DANIAULT, N., J. GONELLA, and Y. MENARD, Eddy kinetic energy distribution in the Southern Ocean from Seasat altimeter and FGGE drifting buoys, in <u>Large Scale</u> <u>Oceanographic Experiments and Satellites - NATO ASI</u> <u>Series</u>, Series C Vol 128, 41-56, 1984.
- DANIAULT, N., P. BLOUCH, and F.X. FUSEY, The use of free drifting meteorological buoys to study winds and surface currents, Deep Sea Research, in press, 1984.
- DEACON, G.E.R., Southern Ocean Exploration, <u>Oceanus</u>, Vol 18(4), 2-7, 1975.
- DEACON, G.E.R., The cyclonic circulation in the Weddell Sea, Deep Sea Research, Vol 23, 125-126, 1976.
- DEACON, G.E.R., The Antarctic Ocean, <u>Interdisciplinary</u> Sciences Reviews, Vol 2, 109-123, 1977a.
- DEACON, G.E.R., Comments on a counter-clockwise circulation in the Pacific subantarctic sector of the Southern Ocean suggested by McGinnis, <u>Deep Sea Research</u>, Vol 24, 927-930, 1977b.
- DEACON, G.E.R., Antarctic water masses and circulation in <u>Polar Oceans</u>, ed. by M.J. Dunbar, Arctic Institute of North America, Calgary, Canada, 11-16, 1977c.
- DOUGLAS, B.C., R.E. CHENEY, and R.W. AGREEN, Eddy energy of the Northwest Atlantic and Gulf of Mexico determined from GOES 3 altimetry, Journal of Geophysical <u>Research</u>, Vol 88(Cl4), 9595-9603, 1983.
- EBBESMEYER, C.C., and B.A. TAFT, Variability of potential energy, dynamic height, and salinity in the main pycnocline of the Western North Atlantic, Journal of Physical Oceanography, Vol 9, 1073-1089, 1979.

EKMAN, V.W, On the influence of earth's rotation on ocean currents, <u>ARK. MAT. AST. FY.</u>, Vol 2(11), 1-19, 1905.

EL SAYED, S.Z., Biology of the Southern Ocean, <u>Oceanus</u>, Vol 18(4), 40-49, 1975.

- FANDRY, C., and R.D. PILLSBURY, On the estimation of absolute geostrophic volume transport applied to Antarctic Circumpolar Current, <u>Journal of Physical</u> <u>Oceanography</u>, Vol 9(3), 449-445, 1979.
- FLIERL, G.R., and J.C. Mc WILLIAMS, On the sampling requirements for measuring moments of eddy variability, Journal of Marine Research, Vol 35(4), 797-820, 1977.
- FU, L.L., On the wave number spectrum of oceanic mesoscale variability observed by SEASAT altimeter, <u>Journal of</u> Geophysical Research, Vol 88(C7), 4331-4341, 1983.
- FU, L.L. and D.B. CHELTON, Temporal variability of the Antarctic Circumpolar Current observed from satellite altimetry, XXXXXX, XXXXXX, 1984.
- FUSEY, F.X. et J. QUENET, Cahiers Marisondes No 5 Etude de deux expériences de bouées ancrées en Méditerrannée, <u>Note Technique de l'EERM</u>, No 35 Nouvelle Série, 1979.
- FUSEY, F.X., et J. VAUTRAVERS, Cahiers Marisondes No 14 -Premières études des dérives des Marisondes PEMG de l'Océan Indien, <u>Note Technique de l'EERM</u>, No 93 Nouvelle Série, 1981.
- GAMBERONI, 1., J. GERONIMI, P.F. JEANNIN, and J.F. MURAIL, Study of frontal zones in the Crozet-Kerguelen region, Oceanologica Acta, Vol 5(3), 289-299, 1982.
- GARRETT, J., Availability of the FGGE drifting buoy system data set, <u>Deep Sea Research</u>, Vol 27A, 1083-1086, 1980.
- GELEYN, J.F., M. JARRAUD, et J.P. LABARTHE, La prévision météorologique à moyen terme, <u>La Recherche</u>, Vol 131(13), 324-338, 1982.

GEORGI, D.P., and J.M. TOOLE, The Antarctic Circumpolar Current and the oceanic heat and freshwater budgets, Journal of Marine Research, Vol 40(Sup), 183-197, 1982.

64

- GONELLA, J., Etude des courants marins de surface induits par le vent, <u>These de Doctorat d'Etat</u>, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 1972.
- GONELLA, J., A local study of inertial oscillations in the upper layers of the ocean, <u>Deep Sea Research</u>, Vol 18, 776-788, 1971.
- GONELLA, J., A rotary method component for analysing meteorological and oceanographical vector time series, <u>Deep Sea Research</u>, Vol 19, 833-846, 1972.
- GORDON, A.L., General Ocean Circulation in <u>Numerical Models</u> Of Ocean Circulation, National Academy of Sciences Washington, D.C., 1975.
- GORDON, A.L., E.J. MOLINELLI and T. BAKER, Large Scale relative dynamic topography of the Southern Ocean, Journal of Geophysical Research, Vol 83(C6), 3023-3032, 1978.
- GORDON, A.L., H.W. TAYLOR and D.T. GEORGI, Antarctic oceanographic zonation in <u>Polar Oceans</u>, Ed. by M.J. Dunbar, Arctic Institute of North America, Calgary, Canada, 45-76, 1977.
- GORDON, A.L., and E.J. MOLINELLI, Southern Ocean Atlas, <u>New</u> York Columbia University Press, 1982.
- GORDON, A.L., and J.A.T. BYE, Surface dynamic topography of Antarctic Waters, <u>Journal of Geophysical Research</u>, Vol 77(30), 5993-5999, 1972.
- GRUNDLINGH, M.L., Drift observation from NIMBUS VI satellite tracked buoys in the Southwestern Indian Ocean, Deep Sea Research, Vol 24, 903-913, 1977.
- GRUNDLINGH, M.L., Eddies in the Southern Ocean and Agulhas Current in <u>Eddies in Marine Sciences</u>, Ed. by A.R. Robinson, Springer Verlag Berlin Heidelberg New York Tokio, 245-261, 1983.
- HAMMING, R.W., Digital Filters, <u>Prentice Hall Signal Pro-</u> cessing Series, A.V. Oppenheim Series Editor, 1977.

HARRIS, T.F.W., Features of the surface currents in the Southwest Indian Ocean, <u>Proceedings of Symposium on</u> Oceanography in South Africa, Durban, 1970.

- KIRWAN, A.D., G. MCNALLY, M.S. CHANG and R. MOLINARI, The effect of wind and surface currents on drifters, Journal of Physical Oceanography, Vol 5, 361-368, 1975.
- KIRWAN, A.D., G. MCNALLY and S. PAZAN, Wind drag and relative separations of undrogued drifters, <u>Journal of</u> <u>Physical Oceanography</u>, Vol 8, 1146-1150, 1978.
- LORENC, A.C., A global three dimensional multivariate statistical interpolation scheme, <u>Monthly Weather Re-</u> view, Vol 109, 701-721, 1980.
- LUTJERHARMS, J.R.E. and D.J. BAKER, A statistical analysis of mesoscale dynamics of the Southern Ocean, <u>Deep Sea</u> <u>Research</u>, Vol 27A, 145-159, 1979.
- McNALLY, G.J., Satellite tracked drift buoy observations of mean surface flow in the Eastern mid-latitude North Pacific, Journal of Geophysical Research, Vol 86, 8022-8030, 1981.
- McCARTNEY, M.S., Subantarctic mode water, <u>A voyage of Dis-</u> <u>covery</u>, George Deacon 70th Anniversary Volume, Pergamon Press, 103-119, 1977a.
- McCARTNEY, M.S., Water mass renewal in the Subantarctic zone, <u>Antarctic Journal of the United States</u>, Vol 12(4), 54-56, 1977b.
- MENARD, Y., Télédétection de la surface dynamique des océans par l'altimétrie. Applications à l'étude des champs turbulents géostrophiques dans l'Atlantique NW et le Pacifique NW, <u>Thèse de Docteur Ingénieur</u>, Université Paul Sabatier de toulouse, No d'ordre 791, 1982.

MENARD, Y., Observations of eddy fields in the Northwest Atlantic and Northwest Pacific by SEASAT altimeter data, Journal of Geophysical Research, Vol 88(C3), 1853-1866, 1983.

ORVIG, S., Climate of the Polar Regions, World Survey of Climatology, Ed. H.E. Landsberg, Vol 14, 1970.

PEDLOVSKY, J., Geophysical Fluid Dynamics, <u>Springer-Verlag</u> New York Heidelberg Berlin, 624p, 1979.

PILLSBURY, R.D., T. WHITWORTH, N.D. NOWLIN, and F. SCIRE-MAMMANO, Jr., Currents and temperature as observed in Drake Passage during 1975, Journal of Physical Oceanography, Vol 9, 469-482, 1979.

RADOC, U., N. STRETEN and G.E. WELLER, Atmosphere and ice, Oceanus, Vol 18(4), 16-27, 1975.

- REVERDIN, G., M. FIEUX et J. GONELLA, Expérience SINODE (Surface Indian Ocean Dynamics Experiment), Argos Users Conferences, Paris 20-22 avril, 1982.
- RICHARDSON, Ph.L., Eddy kinetic Energy in the North Atlantic Ocean from surface drifters, Journal of Geophysical Research, Vol 88(C7), 4355-4367, 1983.
- ROBINSON, A.R., Overview and summary of eddy science in <u>Ed-</u> <u>dies in Marine Science</u>, Ed. by A.R. ROBINSON, Springer Verlag Berlin Heidelberg New York Tokio, 3-14, 1983.

ROSSBY, C.G., Planetary flow patterns in the atmosphere, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol 66, 68-87, 1940.

TCHERNIA, P., Etude de la Dérive Antarctique Est-Ouest au moyen d'icebergs suivis par le satellite EOLE, <u>Polar</u> <u>Oceans</u>, Ed. by M.J. Dunbar, Arctic Institute of North America, Calgary, Canada, 107-120, 1977.

TCHERNIA, P., and P.F. JEANNIN, Observations on the Antarctic East Wind Drift using tabular icebergs tracked by satellite NIMBUS F (1975-1977), <u>Deep Sea Research</u>, Vol 27A, 467-474, 1980.

- TCHERNIA, P., et P.F. JEANNIN, Quelques aspects de la circulation océanique Antarctique révélés par l'observation de la dérive d'icebergs (1972-1983), Ed. Service <u>des Publications du Centre National d'Etudes Spa-</u> tiales, Toulouse-France, 93pp, 1983.
- VIALAR, J., Calcul des probabilités et statistiques -Statistiques, contingences, corrélations, <u>Cours du</u> <u>Ministére des Transports, Secrétariat Général de</u> <u>1'Aviation Civile, Direction de la Météorologie</u>, Tome 3, 1978.
- WEARN, R.B., Jr, and D.J., Jr, BAKER, Bottom pressure measurements across the Antarctic Circumpolar Current and their relation to the wind, <u>Deep Sea Research</u>, Vol 27A, 875-888, 1980.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, The FGGE special observing system, Part d: Southern Hemisphere Drifting Buoys System, Implementation Operations Plan for the first GARP Experiment, WMO Geneva, Vol 5, 1978
- WYRTKI, K.L., L. MAGAARD and J. HAGER, Eddy energy in the oceans, Journal of Geophysical Research, Vol 81(15), 2641-2646, 1976.
- WYRTKI, K., Fluctuations of the dynamic topography in the Pacific Ocean, Journal of Geophysical Research, Vol 5(3), 450-459, 1975.
G. FIGURES



FIGURE B-I Chaque point correspond à une observation synoptique (près de la surface) reçue au CEPMMT. On remarque de grands déserts météorologiques, notamment sur les océans et dans l'hémisphère sud.



FIGURE B-2 Points de mouillage des bouées dérivantes de la PEMG entre 30° sud et 65° sud. Les ronds caractérisent les Marisonde B, bouées françaises de la PEMG.



FIGURE B-4 Dérive de la Marisonde 14627 du 10/05/79 au 30/06/79 La bouée décrit un tourbillon cyclonique au passage du haut-fond dénommé Tabinta.



FIGURE B-4a Coupe A-A (Nord - Sud) du haut-fond Tabinta.



FIGURE B-5a Trajectoire de la Marisonde 14627 du 01/10/79 au 31/10/79 La bouée décrit une série de trois boucles dans le sens cyclonique.









FIGURE B-6 Schéma de circulation d'après 8 trajectoires de bouées dans l'Océan Indien Ouest. Le report des températures mesurées par les bouées permet de distinguer les principaux courants dans cette région.(Daniault et Al., 1982)



FIGURE B-7a Illustration d'oscillations d'inertie. La présence de boucles dans la trajectoire à la période d'inertie est la preuve d'une réponse à un signal océanique.







FIGURE B-7c Schéma de la dérive d'Ekman dans l'hémisphère sud.



Coup de vent: durée - 60 heures direction 300° force 10m/s

Couche de mélange: profondeur 25m frottement nul vitesse du courant 20cm/s direction du courant 150°

FIGURE B-7d Simulation d'oscillations d'inertie. Le trait plein représente la trajectoire réelle, le trait pointillé représente la simulation. (P.Blouch et Al., 1984)



FIGURE B-8 Trajectoires de bouées en aval du Plateau des Iles Crozet. Les lignes pointillées représentent les isobathes. Les méandres ont les caractéristiques suivantes: Amplitude: 75km - Longueur d'onde: 500km - Période: 22 jours.



FIGURE B-9

Trajectoires de bouées en aval de la Discordance Antarctique. Les courbes pointillées entourent les fonds supérieurs à 3000m. Les méandres ont les caractéristiques suivantes: Amplitude: 90km - Longueur d'onde: 460km - Période: 18jours.







FIGURE B-12 Fonction de transfert d'un filtre passe-bas du type Lanczos - N=10



FIGURE B-13 Spectre d'énergie des mesures lagrangiennes de courant après filtrage des données avec un filtre passe-bas du type Lanczos La fréquence de coupure du filtre est de 30 heures.



FIGURE B-14 Vent à 1000mbar: moyenne sur l'année 1979 des analyses biquotidiennes éffectuées par le CEPMMT en utilisant les mesures de pression des bouées dérivantes de la PEMG.



FIGURE B-15 Régime des courants de surface dans l'Océan Austral. (Tchernia, 1978)



FIGURE B-15a Topographie du fond de l'Océan Austral. Les profondeurs inférieures à 4000m sont hachurées. (Gordon et Al., 1978)







FIGURE B-17a Anomalies moyennes (1927-1973) de hauteur dynamique de la surface de la mer par rapport à 1000dbar (environ 1000m de profondeur. (Gordon et Al.,1978)



11144

FIGURE B-17b Courants géostrophiques correspondants: surface de référence à 1000dbar. (Gordon det Al., 1978)

į.



10*CM/S

FIGURE B-18

Courants géostrophiques en surface calculés par rapport à 2000dbar.



FIGURE B-19 Courants géostrophiques en surface calculés par rapport à 4000dbar.



NOMBRE DE DONNEES PAR CARREAU BOUEES DERIVANTES DE LA PEMG 79-80



NOMBRE DE MESURES INFERIEUR A 5 NOMBRE DE MESURES INFERIEUR A 20 NOMBRE DE MESURES INFERIEUR A 30 NOMBRE DE MESURES INFERIEUR A 50 SUPERIEUR A 50

FIGURE B-20



100#CM/S

FIGURE B-21 Circulation en surface déduite des dérives des bouées de la PEMG, calculée à partir des vitesses journalières moyennées par carreaux de 2°x2°.



FIGURE B-22



Courants moyens déduits des bouées supérieurs à 50 cm/s

Courants Géostrophiques Supérieurs à 15 cm/s

Figure B-23



Energie cinétique par unité de masse de la circulation moyenne basée sur des moyennes de 5° carré (Wyrtki et al., 1976)





FIGURE C-1



FIGURE C-2 Couverture des passages altimétriques du satellite SEASAT. Orbite des Bermudes du 13 septembre au 10 octobre 1978.



FIGURE C-3 Exemple de traitement des passages altimétriques répétitifs. Profil A5. (Y.MENARD, 1982)







FIGURE C-4



FIGURE C-5-a Nombre d'estimations journalières du courant en surface par carreaux de 5° de côté.





 $900 \,\mathrm{cm^2/S^2}$

Nathalie DANIAULT

(EERM) Décembre 1983

FIGURE C-5-b



FIGURE C-6 Ellipses composantes indiquant les directions privilégiées de la variabilité. Application aux mesures de courant "bouées".



FIGURE C-7


FIGURE C-8 Expérience BRAN 82: trajectoires de deux Marisondes G dans la région du Courant d'Irminger. (Daniault et Al., 1984)



















FIGURE C-14 Spectre de phase entre le courant et le vent à 1000mbar. 47 échantillons de 300 jours. (Daniault et Al., 1983)



FIGURE C-15 Spectre d'énergie des estimations du vent à 1000mbar "recalées" le long des trajectoires de bouées. Il s'agit ici du spectre du carré du vent estimé proportionnel à la tension du vent. 47 échantillons de 300 jours.



FIGURE C-16-a

Moyenne sur toute la région péri-Antarctique des valeurs de l'énergie cinétique turbulente calculées par carreaux de 5° de côté, après différents filtrages des estimations du courant "bouées".







ENERGIE CINETIQUE TOURBILLONNAIRE BOUEES ECTB (APRES FILTRAGE 6 - 24 JOURS)



NATHALIE DANIAULT (EERM) AOUT 1984

FIGURE C-17



102803

RAPPORT ECTB/ECTA (APRES FILTRAGE 6 - 24 JOURS)



NATHALIE DANIAULT (EERM) YVES MENARD (GRGS) AOUT 1984

 ${\cal S}_{1}^{(i)}$

FIGURE C-17-a













PROE 11	
5	







FIGURE C-20 Stabilité de l'énergie cinétique turbulente en fonction du nombre d'estimations de courants journaliers par carreaux de 5° de côté.