



Publications du

CENTRE NATIONAL POUR L'EXPLOITATION DES OCEANS



Actes de colloques

nº 5 - 1978



UTILISATION POUR L'OCÉANOLOGIE DES SATELLITES D'OBSERVATION DE LA TERRE

JOURNÉES NATIONALES D'ÉTUDES BREST, FRANCE, 6-8 Février 1978



CENTRE NATIONAL D'ÉTUDES SPATIALES CENTRE NATIONAL POUR L'EXPLOITATION DES OCÉANS Les Publications Scientifiques et Techniques du Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO) comportent les séries suivantes :

The Scientific and Technical Publications of Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO) contain the following serials :

- Rapports Scientifiques et Techniques ISSN 0339-2899. 1971
- Rapports Economiques et Juridiques ISSN 0339-2910. 1973
- Recueil des Travaux du Centre Océanologique de Bretagne ISSN 0336-3112. 1972
- Résultats des Campagnes à la Mer ISSN 0339-2902. 1971
- Actes de Colloques ISSN 0335-8259. 1971
- Les travaux publiés dans ces séries sont analysés par :

The works published in these serials are analysed by :

- Aquatic Sciences and Fisheries Abstracts
- Bibliographie Géographique Internationale
- Biological Abstracts
- Bulletin Signalétique du C.N.R.S. Informascience
- Chemical Abstracts
- Norois Chronique Océanographique
- Hydrographische Bibliographie
- Oceanic Abstracts
- Oceanographic Abstracts and bibliography Deep Sea Research
- Pollution Abstracts
- Underwater Information Bulletin
- Zoological Record
- Les demandes d'information et les commandes concernant toutes les publications scientifiques et techniques du CNEXO doivent être adressées à :

The inquiries and orders which concern the whole of CNEXO scientific and technical publications have to be mailed to :

SECTION DOCUMENTATION CENTRE OCEANOLOGIQUE DE BRETAGNE B.P. 337 29273 BREST CEDEX

Les publications envoyées en échange doivent être expédiées à cette même adresse. The publications sent in exchange have to be forwarded to the same address.



PUBLICATIONS DU CENTRE NATIONAL POUR L'EXPLOITATION DES OCEANS (CNEXO)

Actes de Colloques n° 5

UTILISATION POUR L'OCEANOLOGIE

DES SATELLITES D'OBSERVATION DE LA TERRE

JOURNEES NATIONALES D'ETUDES

BREST, France, 6-8 février 1978

organisées par

CENTRE NATIONAL D'ETUDES SPATIALES 129, rue de l'Université 75700 PARIS

CENTRE NATIONAL POUR L'EXPLOITATION DES OCEANS 66, avenue d'Iéna 75116 PARIS

COMITE D'ORGANISATION

CNES M. MOREL Pierre, M. BRACHET Gérard,

Directeur Général Adjoint Chef de la Division des Pr Chef de la Division des Programmes de Recherche

CNEXO M. CHERKI Claude,

Directeur Général Adjoint chargé de la Coordination Directeur du COB M. LAUBIER Lucien, M. HYACINTHE Jean-Louis, Conseiller Technique

Le volume des comptes rendus du Colloque a été préparé sous la responsabilité de

Monsieur Jean-Louis HYACINTHE du CNEXO

et

Monsieur Gérard BRACHET du CNES

avec la collaboration de Madame Annie LATHIERE

ISSN 0335-8259

ALLOCUTIONS D'OUVERTURE

ALLOCUTION DE MONSIEUR GERARD PIKETTY

Président Directeur Général du CNEXO

La télédétection, au sens où le mot va être utilisé au cours de ces journées d'études, constitue un des apports les plus originaux de la technologie moderne. Les ondes électro-magnétiques émises, réfléchies ou réfractées par un objet portent en elle nombre d'informations concernant cet objet. Comment décrypter le message ? En sélectionnant de plus en plus finement les longueurs d'onde d'une gamme de plus en plus étendue, en contrôlant, parfois, la source émettrice elle-même, nous nous dotons peu à peu de méthodes susceptibles de répondre à cette question.

A présent, un pas de plus est franchi avec l'utilisation des satellites. Et ce pas est capital pour l'océanographie. Qu'il soit géostationnaire, ou qu'il défile au-dessus du globe terrestre suivant une orbite quasi-polaire, le satellite d'observation constitue le premier moyen d'étude à la fois analytique et synthétique qui apparaisse être réellement à <u>l'échelle</u> de l'océan. La mesure à la mer, en effet, réalisée à bord d'un navire par une équipe spécialisée ou recueillie de façon automatique par un dispositif autonome, demeure, quelque effort que l'on fasse, toujours ponctuelle : le navire, la bouée, le mouillage se trouvent, à l'instant de la mesure, en un lieu précis ; la donnée qu'ils recueillent est fatalement contingente, déterminée qu'elle est, en partie tout au moins, par ce lieu et cet instant. Les océanographes ont conscience de cette limitation. Ils tentent de s'en affranchir par des études de variabilité, dont l'objet est de déterminer jusqu'à quel point la mesure qu'ils ont faite caractérise effectivement une étendue, une durée.

Autre façon d'énoncer la même idée, de décrire la même quête : on recherche suivant quelles lois les paramètres étudiés évoluent dans le temps et l'espace. Quelle meilleure façon d'aborder cette recherche que d'observer l'océan de façon permanente ou fortement répétitive, sur de grandes étendues, tout en

5

conservant la sélectivité et la résolution nécessaire ? Le satellite, par sa situation d'observateur privilégié, nous apporte cette possibilité, que ce soit grâce à son immobilité relative ou à cause de son déplacement rapide. L'amosphère elle-même cesse de représenter un obstacle pour nos investigations, dès lors que nous adjoignons aux appareills traditionnels, qui opèrent dans le visible et l'infra-rouge, des instruments sensibles aux hyperfréquences, grâce auxquels nous pouvons littéralement "voir" au travers des nuages.

C'est à nous, à présent, de savoir l'utiliser, l'équiper des capteurs appropriés, recueillir et traiter les informations qu'il nous transmet, en extraire, enfin, la connaissance dont nous avons besoin .

* *

Ce faisant, nous ne devons pas perdre de vue nos véritables objectifs. Plus un instrument est nouveau et complexe, plus il suscite la tentation de le considérer comme une fin en soi. Pour nos amis de l'espace, cette préoccupation est, bien évidemment, majeure : ils ont, entre autres, la charge de résoudre les problèmes que pose le satellite lui-même, les capteurs embarqués, les systèmes de transmission. Ils doivent développer des technologies de pointe, s'aventurer dans des régions peu explorées de l'art de concevoir et réaliser. Leur tâche est immense, leurs travaux indispensables. Sans eux, nous ne pouvons rien faire.

Mais nous, les utilisateurs, et plus particulièrement, les océanographes, nous ne devons jamais oublier que le satellite d'observation, pour passionnant qu'il soit en lui-même, n'est jamais, pour nous, qu'un moyen - moyen extrêmement puissant, certes, et qu'il convient de bien connaître pour en tirer le meilleur parti - mais moyen parmi d'autres, à l'instar d'un navire océanographique ou d'un ordinateur. Notre objectif n'est pas le satellite, mais ce que nous pouvons atteindre à travers lui. Ce qui nous importe est de savoir en quoi, comment et sous quelles conditions il peut nous aider dans notre tâche.

Or, la mission de l'océanologie est claire : accéder à la connaissance du milieu marin dans le but de mieux le gérer et le protéger et d'en exploiter rationnellement les ressources. Reste - et c'est notre rôle - à définir des modalités d'application. J'y vois, quant à mois, deux composantes : il nous faut apprendre quelles sont et comment exploiter les ressources de l'océan, d'une part ; il nous faut étudier tous les aspects d'un environnement bien particulier, d'autre part.

Quel bénéfice peut-on attendre du satellite pour cela ?

* *

Le satellite peut, en fait, jouer deux rôles : celui d'observateur et celui de relais. Le second ne sera pas évoqué au cours de ces journées d'études, puisqu'il concerne davantage les télécommunications que la télédétection. Nous devons néanmoins le conserver présent à l'esprit, car il s'agit là du seul procédé qui, lui, permette une investigation réellement sous-marins, suivant, par exemple, le schéma : capteur immergé - bouée - satellite.

En effet, lorsque l'on ne considère que l'observateur, un fait vient immédiatement à l'esprit. Etant donné la nature physique de la mesure, seule la couche superficielle de l'océan est concernée. A priori, il semble donc que cette technique privilégie l'étude de l'environnement de surface, au sens large du terme : état de la mer, températures et salinités superficielles, pollutions "flottantes", limites des glaces, modifications diverses du niveau, ..., bref, la liste en est longue et comporte tout ce qu'il est possible d'observer dans cette mince pellicule qui entoure notre globe autour de l'altitude zéro.

Cette zone est néanmoins importante. Elle est le siège des échanges thermo-dynamiques entre l'océan et l'atmosphère -et donc, son "état" conditionne le fonctionnement de la gigantesque machine thermique au cours de laquelle nous évoluons-. En outre, c'est à partir d'elle que nous pouvons avoir accès, matériellement, à la mer et à ses ressources ; c'est elle qui détermine nos conditions de travail, c'est de la connaissance que nous en avons que dépend largement notre efficacité. Nous devons nous préserver de ses colères, comme nous devons la préserver de nos dégradations. Il s'agit là de conditions préliminaires, faute desquelles l'exploitation proprement dite en restera au stade du rêve et des spéculations, ou du moins sera nécessairement plus difficile.

La connaissance de l'environnement comporte de multiples aspects. Certains ont déjà été abordés avec succès par l'utilisation des techniques de télédétection. Ainsi a-t-on pu mettre au point un système opérationnel de détection des pollutions marines par hydrocarbures, qui permet la surveillance de certaines voies maritimes particulièrement fréquentées. Le "vecteur" actuellement utilisé est l'avion, mais rien n'interdit de penser qu'une procédure comparable soit adaptable, et peut-être plus efficacement, à un support spatial.

Ainsi également -et là, le pas vers l'espace est d'ores et déjà franchi- l'observation des paramètres météo-océaniques bénéficie-t-elle au plus haut point de ces techniques : les travaux remarquables réalisés au Centre de Météorologie Spatiale de Lannion, en particulier, en sont, pour la France, une belle démonstration. De nouvelles perspectives apparaissent maintenant, qui concernent plus directement l'état de la mer, avec notamment l'utilisation du radar à antenne synthétique. Si les problèmes que pose cet instrument ne sont pas encore tous résolus -ici, je songe plus spécialement à son adaptation au satellite, qui sera tentée à bord de SEASAT-, il n'en autorise pas moins de grands espoirs.

D'une façon générale, la prévision météorologique, aussi bien terrestre que marine, ne peut que tirer profit de cet "oeil" qui, d'un seul coup, embrasse une telle étendue. Pour aller au-delà des échéances actuelles que l'on peut viser, pour tenter d'atteindre, avec une fiabilité raisonnable, au "moyen terme" - c'est-à-dire quelques cinq jours et au-delà -, la prévision a besoin d'une vision synoptique des échanges entre l'atmosphère et l'océan, ainsi que d'une meilleure connaissance des couches superficielles de celui-ci. Que l'on s'adresse à ses qualités d'observateur ou que l'on fasse appel à ses possibilités en matière de télétransmission, le satellite paraît tout-à-fait apete à fournir les éléments de réponse nécessaires. Voici, me semble-t-il, un exemple caractéristique d'objectif national ou européen autour duquel des organismes tels que la Direction de la Météorologie, le CNES et le CNEXO peuvent se rassembler.

Je ne vais pas énumérer toutes les possibilités qu'apportent ces méthodes à la connaissance de l'environnement marin, non plus que les applications qui en découlent. Laissez-mois toutefois remarquer l'intérêt qu'y portent les responsables de l'exploitation du pétrole sous-marin, notamment en Mer du Nord, ainsi que les réalisateurs des grands ouvrages côtiers : ces deux exemples suffisent, à mon sens, pour donner une idée de ce que l'on peut attendre comme progrès pratiques de la mise en oeuvre et dans une bonne conception des grands investissements relatifs à l'exploitation des océans.

* *

Une autre caractéristique de cette enveloppe terrestre accessible aux "regards" du satellite est de donner naissance à la vie et de contenir la majorité des êtres vivants connus ; on peut, grossièrement, la comparer à la biosphère et leur trouver nombre de points communs. Or, parmi les ressources marines, la matière vivante occupe une des places les plus importantes. Qu'il s'agisse de chercher à combattre la famine latente qui sévit en de nombreuses régions du globe.; qu'il s'agisse, plus modestement, des conséquences pour notre balance économique de notre consommation courante, les regards ont, de plus en plus, tendance à se tourner vers la mer et ces produits.

Le satellite peut, ici, nous aider de plusieurs façons. Ses qualités d'observateur de l'environnement, telles que je les ai décrites tout à l'heure, jointes aux connaissances que nous avons du comportement des espèces vivantes, et que nous devons améliorer, permettent d'espérer que nous apprendrons de mieux en mieux à localiser les zones favorables à leur capture par des mesures liées à divers paramètres tels que : température superficielle ou teneur en chlorophylle. Ces mêmes qualités, appliquées cette fois aux bordures côtières, nous permettront de reconnaître les sites adaptés à l'implantation de fermes aquacoles et, par contre-coup, de veiller sur les emplacements retenus, à ce qu'aucune atteinte ne soit portée à la qualité du milieu. D'une façon plus directe, il semble capable de nous faire détecter les premières manifestations de la vie, les débuts de la chaîne alimentaire, qui apparaissent sous forme de chlorophylle et, parfois, d'organismes bio-luminescents.

Nous n'avons pas encore parlé des ressources minérales que recèle l'océan. Dans ce domaine, le satellite d'observation ne peut, bien évidemment, intervenir que de façon indirecte : il ne permettra jamais d'aller "regarder" ce qui se passe sous l'eau ! En revanche, il est particulièrement bien placé pour repérer les lignes structurales qui, déssinées à terre, se poursuivent à partir du rivage : les exemples sont nombreux, et certains fameux, qui montrent que de tels tracés échappent à la vigilance de l'observateur au sol et ne peuvent être détectés que si l'on prend suffisamment de hauteur. Les corrélations établies entre ces structures découvertes du ciel et les renseignements que l'on a pu recueillir en mer, autorisent souvent la conception d'hypothèses géologiques nouvelles, alors vérifiables à moindres frais. En l'occurence, plutôt qu'à un observateur nous avons affaire alors à un guide qui nous évite de stériles égarements.

* *

A l'issus de ce rapide tour d'horizon, que peut-on conclure ? Je voudrais, tout d'abord, nous garder de trop d'enthousiasme. Le satellite est un outil remarquable, il paraît propre à servir l'océanologie dans bien des domaines. Mais, il ne fait pas tout, il ne remplace pas tout. Il vient s'ajouter à un arsenal de méthodes et de techniques. Il est un instrument important et nouveau, dont nous devons, en premier lieu, apprendre à nous servir, et apprendre à nous servir peut-être en liaison avec d'autres moyens.

A ce titre, ces journées d'études sont précieuses. Nous allons, en effet, faire le point de la situation aujourd'hui. Nous allons recenser les différentes possibilités qui s'offrent à nous, qu'elles soient déjà démontrées, ou qu'elles soient seulement supposées. Nous allons, essentiellement, dresser le catalogue des expériences passées, présentes et futures et tenter de préciser à quelles conclusions elles sont susceptibles de nous conduire.

Il ne faut pas se méprendre sur la nature de ces conclusions. Il est important, certes, de savoir si l'expérience a donné les résultats attendus, ou la raison pour laquelle les choses se sont déroulées autrement que prévu ; une expérience n'a de sens qu'accompagnée de cette réflexion constructive. Mais le type de conclusions auquel je fais allusion est d'une autre sorte. Je recherche quels sont les prolongements océanologiques d'un programme d'expérimentations axé sur la télédétection spatiale, en quoi il peut nous permettre de poursuivre de nouveaux objectifs, et ce qu'il apporte à nos travaux actuels. Nos efforts doivent tendre à montrer clairement le passage du stade expérimental à celui des résultats concrets et opérationnels.

Le colloque qui nous réunit aujourd'hui vient à son heure. Il suit de quelques mois un colloque qui s'était déjà tenu ici au mois de mars 1977, mais plus particulièrement axé sur l'étude ou l'intérêt du satellite pour l'étude de la matière vivante océanique. Cela montre que c'est un domaine qui évolue rapidement et autour duquel les réflexions s'enrichissent de jour en jour. Il coïncide, en effet, avec une phase décisive du programme national de développement des satellites d'observation "SPOT", qui apportera à nos questions des réponses que nous attendons. Il arrive quelques mois avant le lancement du premier satellite océanographique SEASAT-A, autour duquel les pays européens se sont rassemblés pour bâtir le programme "SURGE". Il concrétise une réflexion menée en commun par le CNES et le CNEXO, au cours de laquelle est apparue la nécessité de sensibiliser les équipes de recherche en océanologie à ces techniques nouvelles, de développer des programmes orientés vers leur utilisation, de mobiliser les esprits et de focaliser les efforts, de créer par une bonne organisation les conditions du succès. Il donne à l'océanographie spatiale le signal du départ.

Je tiens à remercier particulièrement encore une fois les personnalités étrangères qui ont bien voulu répondre à notre invitation en venant présenter ici leur programme et leurs réflexions.

Je remercie tout particulièrement le Docteur ALPERS, de l'Institut de Géophysique de l'Université d'Hambourg, en République Fédérale Allemande, le Docteur APEL, de la NOAA, laboratoire de l'environnement marin du Pacifique, le Docteur MORLEY, Directeur Général du Centre Canadien de Télédétection à Ottawa, le Docteur SORENSEN, du Centre Commun de Recherches des Communautés Européennes à Ispra, le Docteur TELEKI de l'Office de Géologie Marine de l'US Geological Survey, enfin MM. PLEVIN, MARELLI, BAKER, PACI de l'Agence Spatiale Européenne.

Je souhaite que les travaux soient couronnés de succès et qu'ils apportent effectivement de nombreux enseignements nouveaux.

Merci.

REPONSE DE MONSIEUR GERARD BRACHET

REPRESENTANT DE MONSIEUR HUBERT CURIEN

Président du CNES

Je voudrais indiquer que, d'une manière générale, les techniciens du spatial que nous sommes au CNES sommes toujours accusés de vouloir développer et mettre au point plus vite qu'il n'est nécessaire des techniques, disons pour le moins délicates, et en tout cas très chères. L'objet d'un colloque et de journées d'études comme celles que nous avons aujourd'hui est justement d'éviter cet écueil.

Notre enthousiasme technique que M. PIKETTY a rappelé tout à l'heure dans son introduction doit être certainement compensé et, si j'ose dire, confirmé par le dialogue incessant qu'il nous faut établir par la communauté des utilisateurs.

Les journées d'études que nous avons organisées en commun entre le CNES et le CNEXO, je crois, doivent être à la base du démarrage d'un tel dialogue et de son entretien permanent. Nous aurons, à ce sujet, un exposé du Docteur J. APEL sur la manière dont un tel dialogue s'est déroulé pour le programme SEASAT américain qui nous intéresse très directement.

J'insiste sur l'importance de la mise en route de ce que les mathématiciens appellent l'"itération" nécessaire entre techniciens de systèmes et responsables d'utilisation afin de bâtir, à une échelle qui peut se situer entre 5, 10 ou même 15 ans, un programme à "orientation océan".

Encore une fois, je voudrais, au nom du Président CURRIEN, remercier le CNEXO et remercier la direction du COB.

Merci.

SOMMAIRE

1ère SESSION : EXPERIENCE ACQUISE AU NIVEAU NATIONAL

	TOURNIER, B. Détermination des températures de surface de la mer à partir des mesures radiométriques satellitaires	33
	FAVARD, J.C. Détermination des isothermes de surface à partir de satellites météorologiques géostationnaires	53
	NOEL, J. Utilisation des données thermiques de télédétection pour l'aide à la pêche	63
	MOREL, A. et L. PRIEUR. Mesures par télédétection de la teneur de la mer en chlorophylle - Possibilités et limites des méthodes	67
	VIOLLIER, M. Expériences aéroportées de détermination de la couleur de l'océan	93
	THOMAS, Y.F. Utilisation des données LANDSAT pour la mise en évidence de la turbidité en zones littorales - limites des méthodes	109
	DESCHAMPS, P.Y. et T. PHULPIN. Correction atmosphérique des données obtenues par télédétection dans l'infrarouge	123
	DESCHAMPS, P.Y. et D. TANRE. Corrections atmosphériques pour la télédétection de la couleur de l'océan	133
	BECKER, F. Température superficielle de la mer et la transmission atmosphérique par radiométrie différentielle	141
	CAZAUX, J.C. Mise en forme et diffusion des données des satellites de télédétection	161
	ALBUISSON, M. et J.M. MONGET. Méthodes et moyens utilisés pour la mise en forme de données de satellites de télédétection : application à la cartographie thermique	181
	BALMINO, G. Traitement des mesures altimétriques de GEOS 3 - Calcul de géoïdes locaux - Apport à la connaissance globale du champ gravita- tionnel terrestre	203
2ème SE	SSION : S E A S A T	

APEL, J. The SEASAT program, its sensors, and preparations for oceanographic investigations	225
MARELLI, L. Use of EARTHNET for ocean missions	249
ALPERS, W. The radar scatterometer on SEASAT and its possible use for measuring ocean surface winds	261

		TELEKI, P.G. SEASAT-A SAR : Data flow and application experiments	273
		FONTANEL, A. Proposition d'étude faite par l'I.F.P. pour la participation au programme SEASAT	283
ćš.		CAVANIE, A. Evaluation et utilisation des données d'état de mer de SEASAT-A, Proposition du CNEXO dans le cadre de SURGE	287
28		BROCHE, P. Télédétection de l'état de surface de la mer par radar décamétrique cohérent	295
(d) (FONTANEL, A. Expériences d'études de l'état de la mer par radar latéral	309
Tá		MOGNARD, N.et B. LAGO. Détermination de la hauteur moyenne des vagues et de la vitesse du vent au niveau de la mer à partir des données altimétriques du catallite GEOS 2	207
			327
		DESCHAMPS, P.Y. Présentation de l'expérience HCMM	339
eq.		SØRENSEN, B. M. Potential applications of the ocean color, Scanner North Sea Experiment 1977	343
S.		MORLEY, L. W. Canada's participation in SEASAT-A	365
3ème	SES	SION : PROSPECTIVES	
		APEL, J. Ocean science from space	381
(8)		CAZENAVE, M. le programme SPOT et les possibilités pour l'océanographie	395
SVN	THE		411
0114			411
	×	1ère session par M. Jean-Louis HYACINTHE 2ème session par M. Gérard BRACHET 3ème session	
		1ère partie : Prospective sur les sujets et les programmes 2ème partie : Prospective sur les hommes et les structures	
ēn.			
			1999
. 6.6		and president operations in the second second in 1990, in the second second second second second second second	
1.1.4			
the state		1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1	
t res		and a start of a second start was a second of the second of the second of the second second second second secon Second Second	

LISTE DES ORATEURS

Téléphone

(93) 33.05.58

ALBUISSON Michel

Ingénieur Ecole des Mines de Paris Sophia Antipolis 06560 VALBONNES

Bundestrasse 55

D-2 Hamburg 13

R.F.A.

Université d'Hambourg 040-4123 35 48 ou 040-4129 51

APEL John

ALPERS Werner

N. O. A. A. US Department of Commerce Environmental Research Laboratories Pacific Marine Environmental Laboratory 3711 - 15th Avenue Northeast Seattle -Washington 98105 U.S.A.

BALMINO Georges

Ingénieur C.N.E.S./G.R.G.S. 18, avenue Ed. Belin 31055 TOULOUSE CEDEX

(61) 55.11.12 postes 5427 5011

(88) 36.35.32

BECKER François

Professeur d'Université Université Louis Pasteur G. T. S. 7, rue de l'Université 67000 STRASBOURG

BROCHE Pierre

Professeur Centre Universitaire de Toulon L.S.E.T. La Giponne Boulevard des Armaris 83100 TOULON

(94) 27.13.49

Océanographe Physicien Centre Océanologique de Bretagne B.P. 337 29273 BREST CEDEX

> Ingénieur C.N.E.S./CT/EMR/MT/BDP 18, avenue Ed. Belin 31055 TOULOUSE CEDEX

> > Ingénieur C.N.E.S./CT/OTC/D 18, avenue Ed. Belin 31055 TOULOUSE CEDEX

Chercheur Laboratoire d'Optique Atmosphérique Université de Lille B.P. 36 59650 VILLENEUVE D'ASQ

Maître de Recherche Institut Français du Pétrole B.P. 311 92506 RUEIL-MALMAISON CEDEX

Ingénieur C.N.E.S./CT/OTC/TH Division Observation de la Terre et Collecte des données 18, avenue Ed. Belin 31055 TOULOUSE CEDEX

Ingénieur Agence Spatiale Européenne 8-10, rue Mario Nikis 75738 PARIS CEDEX 15 poste 569

(98) 80.46.50

(61) 55.11.12 poste 42.78

(61) 53.11.12

(20) 91.92.22 poste 21.66

749.02.14

(61) 53.11.12

576.55.78

CAZAUX Jean-Claude

CAVANIE Alain

CAZENAVE Michel

DESCHAMPS Pierre-Yves

FONTANEL André

FAVARD Jean-Claude

MARELLI Livio

MOGNARD Nelly

MOREL André

Ingénieur C.N.E.S./G.R.G.S. Down Provide Poste 50.76 18, avenue Ed. Belin 31055 TOULOUSE CEDEX

Maître Assistant

(61) 53.11.12

(93) 55.56.56

Université Pierre-Marie Curie Laboratoire de Physique et Chimie Marines Station Marine de Villefranche B.P. 8 06230 VILLEFRANCHE-SUR-MER

MORLEY Lawrence W.

(6) 993.10.21 Scientist SURSAT Program Chairman Director General Canada Center for Remote Sensing Department of Energy, Mines and Resources OTTAWA Canada

NOEL Jacques

SORENSEN Benny M.

TELEKI Paul

Joint Research Centre EURATOM 21020 ISPRA (VA) Italie

Océanographe Physicien Responsable du traitement

Bureau de Télédétéction

70 - 74, route d'Aulnay

Chercheur

numérique au

0.R.S.T.O.M.

93140 BONDY

847.31.95

(0332) 78.01.31 poste 402

Chairman SEASAT-A SAR Experiment Team United States Department of the Interior Geological Survey RESTON Virginia 22092 U.S.A.

657.12.86 Chercheur THOMAS Yves-François poste 616 Laboratoire de Géographie Ecole Normale Supérieure 1, rue Maurice Arnoux 92120 MONTROUGE (96) 38.44.33 TOURNIER Bernard Météorologie Nationale Centre de Météorologie Spatiale de Lannion 22301 LANNION (20) 91.92.22 Ingénieur sous contrat VIOLLIER Michel poste 21.69 Université de Lille Laboratoire d'Optique Atmosphérique B.P. 36 59650 VILLENEUVE D'ASQ

18

LISTE DES PARTICIPANTS

ALONCLE Henri Océanographe Biologiste (40) 74.99.81 I.S.T.P.M. Rue de l'Ile d'Yeu B.P. 1049 44037 NANTES CEDEX

> Ingénieur Société Thomson-CSF Division Avionir-Space 178, boulevard G. Péri 92200 MALAKOFF

29273 BREST CEDEX

Maître de Recherches

15, quai Anatole France

Chargé de Mission

Ingénieur

C.N.R.S.

75007 PARIS

C.O.B. B.P. 337 655.44.22 poste 087

(98) 80.46.50

555.92.25 poste 24.72

Ingénieur (61) 53.11.12 Agence Spatiale Européenne poste 45.71 ESA/PMO CST Toulouse (C.N.E.S.) 18, avenue Ed. Belin 31055 TOULOUSE CEDEX

Equipe "Pêche" Département Scientifique C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX

Ingénieur Géographe Institut Géographique National 2, avenue Pasteur 94160 SAINT-MANDE (98) 80.46.50

374.12.15

ARHAN Michel

ANTHOUARD Pierre

AUBRY Michel

BAKER Ralph

BARD François-Xavier

BAUDOIN Alain

Géologue Service de Géologie Appliquée C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX

BERRIT Georges-Roger

BERROIR André

BERNE Serge

BERTAIL Bernard

BRACHET Gérard

BERNARDET Pierre

CHABREUIL Aline

CITEAU Jean

Océanographe 0.R.S.T.O.M. 84, rue Jullien 92170 VANVES

Professeur Directeur du L.M.D. Laboratoire de Météorologie Dynamique Ecole Polytechnique Route département 36 91128 PALAISEAU CEDEX

941.82.00 poste 23.60

(98) 80.46.50

poste 593

644.21.01

Compagnie Française des Pétroles Techniques Pétrolières Marines 39 - 43, quai A. Citroën 75739 PARIS CEDEX 15

Chef de la Division des 555.91.21 Programmes de Recherche C.N.E.S. 129, rue de l'Université 75007 PARIS

C.N.E.S. 555.91.21 129, rue de l'Université 75007 PARIS

C.N.E.S. 555.91.21 129, rue de l'Université 75007 PARIS

Chercheur 0.R.S.T.O.M 29, rue des Pêcheurs B.P. V18 ABIDJAN Côte d'Ivoire

CRUETTE Jacques

CREPON Michel

Chercheur 0.R.S.T.O.M. 24, rue Bayard 75008 PARIS

Muséum - CNRS Laboratoire d'Océanographie Physique Muséum National d'Histoire Naturelle 43 - 45, rue Cuvier 75231 PARIS CEDEX 05

DELLOUE Jean

Professeur 033.31.02 Université de Paris VI Laboratoire de Géophysique Externe 4, avenue de Neptune 94100 SAINT-MAUR-DES-FOSSES

DEMERLIAC Antoine

EZRATY Robert

Ingénieur en Chef de 1'Armement E.P.S.H.O.M. 29283 BREST CEDEX

29273 BREST CEDEX

Ingénieur

C.O.B. B.P. 337

(98) 80.80.80 poste 24.890

(98) 80.46.50 Laboratoire de Physique poste 564

FISZLEIBER Francis

Ingénieur C.N.E.S. 129, rue de l'Université 75007 PARIS

555.91.21

FUSEY François

Ingénieur Météorologie Nationale C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX

(98) 80.46.50

707.85.44

221.31.52

GALLARDO Yves

GELCI Robert

GENTRIC Pierre

GONELLA Joseph

GRAU Gérard

Océanographe Physicien O.R.S.T.O.M. C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX (98) 80.46.50 poste 695 ou 697

(98) 80.46.50

Météorologiste Direction de la Météorologie C.M.M. - C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX

Officier Météorologiste

de la Marine Nationale Préfecture Maritime de

la 2e Région 14, rue d'Estrées 29240 BREST NAVAL (98) 80.80.80 poste 24.187

Directeur de Recherches 707.85.44 C.N.R.S. ou 707.19.00 Laboratoire d'Océanographie Physique Muséum National d'Histoire Naturelle 43 - 45, rue Cuvier 75231 PARIS CEDEX 05

Ingénieur 967.11.10 Institut Français du Pétrole B.P.311 92506 RUEIL-MALMAISON

HALLEGOUET Bernard

Ingénieur Université de Bretagne Occidentale B.P. 860 29279 BREST CEDEX (98) 03.06.87 poste 274

HIEBLOT James

Directeur du C.R.P.E. C.N.E.T./C.N.R.S. Avenue de la Recherche Scientifique 45045 ORLEANS CEDEX (38) 63.00.86

HISARD Philippe

Océanographie Physicien 0.R.S.T.O.M. C.O.B. B.P. 337

(98) 80.40.50

HOUDART Michel

IMBAULT Danièle

KALINOWSKI Richard

LAIDET

LANNELONGUE Norbert

LEFEBVRE Michel

29273 BREST CEDEX

Océanographe C.N.E.X.O. 66, avenue d'Iéna 75116 PARIS

72.355.28

Stagiaire de Recherche 941.82.00 Laboratoire de Météorologie poste 23.82 Dynamique Ecole Polytechnique Route Départementale 36 91120 PALAISEAU CEDEX

Ingénieur Technique et Développement Industriel C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX

(98) 80.46.50

G.D.T.A. 18, avenue Ed. Belin 31055 TOULOUSE CEDEX

> (61) 55.11.12 poste 48.34

C.N.E.S. 18, avenue Ed. Belin 31005 TOULOUSE CEDEX

18, avenue Ed. Belin 31055 TOULOUSE CEDEX

Ingénieur

Ingénieur

G.R.G.S.

C.N.E.S.

(61) 53.11.12 poste 54.84 ou 50.11

Chargé de Recherche (76) 44.79.66 LE PROVOST Christian Institut de Mécanique de Grenoble B.P. 53 38041 GRENOBLE CEDEX (61) 53.13.13 Ingénieur (Mme) LE TOAN T. C.E.S.R. 9, avenue du Colonel Roche 31029 TOULOUSE CEDEX (98) 80.46.50 Service d'Exploitation des LE VERGE François Ordinateurs C.O.B. B.P. 337 29293 BREST CEDEX (98) 80.46.50 Chercheur MERLE Jacques 0.R.S.T.O.M. C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX Université de Bretagne MOIGN Annick Occidentale B.P. 860 Avenue Le Gorgeu 29200 BREST (98) 80.46.50 C.O.B. MOIGN Yvon B.P. 337 29273 BREST CEDEX (01.87) 503.540 Océanographe MOLCARD Robert Saclant Asw Research

24

Centre

Italie

Viale San Bartolomeo, 400

19026 LA SPEZIA

MONGET Jean-Marie

(93) 33.05.58 Maître de Recherches Centre de Télédétection et Analyse des Milieux Naturels Ecole des Mines Sophia Antipolis 06560 VALBONNE

MORLIERE Alain

PARENT DU CHATELET Jacques

Océanographie Physicien (98) 80.46.50 0.R.S.T.O.M. C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX

(61) 53.11.12

poste 54.92

PACI Guido

Ingénieur E.S.A. ESA/M.P.O. 18, avenue Ed. Belin 31055 TOULOUSE CEDEX

Chercheur

033.31.02

Laboratoire de Géophysique Externe (Groupe Télédétection) Université de Paris VI 4, avenue de Neptune 94100 SAINT-MAUR-DES-FOSSES

(98) 44.77.98

PASTRE Claude

604.91.51 Ingénieur Direction de la Météorologie 77, rue de Sèvres 92106 BOULOGNE-BILLANCOURT CEDEX

PHILIPONEAU Pierre

Ingénieur Général de l'Armement Président du Groupe de Brest de l'Institut de la Mer 55, rue Traverse 29200 BREST

> (98) 80.46.50 poste 445

PHLIPPE Michèle

Ingénieur Météorologie Nationale C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX

PICAUT Joël Maître Assistant en Océanographie Université de Bretagne Occidentale Avenue Le Gorgeu 29200 BREST PLEVIN John Agence Spatiale Européenne 576.55.78 8 - 10, rue Mario Nikis 75738 PARIS CEDEX 15 PONTIER Louis Ingénieur au C.N.R.S. 941.82.00 Laboratoire de Météorologie poste 23.67 Dynamique Ecole Polytechnique Route Départementale 36 91128 PALAISEAU CEDEX PREVOSTO Bernard Ingénieur Informatique (98) 80.46.50 C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX Chercheur Scientifique (93) 55.56.56 Laboratoire Physique et PRIEUR Louis Chimie Marines Station de Marine de Villefranche B.P. 8 06230 VILLEFRANCHE-SUR-MER ROMANA Louis Océanographe (98) 80.46.50 C.O.B. B.P. 337

ROUMP Jacqueline

Etudiante en Géographie Faculté des Lettres et Sciences Sociales de Brest Section de Géographie B.P. 860 29279 BREST CEDEX

29273 BREST CEDEX

SAINT Gilbert

C.N.E.S. 18, avenue Ed. Belin 31055 TOULOUSE CEDEX (61) 53.11.12

SCHMIED Loys

SCRIBOT Alain

Ingénieur 886.12.85 Service des Phares et Balises 12, route de Stains 94380 BONNEUIL-SUR-MARNE

 Ingénieur
 555.91.21

 C.N.E.S.
 poste 447

 129, rue de l'Université
 75007 PARIS

Chef du B.N.D.O. C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX

(98) 80.46.50

THIBAUDEAU Alain

STANISLAS Gaëtan

Ingénieur INTERTHON Pêche et Froid B.P. 229 62203 BOULOUGNE CEDEX (21) 31.51.97

THOMAS Guy

Ingénieur C.N.E.S. 18, avenue Ed. Belin 31055 TOULOUSE CEDEX (61) 53.11.12 poste 48.48

VEILLAS Christian

Ingénieur C•N•E•S• 129, rue de l'Université 75007 PARIS 555.91.21

(98) 80.46.50 poste 692

VERCESI Lorenzo

Océanographe O.R.S.T.O.M. C.O.B. B.P. 337 29293 BREST CEDEX VERSTRAETE Jean-Marc

Océanographe O.R.S.T.O.M. C.O.B. B.P. 337 29273 BREST CEDEX

(98° 80.46.50

VITUREAU Paul-Marc VITUREAU Paul-Marc Chef du Département ''Interactions Océan-Atmosphère'' C.N.E.X.O. 66, avenue d'Iéna 75116 PARIS

WALD Lucien

3ème cycle 707.85.44
G.R.O.S.
Laboratoire d'Océanographie Physique
Muséum National d'Histoire
Naturelle
43-45, rue Cuvier
75231 PARIS CEDEX 05

WEILL Gilbert

Direction des Programmes et de la Politique Industrielle C.N.E.S. 129, rue de l'Université 75007 PARIS

555.91.21

28

INDEX DE SIGLES

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer (Tiros N)
BNDO	Banque Nationale des Données Océaniques
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
CNET	Centre National d'Etudes des Télécommunications
CNEXO	Centre National pour l'Exploitation des Océans
CRPE	Centre de Recherches en Physique de l'Environnement terrestre et planétaire
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
COB	Centre Océanologique de Bretagne
CZCS	Coastal Zone Color Scanner (Nimbus G)
DCPLS	Data Collection and Plateform Location System (Tiros N)
EARSL	European Association of Remote Sensign Laboratory
ESRO	European Spatial Research Organization
EPSHOM	Etablissement Principal du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine
GDTA	Groupement pour le Développement de la Télédétection Aérospatiale
GRGS	Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale
GROS	Groupe de Recherche en Océanographie Spatiale
GTS	Groupe de Recherche en Télédétection radiométrique
HCMM	Heat Capacity Mapping Mission
HCMR	Heat Capacity Mapping Radiometer
ISTPM	Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
LOA	Laboratoire d'Optique Atmosphérique
LSEET	Laboratoire de Sondages Electromagnétiques de l'Environnement terrestre
MNHN	Muséum National d'Histoire Naturelle
MSS	Multispectral Scanner (LANDSAT C)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ORSTOM	Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
PEMG	Première Expérience Mondiale du GARP
SAR	Synthetic Aperture Radar (SEASAT A)
SASS	SEASAT A Scatterometer System
SMMR	Scanning MUltichannel Microwave Radiometer (Nimbus G/Seasat A)
SPOT	Système Probatoire d'Observation de la Terre
SST	Sea Surface Temperature
SURGE	Seasat Users Research Group of Europe

Première session

EXPERIENCE ACQUISE AU NIVEAU NATIONAL

Expérimentations réalisées : objectifs initiaux et résultats obtenus. Bilan des difficultés rencontrées

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Collog., n° 5, pages 33 à 51

> DETERMINATION DES TEMPERATURES DE SURFACE DE LA MER A PARTIR DES MESURES RADIOMETRIQUES SATELLITAIRES

> > par

B. TOURNIER

Centre de Météorologie Spatiale 22301 Lannion

RESUME

Le CMS de Lannion exploite journellement, depuis 1975, les données radiométriques (VIS & IR) VHRR des satellites météorologiques de la NOAA, afin d'extraire entre autre, la température de surface des océans.

Ceci repose sur l'utilisation d'une technique de détermination de pics sur un histogramme croisé (Visible-Infrarouge), construit à partir de 64 x 64 pixels).

La variation de la réflectivité dans le visible et de la température dans l'infrarouge permet de différencier, dans 95% des cas, les différentes surfaces présentes dans la maille.

Mis à part quelques rares périodes de mal fonctionnement du radiomètre, (défauts de mise à zéro-saut de réponse), la mesure radiométrique est assortie d'un bruit quasi aléatoire de l'ordre de 0.7° que notre technique de détermination statistique élimine.

La précision de la détermination de la température de surface (dans le cas de notre analyse) est uniquement liée à la variabilité de la perturbation atmosphérique.

Nos études sur l'Atlantique Nord donnent un écart guadratique moyen sur une année de 1,2° entre les températures restituées et les mesures des bateaux sélectionnés.

Nous montrons qu'il n'est pas réaliste de paramétrer cette perturbation sans faire appel à des mesures de la température et de l'humidité des basses couches : mesures radiométriques de sondeur vertical, ou à une analyse multispectrale de mesures radiométriques dans les fenêtres infrarouge : mesures de l'AVHRR de TIROS-N. Nous pensons alors, atteindre une précision de l'ordre de $0,5^{\circ} - 0,7^{\circ}$, tout en réduisant la taille de notre maille (32 x 32 pixels et peut-être moins).

Nous avons, d'autre part, développé une technique simple pour mettre en évidence le gradient thermique à échelle fine, en cas de ciel clair. ABSTRACT

For 1975, the CMS of Lannion has been retrieving the sea surface temperature from VHRR infrared and visible radiometry of NOAA's meteorological satellites.

This, using a technique of clusters determination on bidimensional histogram (visible & infrared) built from 64x64 pixels.

The variation of reflexivity (visible) and temperature (infrared) induces a differentiation of surfaces located in the spot, in 95% of the cases.

Excepted in some rare periods of radiometer disfunctionning (lack of zero definition - response jump) a quasi-aleatory noise is coming with the radiometry response, in the region of 0.7° which our statistical algorithm gets rid of.

The accuracy of sea surface retrieval (in our analysis) depends only on the atmospheric disturbance variability.

Our studies on North Atlantic give, during one year, an 1.2° rms error, between ships reports and satellites measurements.

We point out that it is not realistic to parametrize this disturbance without knowing the lower atmosphere temperature and humidity (vertical sounder measurements) or multispectral analysis in infrared windows (TIROS-N, AVHRR measurements). Then, we think we can reach a $0.5^{\circ}-0.7^{\circ}$ accuracy, while increasing our spatial definition to 32 x 32 pixels and even less.

On the other hand, we have developped a simple algorithm on purpose to show off the small scale temperature gradient when clear sky.

MOTS - CLES : Température de surface de la mer, perturbation atmosphérique, différenciation mer-nuage.

INTRODUCTION

L'Etablissement d'Etudes et de Recherches Météorologiques a développé une méthode de traitement automatique des données radiométriques VHRR, en provenance des satellites ITOS de la NOAA.

Ce système de traitement fonctionne de façon opérationnelle, journellement depuis 1975.

Cette méthode, fondée sur l'étude simultanée des mesures faites dans le spectre visible et dans le spectre infrarouge, permet de retrouver la température superficielle de la mer, la nébulosité sur mer, la température radiative du sommet des nuages et la température radiative sur terre. Dans l'exposé ci-après, nous nous préoccupons principalement de l'évaluation de la qualité du champ thermique de surface de la mer, ainsi restitué, et de son amélioration. L'état de nos connaissances sur la radiométrie en milieu nuageux ne nous permet pas de parler de température pour un nuage, mais d'équivalent radiatif, le problème est identique pour la terre.

Nous avons évalué la stabilité dans le temps de la réponse des radiomètres, ainsi que le rôle de la perturbation atmosphérique. Nous avons étudié les moyens pour s'en affranchir.

Nous avons, d'autre part, développé une technique simple pour mettre en évidence le gradient thermique à échelle fine, en cas de ciel clair.

1. TRAITEMENT DES DONNEES RADIOMETRIQUES

1.1. Généralités sur les mesures

La mesure radiométrique infrarouge s'applique à l'énergie thermique émise par une surface. La loi de Planck sur le corps noir, nous permet de calculer la température de surface du corps émetteur.

Dans le visible, la mesure radiométrique est fonction du pouvoir réflecteur, et permet ainsi de différencier les surfaces visées par le radiomètre moyennant une connaissance qualitative de leur réflectivité.

La mer par exemple, très peu réfléchissante, apparait "noire", tandis qu'un nuage, beaucoup plus réfléchissant, sera "blanc" ; une terre pourra prendre toutes les teintes "grises" intermédiaires. (fig. 1).

La mesure infrarouge VHRR est effectuée dans l'intervalle spectral : $10.5 - 12.5 \mu$; elle permet d'accéder à la température de la surface émettrice (température de peau : quelques microns d'épaisseur), connaissant les caractéristiques d'émission du rayonnement thermique de la surface émettrice considérée. L'intervalle spectral est choisi de façon à minimiser la perturbation de l'atmosphère.

1.2. Discrimination mer-nuage

La principale difficulté rencontrée dans la restitution automatique de la température de surface, est la discrimination nuageuse. En effet, ayant calculé la température d'une surface, il faut la caractériser et lui restituer sa nature (mer, nuage, terre, etc...).

Nous avons choisi d'utiliser une analyse statistique bi-dimensionnelle du signal, en construisant sur une maille de 64 x 64 points de mesure, un histogramme sur les deux dimensions visible et infrarouge. L'avantage de cette technique est une discrimination quasi parfaite des nuages (95% de réussite), et l'élimination du bruit aléatoire superposé au signal (analyse statistique portant sur 4096 mesures par maille). (fig. 1.2.)

L'inconvénient vient du fait que nous obtenons une résolution spatiale de 64 x 64 km, ce qui est amplement suffisant pour les besoins de la météorologie synoptique, mais, l'est peutêtre moins pour les applications océanologiques. D'autre part, s'il existe un gradient de température sur la maille, nous attribuerons à toute la maille la température moyenne ou la température la plus chaude, selon les masses d'eau en présence, faisant ainsi disparaitre certaines irrégularités locales du champ de température.

1.3. Principe de l'histogramme visible-infrarouge

Pour chacune des mailles de 64 points consécutifs par 64 lignes VHRR adjacentes, nous obtenons 4096 couples de valeur infrarouge et visible. Ces valeurs sont comptabilisées sur un histogramme à deux dimensions, où les courbes de niveau représentent l'occurence des couples.

On visualise ainsi autant de pics qu'il y a de surfaces différentes dans la maille.

Nous pouvons ainsi différencier des surfaces ayant la même brillance visible et des températures différentes, et réciproquement. Ainsi, nous distinguerons la mer d'un stratus bas qui sont souvent à la même température ; de même que des strato cumulus et des alto cumulus qui ont la même brillance visible.

Le bruit étant quasi aléatoire, les pics définissent un volume gaussien, ce qui nous permet de le calculer. Nous pouvons donc, en mesurant les coordonnées et le volume de chaque "pic", obtenir la brillance, la température et le pourcentage d'occupation des éléments constitutifs de la surface étudiée. (fig. 1.3.A, 1.3.B, 1.3.C, 1.3.D).

1.4. Paramètres annexes

Les paramètres orbitaux du satellite nous permettent de calculer :

- la position géographique de chaque maille, et donc de savoir s'il s'agit d'une terre, d'une côte ou de la mer.
- l'inclinaison du soleil sur la surface visée, afin de s'affranchir des zones situées dans la nuit où la mesure visible ne nous est plus d'aucune utilité, et de déterminer les zones de réflexion spéculaire du soleil.
- l'angle d'inclinaison de l'axe de visée du radiomètre, afin de tenir compte des variations de trajet optique.

2. VALIDITE DE LA MESURE SATELLITAIRE

Nous nous sommes attachés à la vérification des températures de mer ainsi obtenues.

Nous avons montré, par une analyse du bruit du signal, que le bruit était quasi aléatoire et équivalent à 0.7°.

Nous avons observé un défaut de remise à zéro du radiomètre ; ce défaut n'a pratiquement pas de conséquence, sauf pendant quelques rares périodes où l'on observe un effet de bande qui perturbe la mesure.

Nous avons ensuite comparé nos données aux champs de température établis à partir des données de navire.

De cette comparaison, il ressort que l'on ne peut effectuer une comparaison fine des résultats, les mesures de bateau ne formant pas une référence absolue. D'une part, parce que la mesure est systématiquement arrondie au demi degré, et dans 50% ces cas au degré entier, d'autre part parce que ces mesures sont en général effectuées à la prise d'eau de refroidissement des machines, à une profondeur variant entre 1 et 10 m selon le bateau et son état de charge. (fig. 2.A).

Il ressort malgré tout qu'il existe un écart moyen entre les températures VHRR et les températures de navire. Cet écart varie selon la saison, bien entendu, puisque l'absorption atmosphérique en est la principale cause ; il varie aussi lorsque l'on passe d'un radiomètre à l'autre, ce qui montre qu'il existe des différences de calibration en valeur absolue entre les radiomètres.

Ceci entraine la nécessité d'un recalage de nos mesures par une vérité mer.

L'écart de température entre les mesures satellitaires et les mesures de navire oscille autour d'une valeur moyenne avec un écart quadratique de 1.2°, lorsque l'on effectue une statistique sur toute une année. (fig. 2B).

La précision de la mesure de la température de surface de la mer restituée par traitement automatique est limitée par la variabilité de l'absorption atmosphérique qui va de 0.5 à 2° dans les régions polaires, à 9° dans les régions équatoriales.

Ces variabilités sont essentiellement dues à la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère et à la température de l'air dans les basses couches.

Nous sommes arrivés à la conclusion que toute paramétrisation sérieuse de la perturbation atmosphérique passe par la connaissance de ces deux grandeurs, ou par l'utilisation de mesures radiométriques supplémentaires permettant de les prendre en compte.

3. POSSIBILITES MULTISPECTRALES ET PERSPECTIVES

Nous avons tout d'abord essayé de corriger nos mesures de la perturbation atmosphérique à l'aide des mesures faites par le sondeur vertical VTPR, porté par les satellites NOAA. Nous avons obtenu des résultats intéressants, en utilisant la mesure faite dans le canal vapeur d'eau à 18.7 μ . Unesimulation théorique conduit à une variabilité de 0.4°. (fig. 3A et 3B).

Une analyse statistique sur les mesures réelles VHRR-VTPR-Bateau nous a donné une régression linéaire dont le résidu vaut 0.5°.

L'utilisation de sondeurs verticaux est donc très intéressante, mais retentit lourdement sur le système informatique.

Une solution plus élégante, quoique un peu moins précise, sera obtenue par une analyse multispectrale du signal AVHRR du futur satellite météorologique de la NOAA, TIROS-N. (lancé mi-78).

En effet, le découpage en deux canaux de la fenêtre atmosphérique (10.5 - 11.5 μ et 11.5 - 12.5 μ) nous permettra de prendre en compte automatiquement la perturbation atmosphérique, et d'obtenir ainsi des mesures de température de surface de la mer, avec une précision de l'ordre de 0.5° à 0.7°. Ce travail fait, actuellement, l'objet d'une coopération avec le laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille.

L'amélioration de la qualité technologique des senseurs de TIROS-N nous permettra de plus, de réduire la maille de notre analyse. Nous pensons ainsi obtenir une mesure affranchie de toute présence nuageuse dans la maille, et de la perturbation atmosphérique, tous les 32 pixels : soit environ tous les 35 km, et peutêtre moins, suivant la qualité des détecteurs.

L'utilisation du satellite NOAA 5, porteur du radiomètre VHRR, nous permet de couvrir l'Atlantique Nord une fois par jour; ceci représente environ 8000 points de mesure, dont 30 à 50% sont occultés par les nuages. (fig. 3C).

Les futurs satellites TIROS-N, volant en paire et couvrant ainsi une même zone toutes les 6 heures, nous permettront de combler une partie de^s"trous", et d'arriver ainsi à une couverture de 75 à 80% de l'Atlantique, ainsi qu'une bonne partie de la Méditerranée.

Nous comptons, de plus, appliquer ce type de traitement aux mesures du satellite expérimental HCMM et profiter ainsi d'une résolution 4 fois supérieure (500m).
4. ETUDE DES GRADIENTS THERMIQUES

Ce système de mesure fournissant une valeur tous les 64km, a le défaut de ne pas mettre en évidence les structures thermiques d'échelle plus fine.

C'est pourquoi nous avons juxtaposé à cette analyse la technique de visualisation des structures thermiques à la résolution maximale, c'est à dire 900m.

Pour ce faire, nous opérons une dilatation de dynamique sur la gamme de température de la zone qui nous intéresse. Nous affectons ainsi des niveaux de gris discernables à l'oeil, à des masses d'eau de températures différentes de 0.5°.

Nous avons pu mettre ainsi en évidence un nombre très élevé d'irrégularités du champ thermique à la surface de la mer, surtout dans la région méditérranéenne. (fig. 4A, 4B).

CONCLUSION

Ces différentes techniques nous permettent actuellement d'étudier le champ thermique de la surface des océans. Dans un avenir proche, compte-tenu de l'amélioration de la qualité des mesures, nous pensons pouvoir étudier des phénomènes à méso-échelle, comme la variation diurne, l'effet de certains phénomènes météorologiques : vents, pluie ; les pollutions thermiques, etc... Figure 1.1. : Montage photographique montrant les images VISIBLE (A) et INFRAROUGE (B), reçues à Lannion le 22 février 1977 en provenance du radiomètre VHRR de NOAA 5, et les analyses automatiques obtenues sur imprimante : champ de température de surface de la mer (C), et nébulosité sur mer (D)















FIG. 2.A. Températures de la mer relevées par les navires

46



FIG. 2.B. Exemple de résultats de comparaison.







B Enveloppe des erreurs en utilisant la mesure à 18,7 ju du VTPR dans la regression FIG. 3.C.





On peut voir les tourbillons dans la mer d'Alboran, ainsi qu'une tache d'eau chaude au large d'Alicante.



On peut remarquer un vaste tourbillon d'eau au nord de la Cyrénaïque, et un vaste écoulement d'eau froide de part et d'autre de la Crète, venant de la mer Egée. Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO-BREST,6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Collog., nº 5, pages 53 à 61

> DETERMINATION DES ISOTHERMES DE SURFACE A PARTIR DE SATELLITES METEOROLOGIOUES GEOSTATIONNAIRES

> > par

J-C. FAVARD

Centre National d'Etudes Spatiales-18, Avenue E.Belin - 31055 TOULOUSE CEDEX

RESUME

Les deux difficultés majeures pour la détermination des températures de surface à partir de mesures radiométriques infra-rouge sont :

- l'évaluation de l'absorption en atmosphère standard pour déterminer des températures absolues,
- la détection des informations contaminées par des phénomènes transitoires : nuage, brume,...

La haute répétitivité des mesures sur un même point par satellites géostationnaires permet du moins en partie de lever cette seconde difficulté en choisissant les instants où le point visé n'était pas recouvert de nuage.

ABSTRACT

The two main difficulties for sea surface temperature determination from infra red radiation measurement are :

- absorbsion evaluation in standart atmosphere for absolute temperature determination.
- detection of transitory phenomene contamined information as cloud, ...

The high repetitivity of measurement over the some element from geostationary satellite allow partially to solve this second problem by croosing the moment when the element is not cloud covered.

53

INTRODUCTION

La détection des températures de surface de la mer est un paramètre important aussi bien dans des activités de recherche océanographiques et météorologiques par exemple que dans des activités industrielles pêche, 'ranspor' maritime. L'observation par satellite du rayonnement infra-rouge d'un point de la Terre ne permet pas forcément d'évaluer la température de ce point, le rayonnement en effet pouvant être soit atténué soit même totalement absorbé par l'atmosphère. Ainsi apparaissent les deux difficultés majeures dans la détermination des températures de surface.

- l'évaluation de l'absorption atmosphérique pour déterminer les températures absolues,
- la détection des informations contaminées par des phénomènes transitoires (nuage, brume) qui conduiraient à une évaluation fausse des températures.

DESCRIPTION DES MOYENS

Les satellites météorologiques actuels sont équipés de capteurs, mais tous possèdent un ou plusieurs canaux dans l'infra-rouge. Ils peuvent être classés en deux grandes catégories : les satellites à défilement et les satellites géostationnaires.

Les satellites météorologiques à défilement (type NOAA 4,5) repassent tous les jours, à la même heure au-dessus d'un point géographique donné, ils sont héliosynchrones, leur orbite est circulaire et presque polaire. Un même point terrestre situé dans les latitudes basses ou moyennes est observé 2 fois par jour, une fois en orbite montante, une fois en orbite descendante, ces deux observations sont décalées d'environ 12 h. La résolution est inférieure au kilomètre (900 m pour NOAA 4).

Les satellites déostationnaires sont sur une orbite équatoriale circulaire à 36 000 km d'altitude. Ils font le tour de la Terre en une journée c'està-dire que par rapport à un point terrestre ils semblent fixes. Leur champ d'observation est donc toujours le même, il est déterminé par la longitude du point sous satellite. A cette altitude ils peuvent observer en permanence environ 1/3 de la surface terrestre. Un exemple la vue théorique du satellite européen METEOSAT qui est situé au-dessus du Golfe de Guinée à 0° de longitude. La résolution élémentaire (pixel) de ce satellite est au point sous satellite de 2,5 km en visible et de 5 km en infra-rouge. Leur avantage : ils peuvent prendre et transmettre l'image de la zone observée en permanence, ainsi METEOSAT transmet au centre de Darmstadt une image toutes les demi-heures.

A titre d'exemple :

- 1 image Météosat visible,
- 1 image Météosat infra-rouge

La détermination de la température de surface de la mer en un point donné sera d'autant meilleure que les conditions d'observation depuis le satellite du rayonnement infra-rouge de ce point seront meilleures, c'est-à-dire que le trajet reliant ce point au satellite ne sera pas coupé par de la brume, des nuages ou une quantité de vapeur d'eau importante qui absorberait une partie ou la totalité de ce rayonnement. Dans les régions claires, non nuageuses, il n'y a pas besoin d'une quantité importante de mesures pour déterminer le rayonnement. Le satellite à défilement présentera par rapport au satellite géostationnaire deux avantages :

- la résolution de 1 km à 5 km

- le fait qu'il dispose en général de capteur situé dans des bandes d'absorption de CO₂ et H₂O, ces informations en évaluant le long du chemin optique la quantité de ces deux composants permettent de déterminer l'absorption atmosphérique du rayonnement infra-rouge et donc de corriger ce rayonnement afin de déterminer la température absolue. Ce genre de méthode est impossible à partir des seules informations d'un géostationnaire qui n'est pas muni, à l'inverse d'un satellite à défilement d'un grand nombre de capteurs.

Il faudra néanmoins prendre quelques précautions de façon à éliminer des points qui pourraient être trop contaminés par l'atmosphère. Si la zone est assez claire, cette élimination laissera suffisamment de mesures de façon à ce que les courbes de température de surface puissent être tracées.

Il est évident que dans les zones nuageuses cette méthode ne peut aboutir du moins si l'on essaie de déterminer les isothermes à une fréquence peu différente de la fréquence de passage du satellite au-dessus de la zone. En effet la probabilité que la zone soit recouverte de nuage au moment des quelques passages (2 dans le cas de détermination journalière) est importante. Par contre si la détermination des températures est faite à l'échelle de la semaine, cette probabilité augmente, les chances de réussite sont donc meilleures.

Une autre méthode pour augmenter la probabilité de bonne mesure consiste à observer ces zones en permanence. Si l'on admet que l'eau présente du point de vue thermique une inertie importante c'est-à-dire que la température d'un point donné n'évolue pas de façon importante au cours d'une journée, que par ailleurs avec le déplacement des nuages il existe des instants au cours de la journée pendant lesquels le point n'est pas recouvert de nuages, alors il suffira de prendre les mesures correspondantes à ces instants pour évaluer la température du point. Le satellite géostationnaire qui observe en permanence (1 fois toutes les ½ heure) chaque point est donc adapté à ce type de mission. De plus d'après Kirchoff tout corps qui absorbe réémet un rayonnement correspondant à sa propre température. Ce corps (nuage) est plus froid que l'eau donc la température apparente observée du satellite est forcément inférieure ou égale à la température de l'eau au point visé. L'observation la moins polluée est donc celle correspondant à la température apparente maximale. Il existe néanmoins au moins une exception à cette règle, les vents de sable dont la température peut être plus élevée que celle de l'eau. Cette méthode ne permet pas de déterminer des températures absolues, mais seulement des courbes de température. Pour passer en température absolue, il faudrait par zone déterminer une constante (celle correspondant à l'absorption atmosphérique standard sur la zone). Certaines missions peuvent se suffire d'évolution relative des températures sinon la connaissance d'information vérité mer ou l'utilisation de données provenant d'un satellite à défilement peuvent permettre d'évaluer cette constante.

Afin de vérifier ces concepts nous avons travaillé sur les données de satellite américain SMS 1, satellite dont les caractéristiques technologiques sont voisines de celles de Météosat. Nous avons disposé de 45 images prises entre le 4 août 1974 à 12 h et le 6 août 1974 à 12 H. A titre d'exemple voici une

.../ ...

image visible.

La première partie de ce travail a consisté à mettre en super position relative ces images. Pour ce faire, il faut repérer dans chaque image la position d'un certain nombre de points géographiques connus, ce qui donne les informations nécessaires au calcul d'un polynôme de déformation. Ceci a été réalisé sur le matériel de visualisation interactif TRCM. Les informations relatives à une zone quelconque de l'image peuvent alors être extraites de façon précise.

Nous avons choisi deux zones, la première peu nuageuse, s'étend du Portugal au sud des Canaries avec une extension Est-Ouest d'environ 10°, la seconde. C^m (0-20°N, 10-30°W) est très nuageuse.

Sur la première zone que nous appelerons zone Canaries, nous avons pu calculer une température en chaque élément image (pixel). Les contours des zones de température homogène ne paraissent pas trop "chahutés", il a donc été possible d'établir des cartes.

Le passage d'une ligne de niveau à la ligne N niveau suivante, indique une variation de température de $\frac{1}{2}^{\circ}$ C. L'Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes a fait sur cette carte les commentaires suivants :

- entre Cap Spartel et Larache sur la côte Atlantique nord du Maroc la masse d'eau chaude qui se tient au large en cette saison est bien individualisée.
- l'upwelling entre Safi et Cap Ghir est d'autant plus net que nous sommes en saison chaude.
- la différence de température entre le Golfe de Cadix et le large de Lisbonne est bien mise en évidence.

Ceci semble démontrer qu'en zone claire il est possible de dresser de bonnes cartes thermiques. On peut même penser que l'information contenue dans ces cartes est plus riche. Par exemple le battement dans le sens Est-Ouest de l'isotherme numéro 9 (orienté Nord-Sud) peut être due à la marée dans le détroit de Gibraltar. Néanmoins de telles considérations nécessitent une bonne connaissance de la zone et doivent être manipulées avec précaution pour n'être pas confondues avec d'autres phénomères same une levée de brume par exemple.

Sur la seconde zone (GATE), la détermination point à point de la température a échouée, même en utilisant les 45 images réparties sur deux jours. Ceci se traduit par une variabilité spatiale de température de la carte de synthèse importante dû au fait que l'optimum de température en chaque point correspond à une absorption de la vapeur d'eau inhomogène d'un point à un autre.

Par contre pour de nombreuses applications il n'y a pas besoin d'établir ces cartes avec une résolution spatiale aussi fine (5 km). Si l'on admet de dégrader cette résolution spatiale, on peut à l'intérieur de chaque élément de résolution (30 km par exemple) faire un calcul statistique. Pour évaleur la température de cet élément, il suffira qu'à un instant quelconque, un point élémentaire (pixel) soit dégagé. Une méthode très inspirée de celle utilisée par la NOAA qui détermine en chaque zone (\sim 30 km de côté) a été essayée. Cette méthode définit à partir de l'ensemble des données d'une zone si cette zone est trop nuageuse et sinon quelle est la température la plus probable.

Le résultat obtenu sur GATE montre :

- même ainsi la température n'a pu être définie en toute zone,
- la carte obtenue est assez homogène spatialement parlant,
- des effets résiduels de bord de nuage demeurent mais peuvent être éliminés par l'oeil.

Cette carte a semblé convenir à trois interlocuteurs de l'ORSTOM . En particulier les températures froides à l'extrême sud-est correspondent pien à un relevé bateau, la plume sud-est, nord-ouest au large de la Mauritanie est due à un vent de sable, la langue d'eau chaude est-ouest au niveau du tropique est admissible.

Sur l'image nous nous sommes aperçu que la partie sud-est, celle de l'upwelling était assez dégagée. Nous nous sommes alors intéressé à cette partie pour essayer de voir si l'on pouvait déterminer avec plus de précision les lignes de niveau de cet upwelling. En prenant les 45 images et le maximum de température s'il correspond au moins à 4 informations ayant ce maximum de température en chaque point nous avons obtenu le résultat suivant.

L'homogénéité spatiale de ce résultat est remarquable. La densité des trous est plus importante dans les zones où l'information est " à cheval" entre deux valeurs (zones à fort grandient) et dans les zones encombrées de nuages. Néanmoins même dans ces zones les informations retenues sont homogènes par rapport à leur environnement.

En conclusion à partir des informations d'un satellite géostationnaires, on peut dire que :

- on ne peut pas déterminer une carte de température graduée en valeur absolue.
- un système d'isotherme avec une résolution fine peut être déterminé dans le cas d'un système nuageux pas trop important.
- dans le cas d'un système nuageux important, il ne faut pas essayer de déterminer une température en chaque point chaque jour, mais qu'une carte à grande échelle peut être tracée.L'exploitation de cette carte par l'utilisateur nécessite alors une interprétation intelligente.

Si l'on veut une résolution fine, il faut accepter une répétitivité moindre dans l'établissement des isothermes. C'est ce couple résolution, répétitivité qui définit la limite de faisabilité.



S-M-S INFRA-ROUGE

10



ISOTHERMES " CANARIES "

5/08/74





 $\frac{\Delta T}{\Delta IR} = -\frac{1}{2}$

60

CULUNES 1 120 DODDD ELE LILLEE FFE E LEE 6 6 66666666 11 6 6 6 1 UD EEE D EFEEELE E FF 66666 66 666666666 2 64666666666 6 FFFFFF EFEE D F D LLEE CELLE GG G H GG LEE E EL 6 66 3 66 FŁ FFFFFFF F LL E ELL EE IL ILILE 4 66666666 6 66 666 666 F E ELEEEEE ELF GG GGGGG FIFFFFFFFFFFFF FFFF ÷. EELE LEE LELLFILLELEE G 5 66G G GG F FFFFF EE EE E LELELELE DUD DD EL GGG GGGGGGGGGG LTE ELFILE EEC EE F 6 Gr. EEL ELLELTELLEFL DODD DD 6 666666 666 FFFF FIFF LEEFLFE 1 F 7 66. U D UD DODDD DODD EE E EE F FF EL F EEE n G 6 66 6666 EFE FFF υσοσοσοσοσο συροσοσο DD D E EFLECEEELLEE D FFF GGGG G GG F U DODD DOD DOD DOD DODDDD DDDD F FFF GGGGGGGG EEE IL FF 0 000 00000 00000000 000000 00 D F. FFF GGGGGG 11 DODDU D DEI EE EE F D EEFEE FF FF FFF G 12 EE DD EEEE F FFEF EE F FFFF GU 13 F FF FFF FF EE E EE EEE GG FFFFF 14 DL EE EE EEFEE E EIEE EEE 15 FF FFFFF GGGGGGGGG GG FFI EEE EE DODU ELE DDDD D UDUDD DO DL ELEEE FEFEE FEE 16 FFFFF GG F DODOD OUDDODD DUDDDDDDD DD ELEFTEFELLEF EE GG GG FFF ε ΛT 2°C F 17 = DDDD LEED EEEEE EE DODDDDDDDDDDDD EE E E FLEE E EIFEE FFF FF GG F 18 DD LETELLE ELL ELE ELLE LELE DDDDDDDD DDDDD D FF E EEEE 19 EFEELE a popo uppobu D DUUE ETETETETETETETETETETETETE ELEE F.E CFEE GGGGG GGGGG FFFFFFFFF 2: LE E EIEEEEEEEEEEEEEEEEEEEEEE DD DDDDDD DU DU U DOD E EELEELEELEELE E D D 000 F FFFF GG GI DDA 21 THEEEEEEE CHEFEEEEEEE EFELLEEE FEI E ELEELELEELEELEE UDDD DUDD FF FFFF G GGGGG G EE E 22 ELLELLEE ELLE EFFEET FULLEF E DUUD 25 66 G GGGG GG FFFFF FF EFEE LELEEE EFECELE ELEFELEFELEFEE ELE EEEEE EEEEE GF FFFFFFFFFF FFF FF EEEE FF FF GGGG G FF 24 FEE F FFFFFFFFFFFFFFFFFFF E EEE E E EFEEE LLEE 25 G FIFFFF FF FF 26 G FFFFFFFFFFFFFFFF FF FFGG FF FFFFF F G FF FF FFFFF FFFFF FF G 27 FFF FFFFF FFF G GF FFFF FFFFFF G F FF P FF FF F F FFFFFF FF FF F 28 FFF FF FFFFFFFF FF GG F F F G GGGGG 29 G GGG GGGGG G G GGGGGGG GGG FFFF 66666 66 66 FF FFF FFF FFF FF FF FFFFF FF G 3.) GGG 66.666 G 66 FFFFF F F GFFF GG FFFF G F 31 GGGGGGGGG GGGGGGG G GGGG FFFFFFF FF GF GGG FFFFF FFFFFF 32 GGGG . GGGGGG G GGGGGGGGGG GGGGGGG FG G GGGG FE FFFFFFFFFFFFFFFFFFFFFFFF C. 1.6 33 LIGLIGG G GG GG GGGGG F4F4 F4F4 G G GG FFFFFF FFFF FFFF F 34 66 ни нин и нини GGGGGG 1414 H HOLL FFFFFFF FFFFF FFFF GF G G G G н 15 F GGGGGGGG G G GGGGGGGGGGGGGG FF 11111111111 36 мини мани и и помнолодон тооздольногодон GGGGGGGGGGGG H HH G FF FFD G GG FF FFFFFFFFF FFFF FF FF F GGG 37 нинний ин нн нн нннн нынынанын такынын FF FF FFFFFF FFFFF F FFF GF G FF H 38 GGGGGGG Н НИ G ИН И НИНИНИ НАТИНИИНИИ ИНИТОДИЦИИ (КАНТИКИ) 39 GGGGGGGGG FFFFFFF F FFF FFFFFF F G G GGFF и и нини нин ранничний ниники мини леничи HH HH FFFFFFF FFFFFF FF FFFFFF F G GGGGGGG GG 43 GGGGGGG H FFFFFFFF F F FFF G GGGG 41 G нин инничнинини H HANNA HANNA HAMMANA HANNA INA F FF FFFFFFFF G FGGFG 42 GGGF GG FF н инниции иннидинин цин инициинициинининини GGFFFFG F F FGFF 43 ные в выними мали манимыми точальный анимальный мыла и HH FFFFFFF F FFF G FFFFFFFFF 44 ничинимии ренники иним ничениестологи инерторо FFFFFFF GG FFGG G 45 F F GG н ынкниканий кимани ми_{на}рарованияти наразначато наразначи F GG FF FFF GG 6 F 40 ни ин ининк и икинин инин инин Инининининининининининин F GG FFFF F F & FF GRG GG FFFFFFF 47 GG G ний иний и ин малинийни ини миниалания кал иниалал GGG GGGGGG GGG GGGGGGGGGGGGGGGGG GG FFFF GEEG 66 F 66 FFFFFFF 48 HHHG низичнининини ни и низали инстаниен ний излая 0 GGG G G F GG GGGGGG 49 666666 нимыникаларынымым иникалар маллам маланарала малал RHH GG FF G GGGGGGGGGGGGGGGGGG 666666 GGGG GG F G GGG 50 ным нимными имнимны имни нателетовнованието и начимыми HHHH GG G GG GG F GFF G GGG G GGG F 51 ниннини HHHHHHHHHHH H HARAFA ALAFARA G F FFF G GG GGGGGGGGGGGGGGGGG GGGGGGGG GG GG GGGGGG GGGGG 52 нымы в на волян на волениение валовиение волян H H HH G 6 6666666 6 6 5.1 G GG GGG GG GG GGG GG GG ининиминий инистала инистралования выш GG GGGGGGGG GGGGGGG GGGGGGG н ннин HHH 66666 6666 GGGGGGGGGGGGGGGGGG 14 G нини нациниказала начи им и маницалараная маналальна и HHH HH GGGGG GG 56 666 6666 15 NUMBER AND ADDRESS AND ADDRESS GG G GGG 66666666 1 H 66 6666 666 66 6 GGGG GGGG GGGG G нинник и назаван иннанината вана вал ч 141-41-4 ни инициницини 66666 666 6666 66 T GGGG GGG GGGGGGGG GGGGGGGGGGGGGGGGG AG GGG MARTHAN NUMBER STATEMENT AND STREET AND STRE 19 on onon one of the second o H 6 6666 HHH 4GC 66 ни ниминизаме нименными извелятиятиятиятиятиятиятиятиятиятия 666666 66666666 G H 66 G CHILD DEPENDENTIAL PRIME HH GG H GG HGG 54 HARANGE TO HER AND A HARANGE AND A HARANGE HARANGE AND A H GGG GGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGG HH H H H HHHH GG GGGGGGGG GG GG GG GG 15 H HH GG GGGGGG HH H GGG GGGGGGGGGGG GGGGGG GGGGGGGG G 666 G 66 HMH INTERNET CONTRACTOR CONT GGG G H HIN HID G GGGGG HHH HHH HHHHH 57 GG G GGG GGGGGG 6666 666 6 66666 GGGGGGGG H нннн н SH GGGGGGGG G нин минининини вининин в нисьманиополони 1111 GGG G G G GGGGGGG H GGG G G G GG GG G HHH 14141414 59 GG 6666 HE HE HINGHHIMMINGHIMM HIM HIM HIMMING HIMMINGHIMMINGHIMMING G G GGH HH G H G G HHGG H G 7 9 GGGGG HH GG ннн ннннн H GGG 71 G H HH G G HH HHHHHH HI 1141-41 () {HIR # () {HIR GGHH HHI G 72 666 66 HIHHH" HHHHHH HH GGGG G GGGGGGGGGGGGGGGGGGGG H H G 6 73 G GGGG GGGGGG GG GGGGG GGGG CAPRICORNE иннин нанинний и и нн ны GGGG 6 HE HHE 74 66 66 иннининининининин н н HHHH HGGHH H G GGG GG H H GGGGGGGGGGGGGGGGG G 75 HIGHHIMHMMMMM MMMM HIGH G GG GGGGGGGGGGGG G GH G H н н н нн н нницинни G 76 GG GG GGGGG H G G 22 - 23°C мнынининининини минин H GGG н ни ниний н 71 GGGGGGGG GGGG GGGG GGGGGG н нинини н G G GGGG GG 78 66 GGG HH HHMMMMMMMMMMMMMMMMMM 6 H HITHHHHHHHH HHH GGGG G GGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGGG GG HH 19 GG GGGGGGGGGGGG GG GGG GG LESGEGEELECTERE CONTRACTOR CONTRACTOR

AS GEG GEEG GEEGEGEGEGEGEGEGE

protection and and

F

FF

EF F

Journées d'études nationales organisées par le CNEXO et le CNES - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publi. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 63 à 65

> UTILISATION DES DONNEES THERMIQUES DE TELEDETECTION POUR L'AIDE A LA PECHE

> > par

Jacques NOEL*

Antenne ORSTOM - COB - BP 337 - 29273 Brest Cedex

RESUME

Le phénomène de concentration des thons est lié à la fois au paramètre hydrologique de la répartition thermique et au paramètre d'enrichissement biologique correspondant à une présence de nourriture disponible. Ces deux paramètres interviennent dans une même "dynamique" dont le scénario a été exploré au cours de campagnes de radiomètrie aéroportée dans le secteur de pêcherie du Cap Lopez.

Le transfert des résultats à l'exploitation industrielle porte sur la prévision de zones et de saisons avec des potentialités de pêche favorables, et sur l'aide en temps réel à la pêche en s'appuyant sur les données "avion" et "satellite".

* Océanographe physicien de l'ORSTOM Responsable du traitement numérique au Bureau de Télédétection de l'ORSTOM

0

ENVIRONNEMENT ET COMPORTEMENT DU THON

Le phénomène de concentration des thons est lié à la fois à l'évolution des paramètres hydrologiques telle que la température de l'eau et la nourriture disponible (plancton, micronecton, sardines...).

Les premières analyses de la liaison environnement - thon avaient montré que les concentrations se produisaient généralement dans des zones où la température superficielle était comprise entre des valeurs relativement constantes : c'est ainsi que l'albacore se rencontre dans des eaux de température située entre 23 et 29°C.

Des moyens d'investigations plus modernes ont permis de mettre en évidence que les concentrations ne sont pas étroitement reliées à une température mais à une répartition thermique.

Les zones favorables à la présence du poisson vont être celles où il y a contraste marqué entre des masses d'eau aux caractéristiques bien définies. Le front thermique, conséquence de ce contraste, peut être superficiel ou vertical.

La caractéristique commune de ces structures est qu'elles sont le siège de mouvements continus des masses d'eau. On constate des enrichissements des eaux superficielles au niveau de ces phénomènes. Ces enrichissements vont permettre des "productions" qui mèneront jusqu'à la possibilité de présence de nourriture pour le thon.

La nécessité de faire coïncider structures thermiques et possibilité de nourriture nous a mené à rechercher non pas la simple répartition de la température mais la "dynamique" de cette répartition.

Les premières expériences de radiomètrie aéroportée faites dans des sites de pêcheries ont mis en évidence qu'indépendamment de l'existence de zones frontales, les concentrations de thons se produisaient lorsque un certain scénario d'évolution thermique avait été suivi.

Le simple rapport entre thon et répartition thermique permet de définir les zones et les saisons les plus favorables aux concentrations à partir de la connaissance que nous avons des paramètres océaniques de surface et des structures sub-superficielles.

La connaissance de la "dynamique thermique" permet quant à elle d'affiner la prévision des concentrations de thons à l'intérieur d'une zone favorable.

La connaissance de modèles hydrologiques et des conditions de productionsprimaire et secondaire dans la zone donnée nous permet de se servir du concept de scénario thermique pour suivre et analyser les évolutions des concentrations.

L'emploi d'avions équipés de radiomètres à infrarouge et des données de satellites permet une connaissance dans le temps et dans l'espace des conditions thermiques superficielles. Les conditions sous-jacentes étant déduites de la surface à l'aide de modèles hydrologiques disponibles pour la région, il est possible de délimiter les zones riches en phytoplancton et zooplancton où la nourriture potentielle du thon sera abondante.

CAMPAGNES DU CAP LOPEZ

Des études des conditions de surface se sont déroulées depuis 1972 dans le Golfe de Guinée à l'aide d'un avion muni d'un radiomètre à infrarouge.

Ces études ont mis en évidence un ensemble de "situations" thermiques particulières dont certaines mènent à des concentrations de thons.

Il a été possible de définir pour certaines régions une notion de "potentialité de pêche" reliée à des séquences thermiques superficielles.

Dans le secteur du Cap Lopez, en juillet, nous trouvons principalement trois masses d'eau en présence :

- les eaux chaudes et dessalées du fond du Golfe de Guinée, au Nord,
- les eaux froides de l'upwelling du Cap Lopez, à l'Est le long de la côte,
- les eaux froides du large, au Sud.

L'évolution des conditions météorologiques a pour conséquence des mouvements importants des divers fronts en présence.

La succession de ces mouvements menera soit à des situations sans possibilité de pêche ou au contraire à des dispositifs à forte potentialité d'exploitation.

DEVELOPPEMENT ACTUEL

Le site d'étude du Cap Lopez avait été choisi car il représentait une véritable zone laboratoire tant pour les conditions océaniques que pour les activités de pêche.

Les méthodes développées au cours de ces opérations sont désormais adaptables sur l'ensemble de la zone tropicale.

Deux nouveaux moyens vont être à la disposition des scientifiques pour permettre de définir les potentialités sur de plus vastes zones : un avion à grand rayon d'action qui va rendre possible une investigation du grand large, la mise en place d'un système d'exploitation des données satellites en temps réel à partir de l'été 78 (METEOSAT).

L'existence de ces nouveaux moyens a été l'occasion de créer une infrastructure de transfert des informations entre recherche scientifique et exploitation industrielle. Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 67 à 92

MESURES PAR TELEDETECTION DE LA TENEUR DE LA MER EN CHLOROPHYLLE

POSSIBILITES ET LIMITES DES METHODES

par

André MOREL et Louis PRIEUR

Laboratoire de Physique et Chimie Marines Université Pierre et Marie Curie 06230 Villefranche-sur-Mer

RESUME

Les problèmes posés relèvent à la fois de l'optique atmosphérique et de l'optique marine. L'importance des signaux perturbateurs dus à l'atmosphère est brièvement rappelée et illustrée par des résultats de mesures spectroradiométriques effectuées dans l'eau et au dessus, à diverses altitudes. La possibilité d'évaluer et retrancher le signal, également perturbateur, que constitue la réflexion à l'interface, est examinée.

Ensuite est abordée l'interprétation du signal utile à proprement parler, c'est à dire celui qui provient de la mer et uniquement d'elle. Quelques exemples de valeurs spectrales de ce signal sont donnés, ceci pour des eaux variées quant à la teneur en pigments chlorophylliens et quant à la turbidité. Les signatures spectrales des agents absorbants principaux, ainsi que les propriétés rétrodiffusantes de l'eau et des particules en suspension, permettent d'interpréter ces spectres.

La solution du problème inverse, tel qu'il est posé par la télédétection, est examinée. La nécessité d'émettre des hypothèses est soulignée ; elle résulte de l'analyse du problème en terme de nombre d'équations et d'inconnues. Ceci implique une utilisation conjointe d'algorithmes et d'itérations guidées par des lois empiriques.

Quelques indications sont données sur les précisions requises dans l'obtention du signal restitué au niveau de la mer et sur la difficulté prévisible à y parvenir, compte tenu de l'importance et de la variabilité des corrections atmosphériques.

ABSTRACT

Atmospheric and marine optics are equally involved in this study. The magnitude of the unwanted signals - reflexion and atmospheric backscattering - in comparison with the useful signal emerging from the sea, is examined on the basis of spectroradiometer experiments performed within and above the sea, from different altitudes.

Spectral values of the useful signal are given for typical marine situations with respect to turbidity and pigment content. Then values are interpreted by taking into account the light backscattering by water and by particulates, and also the spectral signatures of the actual absorbing substances.

The solution of the inverse problem, for remote sensing application, is examined in term of number of equations and unknowns. The indetermination of the system implies the introduction of assumptions and the use of empirical laws in conjunction with algorithms.

Some comments are given about the accuracy necessary at the surface level and about the problem of keeping it when the atmospheric effect is added.

MOTS - CLES : Télédétection, chlorophylle, turbidité, algorithmes.

KEY - WORDS : Remote-sensing, chlorophyll , turbidity, algorithms.

Le processus de photosynthèse effectue la conversion d'énergie radiative en énergie chimique et son stockage sous cette forme pour une durée plus ou moins longue. Dans ce processus, seules certaines radiations sont utiles et efficaces ; spectralement elles coïncident approximativement avec celles qui impressionnent l'oeil (spectre "visible") et avec celles d'ailleurs qui sont les moins absorbées par l'eau, comparativement aux autres rayonnements électromagnétiques. C'est donc dans ce spectre visible (400-700 nm) que les pigments (chlorophylle et pigments accessoires) présents dans les chloroplastes des cellules phytoplanctoniques absorbent sélectivement l'énergie radiative préalablement à sa conversion. C'est donc aussi dans ce même domaine spectral que la télédétection doit être pratiquée pour déceler ces absorptions spécifiques. Les problèmes posés par cette technique relèvent à la fois de l'optique atmosphérique et de l'optique marine. La nature des signaux perturbateurs dus à l'atmosphère est brièvement examinée, avant que ne soit abordée l'interprétation du signal utile à proprement parler, c'est à dire provenant de la mer elle même et d'elle uniquement. Celui-ci est, soit mesuré, soit supposé restitué dans sa vraie valeur par élimination des effets perturbateurs.

1 - LES DIVERS TERMES COMPOSANT LE SIGNAL RECU PAR UN CAPTEUR ELOIGNE VISANT LA MER.

Pour le domaine spectral du "visible", aussi bien l'eau que l'atmosphère peuvent être considérées comme des milieux optiquement passifs, autrement dit, sans source propre \bigstar , qui ne font que diffuser et absorber le rayonnement incident. La diffusion et l'absorption, dans l'un comme dans l'autre milieu, ne sont pas des phénomènes spectralement neutres, mais dépendent de la longueur d'onde λ . D'une façon générale, une mesure par télédétection, combine cumulativement des informations provenant des deux milieux et le signal reçu par un capteur visant la mer au travers d'une couche d'épaisseur quelconque d'atmosphère (ou au travers de la totalité de l'atmosphère pour un capteur satellisé), est décomposable en première approximation comme suit :

 $L = (L_{G} + L_{A}) + (L_{d} r_{d} + L_{u} \frac{1 - r_{u}}{n^{2}}) \exp(-\alpha (\tau_{G} + \tau_{A}))$ (1)
(2)
(3)
(4)
(4)

- le signal reçu, L, est un flux énergétique dans un angle solide Ω caractéristique du capteur, qui peut être traduit en terme de luminance.
- le terme (1) correspond à la rétrodiffusion par l'atmosphère, entre le capteur et la surface de la mer, de la lumière solaire incidente ; cette dernière est elle même caractérisée par une distribution spectrale, hors de l'atmosphère S (λ). La rétrodiffusion est due d'une part aux gaz, L_G, (diffusion Rayleigh, sélective en $\lambda^{-4.09}$), et d'autre part aux aérosols, présents en quantité variable, L_A (diffusion de Mie, sélectivité va-

riable, en λ^{-n} , avec n généralement compris entre 0,5 et 2,5). Il faut noter que dans le proche infra-rouge, L_G devient très faible et pratiquement, la rétrodiffusion n'est plus que de fait des aérosols.

- le terme (2) correspond à la réflexion, avec le coefficient r_d (Fresnel) de la luminance incidente L_d , qui provient de la voute célesté dans la direction visée par réflexion sur la surface (et dans le même angle Ω).
- Lu est la luminance ascendante au sein de l'océan, prise dans sa valeur l'imite à profondeur nulle, juste sous la surface. Les radiations qui pénètrent dans l'eau où elles subissent une modification spectrale par le jeu des absorptions (dues à l'eau et aux matières dissoutes et en suspension), sont partiellement renvoyées vers l'interface par rétrodiffusion. Tout comme pour l'atmosphère, la rétrodiffusion est à décomposer en deux termes : l'un correspondant à la rétrodiffusion provoquée par les molécules d'eau et les ions (diffusion moléculaire, sélective en $\lambda^{-4.3}$, Morel, 1974), et l'autre dû aux particules en suspension dont la concentration est variable (diffusion de Mie, sélectivité variable). La traversée de l'interface eau-air conduit à une réduction de ce signal Lu du fait de la réflexion (1 r_u) et de la réfraction (1/n²), n étant

X En négligeant donc les faibles fluorescences possibles ; par contre dans l'infra-rouge, les mêmes milieux ne sont plus, à l'évidence, passifs. l'indice de réfraction. Contrairement à tous les autres termes, n peut être considéré comme constant pour tout le spectre dans ce type d'application ; par suite le sont aussi les facteurs de Fresnel r_d et r_u (égaux pour les angles θ et θ' incidents et réfactés correspondants). Pour des conditions moyennes le facteur (1- r_u) / n^2 est de l'ordre de 0,54 ; il décroit légèrement avec l'obliquité : pour une visée à 50° du nadir, sa valeur est encore de 0,50. Il faut souligner que pour le problème posé, L', obtenu par application de ce facteur à L_u, est le seul terme qui soit porteur d'information.

- Enfin le signal global ascendant, dans la valeur qui est la sienne juste au dessus de la surface - c'est à dire la somme des termes (2) et (3) subit, entre le niveau zéro et celui du capteur, une atténuation exprimée par le terme (4). Dans le domaine du visible, l'absorption par l'atmosphère, au moins hors des bandes de l'ozone (600 nm) et de l'eau (718 nm), est négligeable, ainsi l'atténuation est-elle essentiellement le fait de la diffusion. Les profondeurs optiques τ correspondant à l'altitude du capteur (et compte tenu de l'angle de visée) sont indicées G et A avec la même signification que précédemment ; ils dépendent évidemment de la longueur d'onde comme L_G et L_A. Le facteur α dépend de l'angle de champ du récepteur ; il tend vers 1 si ce dernier est infiniment faible, sinon il demeure inférieur à 1 (mais dans ce cas, le capteur reçoit par diffusion de l'énergie issue de points de la mer hors de la visée directe, le "pixel" perd sa définition géométrique et est influencé par les pixels contigus).

En d'autres termes, on peut considérer qu'au signal utile (3), s'ajoutent ce qu'il convient de considérer comme des "bruits", à savoir la réflexion d'une portion de la voûte céleste et la rétrodiffusion atmosphérique, et que de plus, lors de la traversée de la couche atmosphérique, une détérioration - le terme (4) - affecte le signal originel - constitué par (3) + (2) -. Ces termes agissent sur la magnitude du signal reçu et, aucun d'entre eux n'étant spectralement neutre, l'effet final est variable selon la longueur d'onde considérée. Il reste à évaluer l'importance relative de ces divers termes vis à vis du signal utile, et ceci pour les diverses longueurs d'onde considérées.

2 - IMPORTANCE RELATIVE DES DIVERS TERMES

La formulation théorique de cette question peut être faite, mais l'application pratique passe par l'introduction de données expérimentales mesurées ou supputées, concernant notamment la diffusion par les aérosols. Pour se fonder sur un cas concret, les rôles respectifs des différents termes peuvent être estimés à partir des résultats présentés sur les figures 1, 2 et 3, et qui sont relatifs à des mesures spectro-radiométriques effectuées au dessus d'une eau "bleue" de la Méditerranée. Dans cette estimation, il est pratique, et ceci revient à sérier les problèmes, de distinguer entre la détection éloignée (à partir de satellite, ou d'un aéronef en altitude) et la télédétection rapprochée (à partir d'un aéronef supposé à une altitude aussi basse que possible).

2.1 - Capteur éloigné.

L'expression écrite précédemment est à considérer dans son intégralité; les termes (1) et (4) ont une importance croissante avec l'altitude et



Figure 1 : spectres (entre 385 et 770 nm) obtenus le 23 juin 77 au-dessus d'un point de la Méditerranée (7°42E, 43°31N) à diverses altitudes : 3600,

1800, 900, 450, 225, 150, 90, 45 mètres (du haut vers le bas). La visée est effectuée vers le nadir, dans un cône de demi-angle au sommet de 10°7; le reflet du soleil est hors du champ, la mer est calme et le ciel, observé du plus bas niveau, est bleu voilé. Les mesures sont achevées à 10h44 (temps solaire vrai), et 44 minutes séparent la première expérience (3600 m) de la dernière (45 m); l'obtention du spectre lui-même requiert 3 secondes.

Les mesures étant faites en valeurs absolues, les spectres sont correctement placés les uns par rapport aux autres et sont normalisés (100 % pour le maximum du spectre obtenu à 45 mètres). Le spectre tracé en pointillé correspond à une altitude nulle et il est obtenu par extrapolation linéaire portant sur les spectres à 450, 225, 150, 90 et 45 mètres.

Le spectre tracé en tireté est celui de L'_u obtenu à partir du précédent en déduisant la lumière réflechieⁱ à la surface et provenant de la voûte céleste (cf. texte); ce spectre est caractéristique d'une eau "bleue".

Bien qu'effectué en luminance, le terme réflexion est important comme le montre l'écart entre les deux spectres en tireté et pointillé ; ceci est dû aux conditions assez peu favorables de l'expérience dans la mesure où la région zénithale était très lumineuse (soleil haut et ciel voilé). prennent leurs valeurs limites hors de l'atmosphère. On peut considérer que la somme des termes (2) et (3)constitue le signal originel à l'altitude zéro, c'est le spectre en pointillé de la figure 1. L'atténuation de ce signal est compensée, et bien au delà, par l'addition de la rétrodiffusion atmosphérique (entre 45 m et 3600 m, le signal est plus que doublé à 440 nm). La dépendance spectrale de ce terme additionnel est variable avec le contenu en aérosols ; ceci est démontré par la figure 3 où les spectres de $(L_{\rm G} + L_{\rm A})$ pour la couche 45-450 m et pour la couche 45-3600 m sont comparés au spectre qui résulterait d'une diffusion de Rayleigh (toutes valeurs normalisées à 560 nm). La couche basse en particulier présente une sélectivité nettement plus faible résultant d'une teneur relative plus élevée en aérosols.

Avec les hypothèses indiquées (en légende de la figure 2) une extrapolation hors de l'atmosphère peut être faite depuis le spectre expérimental obtenu à 3600 m. Egalement, elle peut être faite dans le cas d'une eau "vert sombre" en supposant celle-ci observée dans des conditions identiques, relativement à la hauteur du soleil et aux propriétés optiques de l'atmosphère.

On mesure l'importance du terme "parasite" ajouté au signal initial à altitude nulle puisqu'il lui est au moins 8 fois supérieur dans le bleu violet (et 2 fois dans le rouge). Dans ces conditions expérimentales qui sont celles de la figure 2, où le rayonnement réfléchi contribue lui même pour une part importante au signal initial, le signal strictement "marin" ne représente plus, au mieux, que quelques pour cent du signal hors de l'atmosphère. La conséquence en est que des spectres marins, foncièrement différents au départ, et les exemples choisis sont parmi les plus contrastés qu'on peut attendre dans l'océan, se trouvent finalement être peu distincts hors de l'atmosphère.

La restitution du signal au niveau zéro implique l'évaluation précise de cette considérable correction (l'évaluation à 10 % près des termes à soustraire laisse le signal restitué entaché d'une imprécision pouvant atteindre 100 %). Dans cette correction, la part qui revient à la diffusion par le gaz, est calculable avec une bonne précision (compte tenu de la masse d'air et de la distance zénithale du soleil). Par contre, et là réside la difficulté majeure, la part due aux aérosols est une inconnue. La magnitude et surtout la dépendance spectrale du terme L_A ne peuvent être que des données expérimentales à acquérir à proximité du site visé (et simultanément à la visée), soit à partir de la terre, soit à partir de l'espace si, au voisinage du site, existait une "cible-test" dont la réflectance spectrale serait connue. Dans un cas comme dans l'autre, le réseau de mesures ou de cibles reste à mettre en place ou à étudier ; il est en effet à craindre que l'utilisation de valeurs moyennes pour une correction de cette importance conduise à une imprécision rédhibitoire.

La nécessité de ces mesures connexes apparaît à nouveau pour l'évaluation du terme (4). Comme on l'a vu ci-dessus, et comme l'illustre la figure 4, son effet global est bien inférieur à celui qui vient d'être examiné, mais spectralement il a son importance ; or pour les mêmes raisons, les mêmes incertitudes l'affectent.



Figure 2 : les spectres de la figure 1 sont retracés avec leurs valeurs absolues et selon une échelle logarithmique. En outre, est tracé en pointillé un

second spectre de L'_u correspondant à une eau typique "vert-sombre" riche en phytoplancton (Chl <u>a</u> + Phaeo <u>a</u> \approx 14-15 mg m⁻³) contrastant avec l'eau "bleue" de Méditerranée (Chl <u>a</u> ~ 0). Ce spectre L'_u est déduit du spectre L_u mesuré dans des conditions spectrales d'éclairement incident analogues (ciel bleu voilé, hauteur du soleil 59°), lors de la campagne CINECA 5 à la station 66, au large de la Mauritanie (Morel et Prieur, 1976). Le placement correct de ce spectre par rapport au spectre de l'eau bleue est effectué grâce aux valeurs comparées des coefficients de réflexion diffuse $R(\lambda)$.

De plus, une extrapolation, qui correspondrait à une observation hors de l'atmosphère, est présentée. En ce qui concerne la diffusion Rayleigh par les gaz, la couche 0-3600 mètres a une profondeur optique τ_{G} , égale à 2/5e de la profondeur $\tau_{G,0}$ relative à la totalité de l'atmosphère (masse d'air = 1). Le spectre hors de l'atmosphère est calculé à partir du spectre à 3600 mètres, en supposant qu'audessus de ce niveau, la diffusion est purement Rayleigh. Le même calcul global est appliqué à l'eau "verte" (spectre en pointillé).



- Figure 3 :
- courbe 0 : spectre du rayonnement solaire hors de l'atmosphère $S(\lambda)$ (N.C. Arvesen et al., 1969).
- courbe 1 : spectre de la lumière diffusée à partir du rayonnement précédent par les gaz atmosphériques (diffusion en $\lambda^{-4\cdot09}$).

courbe 2 : spectre obtenu par différence entre les spectres de la figure 1 relatifs aux altitudes 3600 et 45 mètres ; il correspond donc à la rétrodiffusion atmosphérique $(L_G + L_A)^*$ pour cette couche, la variation spectrale du facteur de transmission étant ici négligeable.

courbe 3 : comme 2, mais pour la couche 450-45 mètres.

Tous les spectres sont normalisés à 560 nm.

<u>Note</u> : la dépendance spectrale du rayonnement rétrodiffusé par la couche 45-450 mètres est moins accusée que pour la couche 45-3600, elle-même inférieure à celle qui résulterait d'une stricte diffusion Rayleigh. De ce fait, il est possible de calculer la part des aérosols, à la condition de faire une hypothèse sur la sélectivité de la diffusion par ceux-ci. En adoptant une loi en $\lambda^{-1.3}$, on en déduit que pour la couche 0-3600 mètres, τ_A (à 500 nm) serait de l'ordre de 0.06.

* La décomposition du terme (1) en L_G + L_A, qui suppose l'additivité des luminances, n'est valable que pour des faibles épaisseurs optiques, c'est à dire lorsque la diffusion simple est prépondérante. Cette approximation est justifiée dans le cas d'atmosphères claires nécessaires à la télédétection.



Figure 4 : Facteur de transmission pour la masse d'air m = 1, dans le cas d'une atmosphère sans aérosol (courbe 1) ou avec un contenu variable en aérosols (2 et 3), pour lesquels la diffusion est supposée variable en $\lambda^{-1.3}$. Les valeurs de τ_G adoptées sont celles de Shifrin et Minin (in Kondratyev, 1957).

2.2 - Capteur rapproché.

Les termes (1) et (4) peuvent être réduits, voire éliminés, si l'altitude est très faible. En pratique, comme le montre la figure 1, la rétrodiffusion atmosphérique n'est pas encore totalement négligeable entre 0 et 45 mètres, pour le violet-bleu au moins. Au mieux, corrections faites, il ne reste que le signal initial, constitué lui même du signal utile L'_u et du signal 'parasite" dû à la réflexion spéculaire X à la surface.

Deux cas sont à considérer selon l'angle de champ du capteur : - grand_angle :

si, par exemple, le capteur est muni d'un collecteur plan diffusant qui mesure l'éclairement ascendant E dans 2 π stéradians , il recevra d'une part E', flux émergeant de l'interface, et d'autre part E flux réfléchi sur l'interface et provenant de la totalité de la voûte céleste et du soleil lui même, si le ciel est dégagé, soit :

$$E = E'_{u} + E_{r}$$
$$E (\lambda) = R'(\lambda) E_{d}(\lambda) + r E_{d}(\lambda),$$

où $E_d(\lambda)$ est l'éclairement plan descendant, dû au soleil et à la voûte céleste ; et où R'(λ) est le facteur de réflexion diffuse de la mer, compté hors de l'eau ; sous la surface le facteur correspondant est $R(\lambda) = E_u(\lambda) / E_d(\lambda)$; le même facteur 0.54 (voir ci-dessus) s'applique à $E_u(\lambda)$ ou à $R(\lambda)$ pour obtenir $E'_u(\lambda)$ ou $R'(\lambda)$.

L'évaluation des valeurs respectives du signal utile (E') et du signal parasite (E') découle de la comparaison de R'(λ) à r. La figure 5 montre quelles peuvent être les valeurs spectrales de R(λ) pour des eaux océaniques variées allant des eaux limpides et très "bleues" (coefficient de diffusion minimal, teneur en pigments pratiquement nulle) à des eaux progressivement vertes (et sombres) lorsqu'augmentent les quantités de matière en solution et en suspension, cellules pigmentées du phytoplancton comprises. La figure 6 est plutôt relative à des eaux côtières où l'agitation sur les petits fonds remet ou maintient en suspension un matériel détritique important (et dominant par rapport au phytoplancton); ces eaux ont une apparence verte et laiteuse. Le tableau suivant fournit, pour quatre longueurs d'onde, des valeurs caractéristiques de R'($\approx 1/2$ R) extraites des figures précédentes pour illustrer ces trois cas typiques :

	λ (nm)	400	440	560	700
eaux	"bleues"	4 %	3 %	0.3 %	<0.01 %
eaux	"vert-sombre"	0.4	0.3	0.6	0.04
eaux	"laiteuses"	2	3.5	5	0.3

D'autre part, r a pour valeur moyenne 6 % lorsqu'il s'agit du rayonnement diffus provenant de toutes les directions de la voûte céleste ; c'est la seule valeur qui intervienne lorsque le ciel est couvert. Pour le

X spéculaire par opposition à diffuse, l'adjectif ne préjugeant pas de

l'improbable planéité de l'interface réfléchissante.



Figure 5 : valeurs spectrales des coefficients de réflexion diffuse R(λ), exprimées en % (échelle logarithmique), en diverses stations allant d'une eau très

bleue (D 23) à des eaux progressivement vert-sombre, lorsque la teneur en pigment croît (colonne c : teneur en Chl a, C + P : teneur en Chl a + Phaeo a, mg m⁻³; colonne b : coefficient de diffusion à 550 nm en m⁻¹; R coefficient de réflexion diffuse moyen pour l'ensemble du spectre ; longueur d'onde dominante et pureté, λd et p, calculés en référence au système trichromatique CIE).

En commentaire, on peut noter que, lorsque la teneur en pigment croît, le maximum du spectre passe progressivement du violet (400 nm) au vert, pour se fixer vers 560 nm ; un minimum de plus en plus net se forme vers 440 nm (maximum d'absorption des pigments). Un autre maximum existe vers 685 nm qui est dû essentiellement à la fluorescence in vivo de la chlorophylle. Ce phénomène de fluorescence peut être utilisé en télédétection (Neville et Gower, 1977), mais des problèmes sont posés par la non-quantitativité de la relation entre teneur en chlorophylle et intensité d'émission de fluorescence (voir par exemple : Loftus et Seliger, 1975).

Stations marquées"D": campagne du Discoverer (Working Group 15 SCOR/UNESCO) (Morel, 1973^a). Stations marquées"C": campagne du Jean Charcot CINECA 5, (Morel et Prieur, 1976).


Figure 6 : comme pour la figure 5, mais pour des eaux devenant progressivement "vert-laiteux" lorsque le contenu en particules détritiques croît

(voir la valeur croissante du coefficient total de diffusion b), les teneurs en pigments restant peu élevées. En commentaire, le maximum dérive, comme précédemment, de 400 vers 560 nm, mais il est beaucoup plus plat et les spectres n'ayant pas de minimum vers 440 nm, sont convexes. D'une façon générale, toutes les valeurs sont plus élevées que dans les cas précédents. Des cas intermédiaires entre ceux-ci et ceux de la figure précédente bien évidemment existent (voir figure 12) où à la fois la turbidité et la teneur en pigments sont élevées. rayonnement direct provenant du soleil, la réflexion s'effectue avec un facteur r variable avec la hauteur de l'astre, h_0 , conformément aux lois de Fresnel (par exemple r = 2 % pour un soleil au zénith, r = 14 % pour $h_0 = 20^\circ$; ces valeurs étant en général accrues pour une surface agitée).

Sans entrer dans le détail des parts relatives revenant à l'éclairement direct et à l'éclairement diffus (fonction à la fois de h, de λ , et des propriétés optiques de l'atmosphère), pour lesquelles s'appliquent les facteur r différents, on constate que R'(λ) est au mieux du même ordre de grandeur que r : ce sera le cas dans le violet pour les eaux "bleues" ou dans la partie centrale du spectre pour les eaux très turbides. Mais en général le rapport signal/bruit sera beaucoup plus défavorable et largement inférieur à 1. A l'évidence, l'extraction du signal utile sera très imprécise et ces conditions expérimentales défavorables.

- petit angle :

Le capteur mesure une luminance dans une direction que l'on suppose choisie pour éviter cette fois le reflet du soleil. Pour un ciel dégagé, le terme parasite, r L_d , est fortement réduit \bigstar ; en effet, par réflexion, c'est une portion de la voûte céleste qui est visée et sa luminance est bien sûr très faible par rapport à celle du soleil. Dans des conditions favorables, le signal L' peut excéder le terme parasite - c'est le cas illustré par les calculs de Austin (1974 a et 1974 b) et le rapport signal/bruit devenir beaucoup plus faible. Il faut noter que cet avantage est complètement annihilé si le ciel est couvert, mesures en éclairement ou en luminances redevenant alors parfaitement équivalentes.

Une difficulté d'application de cette méthode réside dans le fait que la composition spectrale de L_d (qui diffère de celle de E_d) doit être connue afin de retrancher correctement r L_d . Cette information peut être obtenue par une visée dans le ciel symétrique, par rapport à l'horizon, de celle effectuée vers la mer. Cependant, ceci n'exclut pas de connaître également le spectre de E_d , car celui de L'_u en dépend. La nécessité de cette mesure complémentaire n'apparaît pas dans la méthode des éclairements en raison de la non sélectivité du facteur r.

2.3 - Elimination de la réflexion.

D'un point de vue pratique, plutôt que de se fier à des valeurs du facteur de réflexion r que l'on calculerait théoriquement (il faudrait connaître l'état de la surface et la distribution des luminances), il est plus sûr d'extraire cette information de la mesure elle même. Ceci est possible : en effet, il est logique d'utiliser le fait que l'eau est sensiblement un corps noir pour des longueurs d'onde supérieures à 700 nm XX, et par suite de considérer que le signal reçu à ces longueurs d'onde résulte uniquement de la réflexion ; ensuite cette évaluation quantitative peut être étendue à l'ensemble du spectre, et retranchée du signal total

X En utilisant un polariseur et en visant la mer (parfaitement calme) sous l'incidence de Brewster, ce terme est en théorie complètement annulé ; dans des conditions pratiques il est considérablement affaibli (Gower and Neville, 1977).

XX Hypothèse tout à fait justifiée pour les eaux océaniques (cf. Tableau), très légèrement en défaut si la charge en particules est importante.

pour obtenir le signal utile. L'application de cette méthode est illustrée par les figures 7 et 8. Sur la figure 7 sont présentés (normalisés par leur maximum) les spectres des flux ascendants sous l'eau et à diverses profondeurs ; le spectre au niveau idéal "zéro" est obtenu par extrapolation exponentielle utilisant le coefficient d'atténuation diffuse, K_U (λ), de l'éclairement ascendant. La figure 8 montre les spectres obtenus, à partir d'un avion, au dessus du même point ; du spectre relatif à l'altitude la plus basse (45 m) est retranchée la réflexion, celle ci étant quantitativement déterminée par la valeur des signaux dans la bande 720-750 nm. Le spectre de L'_u ainsi restitué est comparé à celui extrapolé à partir des mesures marines ; sans être parfaite la concordance des valeurs peut être considérée comme satisfaisante, et cette technique peut être recommandée.

3 - LE FACTEUR DE REFLEXION DIFFUSE DE LA MER

On suppose que toutes les corrections examinées précédemment ont pu être effectuées et que l'on dispose de valeurs R (λ) à diverses longueurs d'onde, ou de signaux proportionnels à ces valeurs (si l'on a effectué des mesures de luminances). Le facteur de réflexion diffuse R est d'après les interprétations théoriques proportionnel au rapport b'/a (Duntley 1942, 1974 ; Kozlianinof et Pelevin, 1965 ; Prieur et Morel, 1975 ; Gordon et al., 1975) où b' est le coefficient de rétrodiffusion optique et a le coefficient d'absorption, caractéristiques de la couche de surface.

Formellement, R donne accès au rapport des variables a et b', mais non séparément à l'une ou l'autre d'entre elles. N mesures de R, à N longueurs d'onde fournissent N équations à 2 N inconnues et, pour tourner la difficulté, il faudra adjoindre, si possible, des relations supplémentaires résultant soit de l'expérience, soit d'hypothèses.

Le coefficient de rétrodiffusion b' de l'eau de mer naturelle se décompose en deux termes : l'un fixe b' correspondant à la diffusion moléculaire, et l'autre b', variable dû aux particules en suspension :

ou

$$b' (\lambda) = b'_{W} (\lambda) + b'_{p} (\lambda)$$

$$b' (\lambda) = 1/2 b_{W} (\lambda) + r_{p} b_{p} (\lambda)$$

(1)

 b'_{w} est strictement égal à la moitié du coefficient de diffusion moléculaire b'_{w} et la dépendance spectrale de ce terme est en $\lambda^{-4.3}$ (A. Morel, 1974). r_{p} , facteur de rétrodiffusion ($r_{p} = b'_{p} / b_{p}$, où b_{p} est le coefficient de diffusion pour les seules particules), est variable selon la nature des particules, les valeurs probables se situant entre 0.3 et 2-3 %. Enfin la variation spectrale de b_{p} serait assez bien représentée par une loi en λ^{-n} . Si l'on suppose que la distribution granulométrique des particules s'effectue selon une loi puissance d'exposant - m (loi de Junge), la valeur de n lui est directement liée par n = 3-m (Morel, 1973). Pour les particules

marines, la valeur moyenne m = 4 est, semble-t-il, représentative et conduit donc à une sélectivité moyenne en λ^{-1} . En tout état de cause une telle loi ne peut s'appliquer que hors des bandes d'absorption que présentent certaines particules, le phytoplancton en particulier.



Figure 7 : spectres de l'éclairement ascendant $E_u(\lambda)$ à diverses profondeurs, normalisés par leur maximum. Le spectre en pointillé, qui serait mesuré à la profondeur idéalement nulle, est obtenu par extrapolation exponentielle (cf texte). Station 2, dans le sud de l'étang de Berre, teneur en Chl <u>a</u> + Phaeo <u>a</u> = 8 mg m⁻³ dans la couche superficielle, coefficient de diffusion (à 550 nm) supérieur à 5 m⁻¹.

Figure 8 : en trait plein, spectres obtenus au-dessus du même point aux altitudes 900, 600, 300, 150 et 45 mètres (respectivement courbes 9 à 5), normalisés par leur maximum. Le spectre en pointillé est repris de la figure précédente ; le spectre en tireté est celui correspondant au signal marin pur (L'_u, cf. texte). Conditions d'expérience : ciel couvert 8/8 très lumineux. Le coefficient d'absorption a(λ) d'une eau de mer quelconque est a priori décomposable en :

 $a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{Ph}(\lambda) [Ph] + a_p(\lambda) [p] + a_p(\lambda) [D]$

(2)

a_w (λ) représente les valeurs spectrales de l'absorption par l'eau de mer pure (Morel et Prieur, 1977) et a_{Ph} (λ), a_p (λ), a_D (λ) sont respectivement les valeurs spectrales de l'absorption spécifique par le phytoplancton in vivo, par les particules en suspension (phytoplancton exclu), et enfin par les substances dissoutes, communément nommées "substance jaune". Entre crochets figurent les concentrations en ces divers éléments. La figure 9 présente les spectres a_w (λ) et a_{Ph} (λ); en outre est tracé le spectre a_M (λ) qui correspond à l'ensemble des matières en solution et en suspension

 $a_{M}(\lambda)$ qui correspond à l'ensemble des matteres en solution et en suspension (phytoplancton excepté); il sous entend donc une répartition moyenne entre les phases dissoutes et particulaires, contribuant chacune avec les spectres spécifiques a_{D} et a_{p} .

Quelques propriétés de ces spectres doivent être soulignées : aucun de ces agents ne présente de bandes d'absorption étroites ; les absorptions au contraire s'étendent, inégalement certes, mais s'étendent à l'ensemble du spectre visible.

En conséquence, et pour y insister, il n'existe pas de domaine spectral où un agent absorbant agisse seul et puisse de ce fait être isolé, donc évalué simplement. Dans ce contexte d'ailleurs, les pigments chlorophylliens du plancton jouent souvent un rôle faible, même vers 440 nm où ils présentent leur maximum d'absorption. Leur influence ne devient notable qu'occasionnellement, dans les "blooms" phytoplanctoniques par exemple, et dans les régions particulièrement productives des upwellings (le second maximum à 665 nm, "noyé" dans la forte absorption de l'eau ellemême, ne produit qu'un accident mineur). Cette influence réduite est explicable et rejoint d'autres faits d'observations : il n'y a pas présence de phytoplancton sans un cortège de particules détritiques associées et de substances dissoutes libérées ; par contre, une turbidité importante, toujours associée mais de façon variable à des substances dissoutes, n'implique pas nécessairement la présence de cellules végétales.

Avec les expressions (2) et (3) toute reconstitution du spectre R (λ) est possible (voir figure 12) et toute prévision est théoriquement faisable. La qualité des résultats, lorsqu'on les confronte à l'expérience, dépend du degré de représentativité des spectres spécifiques introduits et de quelques hypothèses qu'on peut ajuster (valeur de r_p, de n...). Le problème inverse qui est celui de l'interprétation de mesures multi-spectrales n'est pas pour autant résolu car il n'y a pas unicité de la solution.

4 - LE PROBLEME INVERSE DE L'INTERPRETATION DU SIGNAL "MARIN".

Une fois les composantes "marines" des signaux extraites, et rapportées aux valeurs spectrales de l'éclairement incident, on dispose de nombres proportionnels aux facteurs de réflexion diffuse R (λ), pour des longueurs d'onde discrètes i, j... (les conditions géométriques, d'angle de champ et d'axe de visée, sont supposées identiques pour les diverses longueurs d'onde et les nombres obtenus correctement évalués les uns par rapport aux autres). Si l'on forme les rapports ρ de ces nombres, on peut les



- Figure 9 : valeurs spectrales, en m⁻¹, des coefficients d'absorption (Morel et Prieur, 1977).
- courbe a_W : absorption de l'eau de mer pure.
- courbe a_{Ph} : absorption du phytoplancton naturel à une concentration telle que la teneur en chlorophylle <u>a</u> est de 10 mg m⁻³.
- courbe a_M : absorption par les matières en solution et en suspension (en dehors des cellules phytoplanctoniques) lorsque le coefficient de diffusion est égal à 2 m⁻¹.



Figure 12 : spectres $R(\lambda)$ mesurés (trait plein) en diverses stations et calculés (tireté) en introduisant les valeurs mesurées du coefficient de diffusion (b) et de la teneur en pigments (C+P) et en utilisant les trois spectres d'absorption de la figure 9.

La colonne r_p donne les valeurs de ce paramètre introduites dans le calcul pour obtenir le meilleur accord avec l'expérience, et par ailleurs la diffusion par les particules est supposée sélective en λ^1 (Morel et Prieur, 1977). expliciter de la façon suivante :

$$\rho_{ij} = (R_i / R_j) = \frac{b'_i}{b'_j} \cdot \frac{a_j}{a_i}$$

On a logiquement préconisé (Clarke et Ewing, 1970, entre autres) de choisir les longueurs d'onde du maximum et du minimum d'absorption des pigments du plancton. Toute variation de ρ_{max} , min est dès lors attribuée à la variation de la concentration en pigments, ce qui est abusif compte tenu de la remarque précédente (recouvrement des divers spectres des agents absorbants) et également compte tenu du fait que le rapport des coefficients de rétrodiffusion est lui même variable avec la turbidité. Il est tout à fait prévisible que la même valeur de $\rho_{440,560}$ puisse être observée alors que la teneur en chlorophylle a (+ pheophytine a) varie dans un rapport 10 (Morel et Prieur, 1977).

En se restreignant à l'examen des seules eaux du large, où les artefacts que constituent les matières terrigènes ont une importance réduite et où les proportions relatives du plancton et des détritus associés présentent une moindre variabilité, la relation entre $\rho_{440.560}$ et la

concentration en pigments devient moins lache ; dans ces conditions une relation empirique de la forme :

[Ch] <u>a</u> + Phaeo<u>a</u>] = $K_1 \rho^{K_2}$ avec $K_1 \simeq 1,5$ et $K_2 \simeq -2$ a pu être établie.

Pour faire la discrimination entre les divers agents absorbants il faut a priori accroître le nombre de longueurs d'onde de mesure. Des mesures dans (N+1) canaux \bigstar permettent d'obtenir N nombre ρ comme ci-dessus, ce qui devrait permettre de distinguer N agents absorbants si les spectres d'absorption spécifiques de ceux-ci sont connus et en ignorant, pour l'instant, le problème des rapports de rétrodiffusion. Par exemple, pour trois longueurs d'onde notées 1, 2, 3 en indice, on formera deux rapports indépendants qu'on peut expliciter :

$$\rho_{12} = F_{12} (b') (a_2 / a_1)$$

 $\rho_{23} = F_{23} (b') (a_3 / a_2)$

les fonctions F (b') sont les rapports des coefficients de rétrodiffusion sur lesquelles on reviendra après. Les rapports des coefficients d'absorption peuvent eux mêmes être développés :

$$\frac{a_2}{a_1} = X_{12} = \frac{a_{W2} + Aa_{a2} + Ba_{b2}}{a_{W1} + Aa_{a1} + Ba_{b1}}$$
$$\frac{a_3}{a_2} = X_{23} = \frac{a_{W3} + Aa_{a3} + Ba_{b3}}{a_{W2} + Aa_{a2} + Ba_{b2}}$$

¥ ou N canaux si les mesures sont obtenues en valeurs absolues, mais le problème reste posé de la même façon.

où a_w 1, 2, 3, est l'absorption de l'eau pure aux 3 λ : 1, 2, 3 et a_a 1, 2, 3 ^{et a}b 1, 2, 3 ^{sont} les absorptions spécifiques à ces 3 λ de deux substances absorbantes présentes aux concentrations A et B. Ces concentrations peuvent être calculées en résolvant le système précédent, et la solution est de la forme :

$$A = \frac{\alpha' (X_{12} X_{23}) + \beta' (X_{12}) + \gamma'}{\alpha (X_{12} X_{23}) + \beta (X_{12}) + \gamma}$$
$$B = \frac{\alpha'' (X_{12} X_{23}) + \beta'' (X_{12}) + \gamma''}{\alpha (X_{12} X_{23}) + \beta (X_{12}) + \gamma''}$$

Ces dernières formules indiquent la structure des algorithmes finaux à appliquer aux signaux après corrections atmosphériques, et après évaluation des fonctions F_{ij} (b') afin de traduire en rapports d'absorption les rapports des signaux.

A titre d'exemple on peut considérer qu'il n'y a, en plus de l'eau, que deux types d'absorbants : le plancton d'une part à la concentration |Ph] et d'autre part l'ensemble des autres matières en suspension et en solution, à la concentration |M1 ; les spectres spécifiques correspondants sont présentés (figure 9). Un choix logique de longueurs d'onde peut être le suivant : 440 et 560 nm pour les raisons déjà indiquées, une troisième λ doit être choisie de façon que les valeurs de a_{Ph} et de a_M

soient aussi différentes que possible, par exemple 400 ou 500 nm. Le système précédent peut être représenté graphiquement dans le plan X₁₂, X₂₃ et le réseau des isolignes des concentrations (Ph) et IMI tracé (figures 10 et 11). L'application de cette méthode est illustrée par la figure 13.

Les hypothèses nécessaires concernant la rétrodiffusion.

Dans le développement précédent la question posée par l'évaluation des termes F_{ij} (b), c'est à dire des rapports b' $(\lambda_i) / b' (\lambda_j)$, a été écartée, ou supposée résolue, pour n'examiner que les rapports d'absorption.

En revenant à la présentation initiale, les (N+1) mesures fournissent N nombre ρ_{ij} , donc N équations à 2 N inconnues ; les N rapports a_j/a_i et les N rapports b'./b'. Si on fixe la valeur de n, exposant caractéristique de la sélectivité de j la diffusion, les N inconnues que sont les rapports b'./b'. se réduisent à une seule : $r_p b_p$, pour une longueur d'onde donnée,

***** En adjoignant une quatrième longueur d'onde, trois types d'absorbants peuvent être distingués. Le spectre $a_M(\lambda)$ est remplacé par deux spectres $a_p(\lambda)$ plus "plat" et $a_D(\lambda)$ croissant exponentiellement vers les courtes longueurs d'onde (Jerlov, 1968). La longueur d'onde à choisir en complément peut être 600 nm (où a_D est sensiblement nul, alors qu'à 400 nm il est maximum) : des formules de structures analogues aux précédentes comportant 14 coefficients indépendants (comme α , β , ...) peuvent être écrites et un ensemble de réseaux tracés.



Figures 10 et 11 : isolignes des concentrations en pigments phytoplanctoniques, IPhI et en matières autres que phytoplancton, IMI dans le plan $X_{12} = a_{440}/a_{400}$, $X_{23} = a_{560}/a_{440}$ (Fig. 10), ou $X_{12} = a_{440}/a_{500}$ (Fig. 11).

- <u>Note</u>: la concentration unitaire en pigments, |Ph| = 1, est définie comme celle qui correspond à la quantité de pigments présents, lorsque la concentration en l'un d'entre eux, la chlorophylle <u>a</u>, est 1 mg m⁻³. Cette définition suppose une composition pigmentaire moyenne du phytoplancton (comme pour le spectre a_{Ph} de la figure précédente).
 - . la concentration unitaire en "matières", [M] = 1, est celle qui provoque une diffusion b = 0.3 m⁻¹. Ceci suppose une répartition moyenne entre la phase particulaire (seule responsable de la diffusion) et la phase dissoute. Cette hypothèse est mal fondée dans le cas où les substances jaunes sont abondantes sans que la turbidité soit très élevée (exemple : mer Baltique).

ceci en vertu de la relation (1). C'est néanmoins une inconnue de trop pour que le système soit déterminé.

Le problème se pose de savoir si en télédétection existe une possibilité d'évaluer b_n de façon indépendante. Pour cela, il faudrait qu'il existe une bande spectrale où R serait seulement proportionnel à b' ce qui implique que a reste constant. A *priori* le domaine spectral le ^pplus favorable serait situé là où toutes les absorptions sont minimales (vers 570-600 nm). Mais l'expérience infirme cette possibilité * : en effet pour les eaux océaniques, l'accroissement de diffusion s'accompagne d'un accroissement des absorptions dans des proportions voisines, de telle sorte que R n'est guère modifié (voir figure 5). Dans les eaux très chargées en particules (littorales, d'estuaires, ou d'effluents) l'augmentation de la rétrodiffusion n'est en général que partiellement mais variablement compensée par une augmentation corrélative de l'absorption et le facteur R croît, sans être pour autant proportionnel à b_p (voir figure 6) ; il croît d'ailleurs dans tout le spectre et non pas séulement aux longueurs d'onde désignées (d'où les qualificatifs de "laiteux" "décoloré" utilisés souvent). En résumé, on peut retenir que, s'il n'existe pas de domaine spectral où la diffusion puisse être évaluée avec sûreté, à l'inverse des valeurs élevées de l'ensemble des signaux sont immanguablement la conséquence d'une turbidité élevée.

Les possibilités de solution.

En l'absence de mesure indépendante du coefficient de rétrodiffusion, il est clair que le système reste indéterminé, tant que l'on n'a pas fait l'hypothèse supplémentaire qui consiste à lui attribuer une valeur XX. Les lois "naturelles" dont on a parlé au début peuvent guider un processus itératif qui serait le suivant : compte tenu de la zone observée et de la connaissance océanographique qu'on en a, on peut attribuer à b^b_p une valeur raisonnable, donc calculer les termes F_{ij} et transformer les rapports ρ_{ij}

en rapports d'absorption, pour enfin appliquer les algorithmes sur ces derniers. Il en résulte unepremière série de valeurs de concentrations Ph et M (et D éventuellement) ; si ces valeurs paraissent incompatibles avec la diffusion choisie au départ, celle-ci est modifiée par l'utilisation de lois empiriques *** liant b à la teneur en pigments et à la teneur en matières détritiques ; le calcul est alors repris.

En définitive, si la teneur en pigments constitue le paramètre d'intérêt, les autres ne peuvent être ignorés en ce sens qu'ils nuisent à la mesure du premier : la trop grande ressemblance des signatures spectrales

¥ cf. les spectres d'absorption d'eaux océaniques et littorales (in:Morel et Prieur, 1977).

****** Mathématiquement il y a une inconnue de trop, bⁱ_p, pour laquelle il y a lieu de faire une hypothèse ; mais physiquement elle en recouvre deux : l'une sur le coefficient de diffusion bⁱ_p, l'autre sur le facteur de rétro-diffusion r_n.

******* Ce sont moins des relations, que des délimitations de domaines plausibles : par exemple la présence de telle quantité de plancton implique un coefficient de diffusion au moins supérieur à telle valeur. De même, des valeurs élevées de R dans l'ensemble du spectre, impliquent une turbidité élevée, même si quantitativement cette information ne conduit pas à l'évaluation de la diffusion. induit l'ambiguité. Entre ces paramètres des lois naturelles existent, qui sont assez stables au large, dans les conditions océaniques normales. La méthode exposée ci-dessus faisant appel à ces relations empiriques devrait raisonablement donner des résultats significatifs. Dans les zones côtières, les paramètres perturbateurs prennent une importance beaucoup plus grande et la signature spectrale des pigments restera difficile à déceler avec sûreté (l'examen de l'abaque le met en évidence : lorsque la concentration IMI est élevée, les rapports d'absorption deviennent peu sensibles aux varaitions de la concentration IPNI.

Mais, dans ces zones, le paramètre d'intérêt peut au contraire être la turbidité et l'étude spatio-temporelle de son extension. Dans ce cas l'augmentation du pouvoir rétrodiffusant dans toute la partie centrale du spectre fournit un moyen de télédétection simple.

5 - LES PRECISIONS REQUISES.

On suppose faite la restitution du signal marin pur (L_u'). Son interprétation passe inévitablement par la formulation d'hypothèses concernant, pour les rappeler :

-- la valeur du coefficient de rétrodiffusion des particules ;

-- la dépendance spectrale de cette diffusion.

Egalement elle implique un choix en ce qui concerne les spectres d'absorption moyens, et jugés représentatifs, des agents absorbants. On ne peut parler de précision qu'une fois cette étape franchie, en postulant que les valeurs retenues sont bien celles du milieu.

Dans ce cas, on a pu obtenir des rapports d'absorption avec une précision qui n'est limitée que par celle des instruments. Sur la figure 10 sont tracés les rectangles qui correspondent à une indétermination de \pm 10 % sur les rapports d'absorption ; elle entraine une imprécision sur la détermination des concentrations en phytoplancton ou en "matière" de l'ordre de \pm 50 % pour des conditions moyennes (centre de l'abaque). Avec la combinaison de longueurs d'onde 440 - 500 - 560, moins discriminante, l'imprécision serait plus grande encore. Ces conditions sévères ne sont évidemment pas le fait des algorithmes, lesquels ne sont jamais que la traduction des conditions imposées par la nature, du fait de la trop grande similitude des signatures spectrales des agents absorbants.

Pour reprendre la démarche en sens inverse : les nouveaux termes qui apparaissent lorsque le capteur s'éloigne de la surface marine, doivent à leur tour être évalués avec une marge d'incertitude très faible, de façon que la précision requise sur le signal marin puisse être préservée. La difficulté de ce problème a déjà été évoquée. Elle est illustrée par la figure 14 fondée sur des résultats expérimentaux.

Le "rapport de couleur" susceptible dans la mer de connaître les plus grandes variations est le rapport L_{440}/L_{560} . A partir des valeurs initiales 3,5 et 5 pour les eaux "bleues" prises en exemple, et les valeurs 0,9 et 0,5 pour les eaux "vertes", on obscrve des valeurs très voisines



Figure 13 : confrontation entre les teneurs en pigments mesurés (Chl <u>a</u> + Phaeo <u>a</u>) et calculés par utilisation des algorithmes correspondants à la figure 10 (λ = 400, 440, 560 nm); les rapports de réflexion diffuse mesurés sont

transformés en rapports d'absorption en se servant des valeurs également mesurées de la diffusion (b_p).

Si l'on se place dans le cas de la télédétection et donc de l'ignorance de b_p, la première itération (avec $F_{ij} \equiv 1$) donne des résultats pour [Ph] à ± 50 %, la se-conde à ± 25 %.

Mesures utilisées : stations de la campagne CINECA-CHARCOT 5 (Morel et Prieur, 1975 et 1976), les cercles creux correspondant à des stations où la concentration en matériel détritique est très élevée. Pour ces eaux, la valeur de p440,560 ferait croire à une très forte teneur en pigments, ce qui n'est pas ; l'utilisation d'une troisième longueur d'onde permet une évaluation plus satisfaisante, enlevant l'ambiguîté due à la présence des autres agents absorbants.

Figure 14 : modifications affectant un "rapport de couleur" (L440/L560) par traversée de l'atmosphère, depuis sa valeur sous la surface (0-), au-

dessus de la surface (0+) lorsque s'ajoute la réflexion du ciel, aux altitudes 1800 et 3600 mètres, et enfin hors de l'atmosphère.

Les deux courbes en pointillé sont établies à partir des valeurs de Austin (1974) pour une eau bleue : valeur initiale sous l'eau $L440/L_{560} = 5$, et une eau verte : valeur initiale 0.9.

La courbe (en trait plein) supérieure (valeur initiale 3.45) est tirée des résultats expérimentaux (Méditerranée, eau bleue) de la figure 1 et de l'extrapolation hors de l'atmosphère de la figure 2.

La courbe (trait plein) inférieure (valeur initiale 0.52) correspond à l'eau "verte" (station 66, cf figure) supposée observée dans les mêmes conditions que l'eau bleue.

<u>Note</u> : ces conditions d'observation étaient d'ailleurs défavorables (voir légende figure 1). On a donc supposé des conditions meilleures, avec un signal réfléchi qui serait beaucoup plus faible (les conditions considérées par Austin) ; dans ces conditions, à partir des mêmes valeurs initiales on obtient les courbes tracées en tireté.

La flèche indique la valeur du même rapport de couleur pour la diffusion Rayleigh.

hors de l'atmosphère, toutes comprises entre 2,05 et 2,72 selon les conditions d'observation (voir légende). L'étude prévisionnelle qu'à faiteCurran (1972), très détaillée en ce qui concerne l'influence des paramètres atmosphériques, conduit pour cette modification du rapport de couleur à une vision un peu plus optimiste, simplement parce qu'il postule que l'effet de la lumière zénithale réfléchie à la surface est nul ¥. Eu égard aux précisions requises au niveau zéro sur ces rapports de couleur, on mesure les difficultés à vaincre.

Dans son principe, la détection des zones turbides est plus aisée car elle ne fait pas appel à une différenciation spectrale mais à la magnitude des signaux eux mêmes. Cet avantage est conservé en télédétection éloignée : par exemple un front entre des eaux océaniques (avec R (550 nm) $\simeq 1$ %, qu'elles soient "bleues" ou "vertes", cf. Figure 5) et des eaux turbides (R(550)de 5 ou 10 %) est marqué par un contraste qui, bien qu'atténué par le voile atmosphérique, restera important : dans les conditions de la figure 2 par exemple, au contraste initial de 10 (ou de 5) répondrait une augmentation de 50 % (ou de 25 %) du signal, hors de l'atmosphère. Il est aisé d'extraire une telle information du signal, comme l'expérience l'a déjà démontré (utilisation du canal MSS4).

En conclusion provisoire, il est prématuré de vouloir assigner dès maintenant une précision aux déterminations qui sont envisagées par télédétection. Déjà des ambiguités existent au niveau marin, et exigent que des hypothèses soient faites, et pour assurer au mieux celles-ci, que des études d'optique marine soient amplifiées. D'autres hypothèses sont à faire pour ce qui est des corrections atmosphériques. La technologie doit affronter des problèmes difficiles de sensibilité et de précision.

Les performances à attendre sont évidemment différentes selon qu'il s'agit de capteurs aéroportés ou satellisés ; mais dans l'un ou l'autre de ces systèmes, il est probable qu'il faille disjoindre le cas des eaux côtières turbides, de celui plus "normal" des eaux du large, et qu'il faille considérer, dans le cas des premières, que les pigments ne peuvent être évalués qu'avec une faible précision mais, par contre que celle ci serait meilleure dans le cas purement océanique. L'intérêt de persévérer est certain, même si l'aboutissement raisonablement prévisible n'est que le classement des eaux en un certain nombre de catégories, plutôt qu'une véritable mesure telle qu'on la conçoit à partir d'un navire. Mais précisément, comparé à ce qui est accessible *in situ*, l'information obtenue à distance compense sa moindre qualité par son abondance et par son caractère synoptique et répétitif.

* Pour cette étude d'optique atmosphérique, l'auteur présume logiquement que les problèmes d'optique marine sont résolus et qu'est établie une relation quantitative entre teneur en chlorophylle et rapport de couleur.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été exécuté grâce aux aides financières du C.N.E.X.O. (75/1274 et 76/1513) et du C.N.R.S. (ERA 278, RCP 247).

BIBLIOGRAPHIE

- ARVESEN J.C., R.N. GRIFFIN and B.D. DOUGLAS 1969 Determination of extraterrestrial solar spectral irradiance from a research aircraft. Appl. Opt., 8, 11, 2215-2232.
- AUSTIN R.W. 1974 The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface. In : Optical Aspects of Oceanography, N. G. Jerlov & E.S. Nielsen Edit., Chap. XIV, 317-344.
- AUSTIN R.W. 1974 Inherent spectral radiance signatures of the ocean surface. In : Ocean Color Analysis, S.Q. Duntley et al. Edit., Scripps Institution of Oceanography, S.I.O. ref. 74-10, 2, 1-20.
- CLARKE G.L., G.C. EWING and C.J. LORENZEN 1970 Spectral of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration. Science. 167, 1119-1121.
- CURRAN R.J. 1972 Ocean color determination through a scattering atmosphere. Applied Optics, 11, 8, 1857-1866.
- DUNTLEY S.Q. 1942 Optical properties of diffusing materials. J. Opt. Soc. Am., 32, 61-70.
- GORDON H.R., O.B. BROWNS and M.M. JACOBS 1975 Computed relationships between the inherent and aparent optical properties of a flat homogeneous ocean. Appl. Opt., 14, 417-427.
- JERLOV N.G. 1968 Optical oceanography. Elsevier.
- KONDRATYEV K. Ya. 1969 Radiation in the atmosphere. Academic Press, pp. 912.
- KOZLIANINOF M.V. and V.N. PELEVIN 1965 On the application of a onedimensional approximation in the investigation of the propagation of optical radiation in the sea (in Russian). Tr. Inst. Okeanol. Akad Nauk SSSR, 77, p. 73-79. Also 1966. U.S. Dep. Comm. Jt. Publ. Res. Ser. Rep., 36, 816, 54-63.
- LOFTUS M.E. et H.H. SELIGER 1975 Some limitations of the in vivo fluorescence technique. Chesapeake Science, 16, 2, 79-92.
- MOREL A. 1973 a Measurements of spectral and total radiant flux, p. F1 - F341. In SCOR Data Rep. Discoverer Expedition, v. l. Scripps Inst. Oceanogr. Ref. 73-16.
- MOREL A. 1973 b Diffusion de la lumière par les eaux de mer. Résultats expérimentaux et approche théorique, p. 31.1-31.76. In Optics of the sea. AGARD Lect. Ser. 61.

- MOREL A. 1974 Optical properties of pure water and pure sea water. In N.G. Jerlov and E. Steemann Nielsen Eds. Optical aspects of oceanography. Academic. p. 1-24.
- MOREL A. et L. PRIEUR 1976 Irradiation journalière en surface et mesure des éclairements sous marins. In Résultats de la campagne CINECA 5 (Groupe Mediprod). Sect. 1-1-10. Publ. C.N.E. X.O., p. 1-256.
- MOREL A. et L. PRIEUR 1977 Analysis of variations in ocean color. Limnol. & Oceanogr., 22, 4, 709-722.
- NEVILLE R.A. et J.F.R. GOWER Passive remote sensing of phytoplankton via chlorophyll *a* fluorescence. J. Geophys. Res. (à paraître).
- PRIEUR L. et A. MOREL 1975 Relations théoriques entre le facteur de réflexion diffuse de l'eau de mer à diverses profondeurs et les caractéristiques optiques. (Abstr.) Int. Union Geophys. Geod. 16 th General Assembly, Grenoble. p. 278.

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 93 à 108

EXPERIENCES AEROPORTEES DE DETERMINATION DE LA COULEUR DE L'OCEAN

par M. VIOLLIER

RESUME

Les différences entre les réflectances de l'océan mesurées à plusieurs longueurs d'onde peuvent être utilisées pour déterminer les contenus en chlorophylle et en sédiments qui modifient les propriétés optiques des eaux de mer. Cette méthode a été expérimentée à l'aide d'un radiomètre installé sur un avion volant à basse altitude. On donne les résultats de la comparaison entre les quantités fournies par la télédétection et par le contrôle en mer pour différents types d'eaux (eaux côtières, Mer du Nord ; eaux d'upwelling, Golfe de Guinée).

La précision de cette méthode de détermination des contenus en chlorophylle et en sédiments est sujette à différents types d'erreur, qui sont discutés.

ABSTRACT

The differences between the ocean reflectances measured at several wavelengths may be used to determine the chlorophyll and sediment contents which change the optical properties of seawaters. This method has been experimentally implemented with an airborne radiometer flown at a low altitude and has given good results using mean absorption and scattering properties of chlorophyll and sediments. Results comparing the remotely sensed contents and the sea-truth data are given for several types of waters (coastal water, North Sea ; upwelled water, Gulf of Guinea).

The accuracy of this method of determination of chlorophyll and sediment contents is subject to several types of error, which are discussed.

MOTS - CLES : Eaux Côtières, Couleur de L'océan, Chlorophylle.

KEY WORDS : Coastal waters, Ocean color, Chlorophyll.

93

INTRODUCTION

L'interprétation des mesures de la couleur de l'océan, provenant d'expérience aérienne, demande la résolution d'un certain nombre de problèmes que l'on peut classer de la manière suivante :

 1 - prise en compte des effets atmosphériques (diffusion du rayonnement par les molécules et les aérosols, variations de l'éclairement incident par la présence de nuages)

2 - prise en compte du terme de réflexion de surface, pour atteindre le terme de rétrodiffusion par la masse d'eau

3 - détermination des propriétés optiques de l'eau (absorption et diffusion) à partir du terme de rétrodiffusion

4 - détermination des constituants de l'eau de mer à partir des propriétés optiques.

Après la mise en équation des phénomènes, nous développerons chacun de ces points à la lumière des résultats de nos travaux théoriques et expérimentaux. Ces résultats expérimentaux proviennent des campagnes Cap Lopez dans le Golfe de Guinée en 1975 et 1976, et de survols du Détroit du Pas de Calais en 1977. Au cours de ces expériences, nous utilisions un radiomètre mesurant simultanément le rayonnement montant et descendant à 466, 525, 550 et 600 nm. Deux méthodes de mesure (réflectance et albédo) seront discutées, car soit la luminance ou l'éclairementdu rayonnement montant pouvaient être mesurées.

O. POSITION DU PROBLEME

0.1. Définitions et notations

0.1.1. Grandeurs géométriques

angle azimutal φ angle avec le zénith β $\gamma = \cos \theta$ direction \overline{S} (γ, φ) élément d'angle solide $d\Omega$



0.1.2. Grandeurs radiométriques

luminance d'une source diffuse $(W.m^{-2}.sr^{-1})$ I ; éclairement reçu sur une surface $(W.m^{-2})$ E ;

éclairement sur une surface perpendiculaire à la direction de propagation

E ;

pour un faisceau de lumière collimaté, incliné d'un angle θ : $E = E \cdot \rho$; pour une source diffuse, caractérisée par la luminance $I(\rho, \phi)$:

$$\Delta E = I(N, \varphi) \mu d\Omega$$

l'éclairement hémisphérique

$$E = \int_{\mathcal{R}_{T}} \mathcal{I}(\theta, \varphi) \, \mu \, d\Omega$$

 $E = \pi I$ si I est indépendant de μ et φ .

0.1.3. Termes de réflexion

Dans ce qui suit les grandeurs relatives au rayonnement descendant

et montant de (sur) la cible seront notées par l'indice d et m. On définit les termes suivants :

- l'albédo A

$$A = \frac{E_m}{E_d} \qquad \text{ou} \qquad A = \frac{\int_{2^m} I_m(\gamma, \varphi) \mu d\Omega}{E_d}$$

si la réflexion est parfaitement diffuse :

$$A = \frac{\pi Im}{Ed}$$

- la réflectance équivalente à un cas diffus $\rho d(\mu, \varphi)$

$$P_{d}(\mu,\varphi) = \frac{\pi I(\mu,\varphi)}{Ed}$$
(2)

- la réflectance bidirectionnelle $\rho(\mu, \varphi; \mu_o; \varphi_o)$ si on précise que la cible n'est éclairée que suivant une direction (μ_o, φ_o)

$$P(\mu, \varphi, \mu_{0}, \varphi_{0}) = \frac{T I(\mu, \varphi)}{Ed(\mu_{0}, \varphi_{0})}$$
(3)

on rencontre aussi cette définition sans le facteur 77.

0.1.4. Coefficients optiques

0.1.4.1. Milieu diffusant et absorbant

Coefficient d'absorption (m^{-1}) : a " de diffusion (m^{-1}) : b " d'atténuation c = a + b

fonction de phase $p(\alpha)$

Cette quantité représente la fraction de lumière déviée d'un angle « par un élément de volume ; sa normalisation s'écrit :

$$\int P(\nu) d\mu = 2 \qquad (4)$$

;

épaisseur optique entre 2 niveaux O et H (m)

$$T = \int c(H) dH$$

transmission dans la direction μ entre deux niveaux :

$$T(\mu) = e^{-\tau/\mu}$$

0.1.4.2. Interface

L'indice optique relatif des milieux air-océan est égal à 1.33 dans le visible. A l'aide des lois de FRESNEL, on peut en déduire la réflexion sur la surface, supposée parfaitement plate.

0.2. Mise en équation

Un capteur, à l'altitude H, repérée par l'épaisseur optique ${\boldsymbol au}$, mesure une luminance

où I est la luminance à l'altitude O, T(μ) la transmission, et I la contribution propre à la diffusion atmosphérique.

(5)

 $(\mathbf{1})$

.

(6)

Si on élargit l'angle d'ouverture du capteur plan jusqu'à 2 π steradians, on mesure l'éclairement

$$E_{m}(\tau, \mu_{0}, \varphi_{0}) = \int_{2T} I_{m}(\tau, \mu \varphi; \mu_{0}, \varphi_{0}) \mu dS 2 \qquad (8)$$

Dans l'expression de I (Eq. \neq), on trouve la réflexion du rayonnement solaire direct E et du rayonnement diffusé descendant Id

$$I(\mu\varphi,\mu\varphi\phi) = \frac{1}{77}(\mu\varphi,\mu\varphi\phi) = \frac{1}{77}(\mu\varphi,\mu\varphi\phi) + \int_{0}^{0}\int_{0}^{0}\rho(\mu\varphi,\mu\varphi') Id(\mu',\varphi,\rho)\mu'd\mu'd\varphi' (3)$$

Il est impossible d'extraire la valeur de $\rho(\mu \varphi, \mu \circ \varphi_{\delta})$ de la valeur de I, ou de Im, si on se donne pas la dépendance angulaire de ρ . L'approximation la plus simple étant

où $\rho_{\mathcal{R}}$ rend compte de la réflexion spéculaire sur la surface, et ρ_d de la rétrodiffusion par la masse d'eau qu'on suppose isotrope. Ces deux hypothèses sont des approximations: ainsi, à cause des vagues, la réflexion de surface n'est pas rigoureusement monodirectionnelle.

1. EFFETS ATMOSPHERIQUES

1.1. Variation de l'albédo avec l'altitude

Au niveau de la surface, les termes $T(\mu)$ et I_A des Eq. 7 et 8 sont respectivement égaux à 1 et 0. Si on élève le capteur à une altitude H, cela n'est plus vrai, l'effet principal provient de I_A qui augmente rapidement. Les épaisseurs optiques Rayleigh et aérosols (en général) diminuent avec la longueur d'onde, aussi ce phénomène affecte d'abord les longueurs d'onde correspondant au violet et au bleu. Les spectres expérimentaux de CLARKE et al (1970) mettent en évidence cet effet.

L'effet existe, même pour des faibles variations d'altitudes. Les valeurs du tableau suivant proviennent de nos mesures effectuées le 13 juillet 1976 dans la zone du Cap Lopez.

longeur d'onde (nm)		466	525	550	600	
A	(altitude 100 m)	0.0431	0.0410	0.0393	0.0358	Ī
A	(altitude 350 m)	0.0531	0.0488	0.0466	0.0420	
A	(350) - A (100)	0.0100	0.0078	0.0073	0.0062	I

L orsqu'on présente des valeurs absolues de réflectances, l'altitude est dens un paramètre essentiel à préciser. Pour notre part, nous nous sommes efforcés de réaliser toutes les expériences à un altitude unique de 150 m. Si on ne retient que des mesures relatives l'effet est plus faible ; par exemple, sur la différence d'albédos à 466 et 525 nm, l'écart entre 100 et 350 m est de 0.002, les variations de cette valeur, qui peuvent provenir des aérosols sont alors vraiment négligeables, sauf en présence manifeste de brume.

1.2. Présence de nuages

La couverture nuageuse sous laquelle vole l'avion a deux effets principaux:

1.2.1. L'éclairement solaire direct est atténué, souvent totalement. Cela intervient dans l'Eq. 9, $\mathcal{T}(\mu)$ tend vers zéro, et Id devient prépondérant. Lorsque la couverture nuageuse n'est pas uniforme les variations de $Id(\mu, \varphi)$ sont très grandes (couramment dans un rapport 2) et le rayonnement montant varie en conséquence (Fig. 1a). Dans ce cas il est nécessaire de mesurer le rayonnement spectral descendant simultanément au rayonnement descendant.

1.2.2. Le terme de réflexion de surface augmente et constitue ainsi une erreur importante qui sera évaluée au prochain paragraphe.

2. REFLEXION DE SURFACE ET REFLEXION DIFFUSE

2.1. Cas de la mesure d'une réflectance

En considérant qu'on se place au niveau de la mer (IA=O, $T(\mu)=1$), les Eq. 9 et 10 fournissent

$$\frac{\pi I}{\nu_0 E_0 T(\nu_0) + Ed} = Pd + PR(\nu) \frac{\pi Id(\nu, \varphi)}{\nu_0 E_0 T(\nu_0) + Ed}$$
(11)
$$Ed = \int_0^{2\pi} \int_0^1 Id(\nu'\varphi') \nu' d\mu' d\varphi'$$

avec

où

En visant à la verticale, le terme d'erreur $\rho_{\mathcal{R}}$. f peut varier de O à 0.02 puisque $\rho_{\mathcal{R}}(i) = 0.02$, et que f peut varier de O (ciel clair dans le rouge) jusqu'à 1 (ciel couvert).

Pour diminuer ce terme d'erreur on peut utiliser un polariseur, et viser à l'incidence brewstérienne (53°). Cependant, à cause des vagues, des variations d'altitude de l'avion, de l'angle d'ouverture du capteur, on ne peut l'annuler rigoureusement. Au cours de nos expériences, nous utilisions un polariseur, la visér étant faite à 45° de la verticale. Dans ce cas on peut considérer que la valeur résiduelle de PR est de l'ordre de 0,01.

2.2. Cas de la mesure d'un albédo

En intégrant I sur le demi-espace (Eq. 8), l'Eq. 11 s'exprime sous forme d'albédo :

(15)

 $A = A_d + A_R$

où le terme de réflexion de surface est égal à

$$H_{R} = \frac{P_{R}(\mu_{0}) E_{0} T(\mu_{0}) + \int_{0}^{0} P_{R}(\mu) I_{d}(\mu \varphi, \mu' \varphi') \mu' d\mu' d\varphi'}{\mu_{0} E_{0} T(\mu_{0}) + E_{d}}$$
(16)

et où A correspond à la rétrodiffusion pour l'eau de mer.

On peut écrire

$$\int \int PR(\mu) \cdot Id(\mu q, \mu \circ q \bullet) \mu d\mu dq = \alpha \cdot PR(\mu) Ed$$
(17)

où α dépend de la répartition angulaire. Si la répartition de Id est isotrope, $\alpha' \simeq 3.5$. En combinant 16 et 17,on obtient

$$A_{\mathcal{R}} = \frac{P_{\mathcal{R}} \cdot (\mu_0 E_0 T(\mu_0) + \alpha Ed)}{\mu_0 E_0 T(\mu_0) + Ed}$$
(18)

(19)

soit

avec

et

$$HR = PR \cdot g$$

$$g = \frac{PoE_0 T(P_0) + \alpha Ed}{PoE_0 T(P_0) + Ed} = 1 + (\alpha - 1)f$$

Ce terme varie de 1 (quand Ed = 0, ciel clair dans le rouge) à \mathcal{O} (quand \mathcal{T}/μ_0)=0, ciel nuageux). Avec $\alpha = 3, 5$, le terme d'erreur sur l'albédo produit par la réflexion de surface, varie donc de 0.02 à 0.07 (incidences rasantes exceptées).

2.3. Méthodes des différences pour minimiser l'erreur de réflexion

On vient de voir (Eq. 13 et 19) que le terme de réflexion pouvait se mettre sous la forme

PR. gpour une réflectance,PR. gpour un albédo,

les termes f et g dépendant des conditions d'illumination. La réflectance ρ_R est indépendante de la longueur d'onde. Les termes f et g varient peu en fonction de la longueur d'onde, le maximum de variation a lieu par ciel clair où les conditions d'illumination changent suivant la longueur d'onde (augmentation de Ed par rapport à Eo aux courtes longueurs d'onde). Par ciel nuageux f et g sont constants. Ainsi, au moins pour des longueurs d'onde pas trop éloignées, le produit ρ_R est pratiquement indépendant de la longueur d'onde et peut °etre minimisé en faisant les différences de réflectances (ou d'albédos) à deux longueurs d'onde . L'erreur résiduelle peut °etre calculée, en prenant des valeurs réalistes de Eo et Ed entrantVles expressions de f et g. On va considérer la hauteur de soleil égale à 60°, et des mesures à 450 et 550 nm. Pour la mesure de réflectance, la variation maximum (entre ciel clair et nuages) de la différence de ρ_R est égale à 0.0007 (on a pris $\rho_{d=0.01}$); pour la mesure d'albédo la variation s'élève à 0.0036.

L'équation 11 implique que le capteur ne vise pas la réflexion directe du soleil. Cependant, à cause de l'agitation de la surface par les vagues, il peut arriver que, assez loin de la direction de réflexion spéculaire, le capteur vise quelques scintillements. A nouveau, la méthode des différences élimine l'influence de cet effet. La réflexion par les "moutons" et l'écume de mer, qui ne sont pas considérées dans nos équations, *est* aussi éliminée dans la mesure où ce type de réflexion est gris (spectralement constant).

La Fig. 1b montre que pour des mesures faites par couverture nuageuse variable, la différence de réflectance à 2 longueurs d'onde est réellement moins bruitée que le rapport des luminances à ces mêmes longueurs d'onde.

2.4. Mesure de réflectance ou d'albédo ?

A ce point de l'exposé, on peut se poser cette question. Lorsqu'on mesure une réflectance, l'erreur de réflexion varie de O à 0.22 (à condition de ne pas viser la proximité du soleil) et peut être diminuée par usage d'un filtre



polariseur, tandis que l'erreur varie de 0.02 à 0.06 lorsqu'on mesure un albédo. Lorsqu'on fait des différences, ce terme est pratiquement éliminé, mais l'erreur résiduelle estimée est aussi plus grande par la méthode d'albédo que par la méthode de réflectance. Il est donc clair qu'il est préférable de mesurer une réflectance, surtout par ciel bleu, et si toutes les conditions de réussite de l'expérience sont réunies. Nous faisons ici allusion au fait qu'il faut systématiquement éloigner la direction de visée de la direction du soleil et si possible de la direction "antisolaire", et que cela suppose que le capteur du rayonnement montant soit placé sur une monture orientable en azimut (donc trappe avion assez large) et que les directions du vol ne soient pas trop variables. Par comparaisor la mesure d'un albedo est plus simple àeffectuer.

L'objectif principal des campagnes dans le Golfe de Guinée était de repérer la position et la forme d'un front thermique, et les plans de vol étaient dessinés en fonction de cet objectif. D'autre part, la zone était souvent nuageuse. C'est pourquoi, après avoir vérifié que les deux méthodes fournissaient des résultats comparables quand on fait des différences, nous avons considéré que la mesure d'albédo plus simple à mettre en oeuvre était préférable. Ce choix était spécifique, nous le soulignons, aux conditions matérielles de déroulement de l'expérience.

3. RELATION ENTRE LE TERME DE RETRODIFFUSION ET LES PROPRIETES OPTIQUES DE L'EAU

3.1. Milieu homogène

La détermination théorique du rayonnement rétrodiffusé nécessite des calculs complexes, car il faut prendre en compte les diffusions d'ordre multiple. Les données de ces calculs sont l'albédo pour une diffusion simple $\omega_0 = \frac{\theta}{a+b}$ et la fonction de phase p(q). On a l'habitude d'exprimer les résultats en fonction du coefficient de rétrodiffusion

$$B = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} P(\theta) \sin \theta \, d\theta$$

Les récentes études faites dans ce domaine (GORDON et BROWN (1973), GORDON (1977), PRIEUR (1976), VIOLLIER (1976)) montrent que l'albédo de rétrodiffusion A peut être restitué à l'aide d'une simple fonction de la variable $\mathbf{x}=\mathbf{GB}/\mathbf{a}$; pour retrouver les valeurs de A inférieures à 0.07, on peut considérer avec une bonne approximation que la relation est linéaire.

L'expression $x = \frac{\partial B}{\partial a}$ est donc le seul terme accessible par la télédétection. Evalué à une seule longueur d'onde, xest d'une piètre utilité ; ses variations sont difficilement interprétables, car, en géneral, les deux coefficients a et b augmentent en parallele avec la turbidité de l'eav.

La solution consiste donc, soit à supposer que les variations de b(et B) et de a sont corrélées, soit à fixer des lois de variations spectrales sur a, b et B et à faire des mesures à plusieurs longueurs d'onde. Sans faire de telles hypothèses on ne peut accéder à la mesure de a et b.

Une attention particulière doit être portée à la répartition angulaire de $\rho d(\mu, \varphi)$. La Fig. 2, provenant de nos calculs, montre que l'hypothèse d'isotropie de ρd définie dans l'Eq. 10 n'est pas vérifiée pour un ciel clair. On observe un maximum dans la direction directement opposée à l'incidence. Bien que la dispersion des angles θ et θo produite par les vagues atténue probablement légèrement ce maximum, on en déduit qu'il est préférable d'éviter cette direction, symétrique de la direction de réflexion de surface. Dans le cas de la Fig. 2, la valeur de ρ_d pour les angles (θ, θ_o) voisins de 45° est égale à A donc, à condition de viser à cette distance moyenne du soleil, les mêmes formules peuvent être utilisées avec une bonne approximation aussi bien pour interpréter ρ_d que A_D.

3.2. Milieu stratifié

L'hypothèse d'homogénéité du milieu marin est rarement vérifiée, et cela constitue la principale limitation aux techniques de télédétection par la couleur de l'océan. L'albédo de rétrodiffusion est en effet sensible aux hétérogénéités verticales qui constituent des inconnues supplémentaires à un problème déjà suffisamment complexe. Chaque couche contribue à l'albédo avec un poids lié à la transmission du trajet aller et retour de la lumière jusqu'à la profondeur correspondante. A 450 nm, pour des eaux moyennement turbides, la contribution de la couche entre 0 et 10 m est d'environ 75 %.

4. RELATIONS ENTRE LES PROPRIETES OPTIQUES ET LES CONSTITUANTS DE L'EAU

Il y a x constituants, dont il faut connaître à chaque longueur d'onde les coefficients d'absorption et de diffusion spécifiques in vivo. Les travaux de MOREL et PRIEUR (1977) fournissent sur ce point d'indispensables données et témoignent de la grande complexité du problème.

Dans les modèles d'interprétation ou de prévision théorique (JAIN et MILLER, 1976 ; KATTAWAR et HUMPHREYS, 1976 ; VIOLLIER et al, 1978), on utilise un modèle fortement idéalisé. On considère que le supplément d'absorption provient essentiellement de la chlorophylle, et on utilise les valeurs d'absorption spécifique mesurées in vitô par YENTSCH (1960).

Nous avons exploité ce modèle de la manière suivante. Nous avons distinqué deux régions du spectre, la lère est centrée sur 450 nm (bleu), où, varient ensemble : l'absorption et la diffusion, la 2ème entre 550 et 600 nm (jaune, orange) où le phénomène de diffusion devrait etre prépondérant. La mesure dans cette région (en l'occurence R_{550} - R_{600}) fournirait une indication sur le coefficient de diffusion qui peut servir a corriger la détermination de la chlorophylle obtenue par R_{466} - R_{525} .

Pour préciser cette interprétation, nous avons construit le diagramme présenté sur la Fig. 3a. Sur ce diagramme où $A_{466}^{-A_{525}}$ est en ordonnée et $A_{550}^{-A_{500}}$ A_{600} en abscisse, on trouve les courbes de m'eme concentration en chlorophylle plus ou moins perpendiculaires au premier axe. Les eaux claires et bleues sont caractérisées par le point A, les eaux riches en chlorophylle et turbides sont caractérisées par le point B ($A_{466}^{-A_{525}}$ voisin de zéro, et forte valeur de $A_{550}^{-A_{600}}$). Ce schéma ne prétend pas résoudre tous les problèmes de la détermination de la chlorophylle. Il constitue seulement la base d'une interprétation, ayant pour idée directrice de distinguer le phénomène de diffusion légèrement sélectif, et le phénomène d'absorption par des constituants de l'eau de mer agissant principalement dans la région bleue du spectre.

5. RESULTATS DE NOS EXPERIENCES

Malgré les difficultés de l'interprétation, particulières à cette technique de télédétection, le bilan de nos expériences est satisfaisant. D'une part, les points de contrôle à la mer (vérité mer) montrent qu'une corrélation existe bien entre la différence d'albédos à 466 et 525 nm et la concentration en chlorophylle. D'autre part, pendant les campagnes au Cap Lopez, on a pu obtenir des cartographies de la quantité supposée de chlorophylle conformes aux schémas prévus par les lois de l'hydrobiologie.

5.1. Vérité mer

Quatre mesures in situ de chlorophylle ont seulement été obtenues au cours des 2 campagnes au Cap Lopez. En 1977, dans le détroit du Pas de Calais, en collaboration avec l'institut de Biologie Maritime et Régionale de Wimereux (Pr. RICHARD) nous avons effectué une intercomparaison entre la mesure avion et la mesure bateau sur une radiale perpendiculaire à la côte. Dans les deux cas l'opération de vérité-mer est incomplète puisque les coefficients optiques ne sont pas mesurés. Les valeurs de chlorophylle au Cap Lopez, que nous présenterons, sont les moyennes des mesures entre 0 et 20 m, moyenne pondérée pour tenir compte de l'influence principale des premières couches. Les valeurs du Détroit du Pas de Calais sont des mesures de surface ; dans cette zone les eaux peuvent être considérées comme homogènes.

Comparaison avec le modèle théorique :

On a pointé les mesures aériennes correspondant à ces mesures sur la Fig. 3b. On a aussi placé les points A et B, provenant des mesures de 1975 caractérisant des mesures typiques respectivement précédant et suivant l'apparition de l'upwelling, donc normalement pauvre et riche en chlorophylle. En 1975 le déplacement du point A vers le point B a été couramment remarqué, la diminution de A_{466} (présence de chlorophylle) s'accompagnait d'une augmentation de A_{550} (augmentation supposée du coefficient de diffusion). Dans le Détroit du Pas de Calais, cette tendance a aussi été observée : point C vers D.

En 1976, au Cap Lopez, ce schéma n'a pas été respecté, les valeurs de A_{550} - A_{600} pour les eaux du large était faibles, les variations sans signification apparentes, et non corrélées aux variations de A_{466} - A_{525} . On est amené à supposer que dans ce cas une absorption supplémentaire dans la zone 550 nm a annulé l'effet attendu de l'augmentation de diffusion. Dans le même sens, il est probable que les eaux côtières du Pas de Calais (point D) possède un coefficient de diffusion plus élevé que celui prévu théoriquement.

En comparant les Fig. 3a et 3b, on observe un assez bon accord global entre les valeurs prévues théoriquement et les mesures expérimentales de chlorophylle. Cela ne signifie pas que le modèle soit conforme à la réalité, nous savons que c'est une approche grossière, mais les tendances qu'il suggérait semblent confirmées sur cet ensemble de mesure. Par ailleurs, on remarque que dans la région correspondant à 1_{3} mg/m de chlorophylle, la dispersion des concentrations est assez forte (±0,25 mg/m³).

5.2. Description de l'évolution des phénomènes hydrobiologiques au Cap Lopez

Deux campagnes aéroportées de mesures ont été faites en juin-juillet 1975 et 1976 dans le Golfe de Guinée au large du Cap Lopez, pendant lesquelles le radiomètre "couleur de l'océan" a fourni des résultats de façon opérationnelle quelque soit les conditions de mesure (couverture nuageuse). Ces résultats permettent de décrire l'évolution spatiale et temporelle de l'enrichissement de la zone étudiée, consécutif à l'apparition d'upwellings côtiers, voir Fig. 4 et 5. Les contenus en chlorophylle indiquée sur la Fig. 5 sont déduits de la différence A₄₆₆-A₅₂₅ par une relation monotone décroissante bâtie d'après le modèle de la Fig. 3. On trouvera une description plus complète de ces résultats dans les articles de DESCHAMPS et al (1977) et de VIOLLIER et al (1978).

CONCLUSION

Les expériences que nous avons réalisées depuis 1975 ont conduit à un certain nombre de résultats :

- les variations de réflectance qu'il est souhaitable de détecter sont excessivement faibles, de l'ordre de 0.002 .

- moyennant certaines attentions, ces variations peuvent être mesurées, même lorsque l'on vole sous un ciel couvert ;

- l'erreur provenant de la réflexion de surface peut être minimisée en faisant des différences de réflectances à deux longueurs d'onde assez proches, c'est la solution la plus naturelle pour éliminer un phénomène pratiquement indépendant de la longueur d'onde ;

- pour certaines conditions (ciel couvert) une mesure d'albédo, facile à mettre en oeuvre, peut remplacer une mesure de réflectance ;

- les différences de réflectances (ou d'albédos) à 466 nm et 525 nm, transformées en index de chlorophylle d'après un modèle théorique approché, ont fourni des informations intéressantes pour décrire l'évolution des phénomènes hydrobiologiques sur la zone d'upwelling au Cap Lopez.

Il reste que le transfert de la lumière dans le milieu océan atmosphère est excessivement complexe, de part sa nature même (diffusion multiple et absorption) et de part le nombre, la qualité et la répartition spatiale de ses constituants. Aussi, l'utilisateur se doit de prendre en compte l'index de chlorophylle fourni par l'expérience aérienne en ayant à l'esprit toutes les hypothèses simplificatrices introduites dans les modèles d'interprétation.

BIBLIOGRAPHIE

- CLARKE G.L., EWING G.C., and LORENSEN G.J. 1970 Spectra of bascattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration. <u>Science</u>, 1967, 1119-1121.
- DESCHAMPS P.Y., LECOMTE P., VIOLLIER M. 1977 Remote sensing of ocean color and detection of chlorophyll content. <u>11 th Int. Symp. on Remote Sensing of</u> Environment, Ann Arbor.
- GORDON H.R. and BROWN O.B. 1973 Irradiance reflectivity of a flat ocean as a function of its optical properties. Appl. Optics, 12, 1549-1551.
- GORDON H.R. 1977 One parameter characterization of the ocean's inherent optical properties for remote sensing. Appl. Optics, 16, 26-27.
- JAIN S.C. and MILLER J.R. 1976 Subsurface water parameters : optimization approach to their determination from remotely sensed water color data. Appl. Opt., 15, 886-890.

- KATTAWAR G.W. and HUMPHREYS (1976) Remote sensing of chlorophyll in an atmosphere-ocean environment : a theoretical study. Appl. Opt., 273-282.
- MOREL A., PRIEUR L (1977) Analysis of variations in ocean color-Limn and ocean. 22, 709-722.
- PRIEUR L. (1976) Transfert radiatif dans les eaux de mer. Application à la détermination des paramètres optiques caractérisant leur teneur en substances dissoutes et leur contenu en particules. <u>Thèse d'Etat</u> n° CNRS AO 12187, Université de Paris VI.
- VIOLLIER M. (1976) Contribution à l'étude du rayonnement rétrodiffusé par l'océan. Application à la télédétection de la chlorophylle. <u>Thèse de 3e cycle</u>, n° 610, Université de Lille.
- VIOLLIER M., DESCHAMPS P.Y. and LECOMTE P. Airborne remote sensing of chlorophyll content of tropical waters in the Gulf of Guinéa. <u>Rem. Sensing of Environ</u>. (sous presse).
- YENTSCH C.S. (1960) The influence of phytoplankton pigments on the color of sea water. Deep Sea Res. 7, 1-9.



Fig. 1 - Enregistrement des mesures du vol du 13 juillet 1975 entre 9 H 30 et 10 H 10 a - l'éclairement descendant F_d etl'intensité montante I à 466 nm b - la comparaison entre les méthodes rapport et différence à 466 et 525 nm c - les deux différences de réflectances R₄₆₆-R₅₂₅ et R₅₅₀-R₆₀₀ d - la température de surface de la mer



Fig. 2 - Répartition angulaire de la réflectance de rétrodiffusion (soleil au zénith) (Simulation théorique)



b (à droite) - Comparaison avec les mesures in situ. La position des points est fixée par les mesures aériennes d'albédos (ou de réflectances). Les valeurs portées sont les concentrations en chlorophylle(mg/m³) mesurées en mer, simultanément ou à moins de quatre heures.

106



Fig. 4 - Vol du 13 juillet 1975

Isotherme de surface et distribution des différences entre les albédos bleus et verts. Les eaux de concentration moyenne en chlorophylle $(2 < A_{466} - A_{525} < 60.10^{-4})$ et celles de concentration plus forte $(A_{466} - A_{525} < 0)$ sont représentées par des surfaces respectivement légèrement et fortement grisée . Le plan de vol est figuré en trait mixte. On remarque que les eaux froides (23°), issues de l'upwelling, sont les plus riches en chlorophylle.



Fig. 5 - Evolution de la température de surface de la mer, et du contenu en chlorophylle déduit de A₄₆₆-A₅₂₅, au point 0°30, 8° E pour juin juillet 1975 (a) et 1976 (b). On remarque la succession des phases chaudes et froides. Les concentrations

maximales de chlorophylle sont observées pendant les phases froides.

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages109 à 121

> UTILISATION DES DONNEES LANDSAT POUR LA MISE EN EVIDENCE DE LA TURBIDITE EN ZONES LITTORALES; LIMITES DES METHODES. (¹)

> > par

Y.F. THOMAS +

+ Ecole Normale Supérieure - 92120 MONTROUGE

RESUME

Les aptitudes du radiomètre MSS des satellites LANDSAT sont évaluées pour la télédétection des particules en suspension dans les eaux de mer.

Plusieures scènes choisies sur les littoraux français de l'Océan Atlantique et de la Manche sont ensuite présentées. Ces situations se distinguent par l'originalité des phénomènes sédimentaires qu'elles mettent en évidence.

Enfin, on replace l'expérience FRALIT dans le contexte des différents programmes océanographiques fondés sur l'emploi des satellites LANDSAT.

ABSTRACT

The capability of LANDSAT MSS radiometer is determined to detect suspended matter in sea water.

A few situations, chosen on the French littoral (Atlantic and English Channel), are presented because of their original sedimentary patterns.

Then, a comparison is given between FRALIT results and different oceanographic investigations based on LANDSAT data.

M O T S - C L E S : Seston, Littoral, Atlantique, Manche, Télédétection, Landsat. K E Y W O R D S : Seston, Littoral, Atlantic, English Channel, Remote Sensing, Landsat.

(¹): Travaux réalisés dans le cadre de la Convention CNEXO 77 - 1580.

INTRODUCTION

Le but de cette étude est de mettre en évidence les aptitudes et les limites d'emploi du radiomètre MSS (*Multi-spectral Scanner System*) des satellites LANDSAT (*ex Earth Resources Technology Satellite*) pour la télédétection des particules en suspension dans les eaux littorales.

Le programme FRALIT (*FRench Atlantic LITtoral*) se propose d'apporter des éléments de solution au problème de l'origine sédimentaire du colmatage littoral. Divers facteurs tels que l'heure de passage des satellites ou la répétitivité des survols, deviennent alors contraignants pour l'étude des cheminements de masses d'eaux. D'autre part l'analyse des aptitudes du radiomètre MSS montre qu'il n'est pas totalement en mesure de répondre aux souhaits des sédimentologues sur la nature et le volume des matériaux composant la charge particulaire.

Loin de conclure à la faiblesse du radiomètre MSS pour la télédétection du milieu marin, cette étude montre qu'en cinq années d'activité les satellites LANDSAT ont permis d'apporter de nombreux éléments de réponse au problème du transit des sédiments sur les littoraux de l'Océan Atlantique et de la Manche ; ainsi ont pu être précisés : les limites d'extension en mer de panaches d'eaux turbides, les contacts entre panaches d'origines différentes, et dans certains cas, les cheminements de masses d'eaux turbides vers des zones d'accumulation.

1. LES APTITUDES DES SATELLITES LANDSAT

1.1. Heure de survol, répétitivité des passages et résolution spatiale

On sait que les satellites LANDSAT, héliosynchrones, survolent vers 10 h 30 mm T.U. la France et son littoral. Si cette heure de passage autorise l'observation d'un grand nombre de hauteurs d'eau, elle s'avère relativement restrictive. Ainsi elle permet de saisir les pleines mers de vives eaux pour les seuls ports dont l'établissement avoisine 8 h (comme Cherbourg), mais ne donne jamais l'occasion de capter des informations sur les basses mers de vives eaux de ces mêmes ports.

Par contre la périodicité des survols, de 18 jours, n'est pas harmonique avec la périodicité des marées : elle est donc favorable à la diversité des situations. Cependant, les informations attendues sur la zone d'intérêt survolée sont soumises à divers aléas tenant à la météorologie, aux conditions d'acquisition et de transmission des données.

Les données des satellites LANDSAT, dont la tache élémentaire au sol couvre environ un demi-hectare ($56 \times 79 \ metres$), offrent une résolution spatiale légèrement supérieure à la centaine de mètres, ce qui est tout à fait satisfaisant pour des recherches conduites sur le milieu marin, peu contrasté.

1.2. La résolution spectrale et ses conséquences

Le radiomètre MSS opère dans les quatre bandes spectrales suivantes :

Code NASA	Longueur d'onde	Couleurs
4	500 - 600	Vert
5	600 - 700	Orangé - Rouge
6	700 - 800	Rouge - Infra-rouge
7	800 -1100	Infra-rouge

110

Seuls les deux premiers canaux du radiomètre MSS intéressent la télédétection des matériaux en suspension dans l'eau de mer.

- Phénomènes discernables

Trois facteurs essentiels affectent la réflexion diffuse d'une masse d'eau : l'absorption par les pigments chlorophylliens, celle due aux matières organiques en solution, i.e. *les substances jaunes*, et la diffusion par les particules en suspension.

La figure 1 donne une approximation de la réflexion diffuse entre 400 et 700 nanomètres pour différentes teneurs en pigments chlorophylliens ($fig. 1-\alpha$), pour différentes valeurs de l'absorption par les matières organiques en solution (fig. 1-b) et de la diffusion par les particules en suspension (fig. 1-c).

Le modèle d'approximation de la réflexion diffuse employé pour la réalisation des différentes courbes est dû à A. MOREL et L. PRIEUR (1977) :

 $R_{d(\lambda)} = 0.33 \{ b'(\lambda) / a(\lambda) \}$

avec : b') le facteur de rétrodiffusion de l'eau de mer pour la longueur d'onde λ :

 $b'_{(\lambda)} = \{ b_{w(\lambda)} \cdot B_{w} \} + \{ b_{p(\lambda)} \cdot B_{p} \}$

où b_{w(λ)}, b_{p(λ)}, B_w et B_p sont respectivement les diffusions de l'eau pure et des particules pour la longueur d'onde λ , les coefficients de rétrodiffusion de l'eau pure et des particules (B_w = 0,5 et B_p = 0,012) ;

a_(λ) le facteur d'absorption de l'eau de mer pour la longueur d'onde λ :

 $a_{(\lambda)} = a_{w(\lambda)} + a_{c(\lambda)} + a_{s(\lambda)}$

où a $_{W(\lambda)}$, a $_{C(\lambda)}$ et a $_{S(\lambda)}$ sont respectivement les facteurs d'absorption de l'eau pure, des pigments chlorophylliens et des matières organiques en solution pour la longueur d'onde λ .

Les ordres de grandeur de différents termes d'absorption et de diffusion retenus sont donnés ci-après :

- coefficient d'absorption de l'eau pure proposé par A. MOREL et L. PRIEUR (1977) ;

- absorption spécifique par les pigments chlorophylliens mesurée par L. PRIEUR (1976) ;

- loi de variation de l'absorption par les matières organiques en solution, de forme :

 $a_{s(\lambda)} = a_{s(\lambda o)} \cdot e^{0,014} \cdot \{\lambda o - \lambda\}$

- loi de variation de la diffusion de l'eau de mer pure en :

 $b_{w(\lambda)} = b_{w(\lambda \circ)} \cdot \{\lambda \circ / \lambda\}^{m}$

avec $\lambda o = 550$ nanomètres, $b_{w(\lambda o)} = 0,0015$ et m = 4,3 ;



Figure 1 : réflectance diffuse $R_{d(\lambda)}$ en fonction de la longueur d'onde λ pour différents ordres de grandeur des teneurs en pigments chlorophylliens $\lambda(1-a)$, pour diverses valeurs de l'absorption par les "substances jaunes" (1-b)et de la diffusion par les particules (1-c).

112

- loi de variation de la diffusion par les particules en :

 $b_{p(\lambda)} = b_{p(\lambda o)} \cdot \{\lambda o / \lambda\}^{n}$ avec n = 1,0.

Ces courbes permettent de tirer les conclusions suivantes :

- dans le canal MSS 4, les réflexions diffuses dépendent à la fois de la diffusion par les particules non chlorophylliennes et/ou les cellules des organismes planctoniens ainsi que l'absorption par les pigments chlorophylliens et/ou les matières organiques en solution ;

- le canal MSS 5 n'est sensible qu'aux seules variations de diffusion par les particules non chlorophylliennes et/ou les cellules des organismes planctoniens.

Donc le canal MSS 5 seul peut être efficacement employé pour l'étude des panaches d'eaux turbides.

- Tranche d'eau étudiée

Un point essentiel en matière d'analyse de la qualité des eaux est la détermination de la tranche d'eau concernée par l'observation effectuée par le satellite.

Si l'on considère comme grandeur de référence la profondeur d'où parvient 90 % de l'éclairement rétrodiffusé (Z₉₀), ainsi que l'ont fait H.R. GORDON et W.R.Mc CLUNEY (1974), G.A. MAUL et H.R. GORDON (1975), l'ordre de grandeur de la tranche d'eau observée peut être déterminée. Sachant que :

 $Z_{90(\lambda)} = 1 / K_{d(\lambda)}$

où $K_{d(\lambda)}$ est le coefficient d'atténuation diffuse pour la longueur d'onde λ , connaissant $a_{(\lambda)}$ et $R_{d(\lambda)}$, il est possible d'extraire $K_{d(\lambda)}$ à partir de l'expression de R.W. PREISENDORFER (1976) :

 $a_{(\lambda)} = 3/4 \cdot \{ K_{d(\lambda)} / 1 + 2 \cdot R_{d(\lambda)} \}$

La figure 2 donne une approximation de la profondeur Z_{90} entre 400 et 700 nanomètres pour différentes teneurs en pigments chlorophylliens (*fig. 2-a*), pour différentes valeurs de l'absorption par les matières organiques en solution (*fig. 2-b*), et de la diffusion par les particules en suspension (*fig. 2-c*).

Ces courbes permettent de tirer les conclusions suivantes :

- le canal MSS 4 apporte une information sur une tranche d'eau d'épaisseur variable selon l'ordre de grandeur des teneurs en pigments chlorophylliens et/ou matières organiques en solution ;

- dans le canal MSS 5, l'ordre de grandeur de la tranche d'eau "sondée" est relativement constant, et au demeurant faible. Une intégration sur l'ensemble de la bande spectrale :

 $\bar{Z}_{90} = \left\{ \begin{array}{c} f^{700} \\ 600 \end{array} \right\} \cdot \left[\begin{array}{c} R_{d(\lambda)} \\ 600 \end{array} \right] \cdot \left[\begin{array}{c} d\lambda \end{array} \right] \left\{ \begin{array}{c} f^{700} \\ 600 \end{array} \right] \cdot \left[\begin{array}{c} d\lambda \end{array} \right] \right\}$ donne une valeur moyenne de l'ordre de 2,3 mètres.


Figure 2 : profondeur Z₉₀ en fonction de la longueur d'onde λ pour différents ordres de grandeur des teneurs en pigments chlorophylliens (2-a), pour diverses valeurs de l'absorption par les "substances jaunes" (2-b) et de la diffusion par les particules (2-c).

114

- Les limites d'emploi du radiomètre MSS

La première limite est inhérente à la méthode employée : l'étude des différences de réflectance entre canaux (M. VIOLLIER, 1976), des rapports de réflectance entre canaux (G.L. CLARKE et al., 1970) ou encore la comparaison de spectres réels à des spectres théoriques (G.A. MAUL, 1974) ne permettent d'obtenir, dans le meilleur des cas, que l'ordre de grandeur de l'absorption par les pigments chlorophylliens ou du coefficient de diffusion par les particules en suspension. L'obtention d'informations sur le volume de particules en suspension implique une série d'hypothèses :

- sur les diamètres minimum (d_) et maximum (d_M) des particules en suspension ;

- sur l'exposant (m) de la loi de distribution des particules - dans la mesure où l'on admet que cette dernière obéit à une loi hyperbolique ;

- sur l'indice relatif de réfraction par rapport à l'eau (n) des particules en suspension.

Ainsi, à titre d'exemple, pour une distribution granulométrique tronquée à d $_{\rm M}$ = 0,5 micromètre et d $_{\rm M}$ = 20 micromètres qui obéirait à une loi de distribution hyperbolique d'exposant m = 4, un même coefficient de diffusion par les particules b = 1,5 m⁻¹ correspondrait aussi bien à des volumes de particules en suspension :

- de 3,67 cm³.m⁻³ pour n = 1, 050 (particules organiques);

- de 1,53 cm³.m⁻³ pour n = 1,128 (e.g. montmorillonite) ;

- de 0,99 cm³.m⁻³ pour n = 1,233 (e.g. illite).

La seconde limite est liée à la dynamique propre du radiomètre MSS, soit dans le canal 5 : 2 mW.cm⁻².sr⁻¹ répartis sur 127 niveaux. Ce qui, compte tenu des ordres de grandeur des éclairements incidents (E) et des transmissions atmosphériques (t) généralement observables dans cette fenêtre spectrale, fait correspondre un niveau digital, i.e. la limite inférieure de variation de réflectance discernable ($\Delta \rho$) à la plage de valeurs suivante :

- cas favorable, R.H. ROGERS et K. PEACOCK (1973) Δρ = 0,70 % ;

- cas défavorable, Β. STURM (1975), Δρ = 1,63 %.

Ce fait limite l'emploi du système MSS à la seule télédétection de masses d'eau présentant de fortes variations des coefficients de diffusion par la matière particulaire.

Enfin, la difficulté d'appréciation des teneurs de l'atmosphère en aérosols rend délicate la mesure de la diffusion atmosphérique et entrave la mise en oeuvre d'algorithmes de correction radiométrique des données de télédétection ; or, en l'absence de telles corrections aucune analyse physique du signal n'est possible.

2. TELEDETECTION DES TURBIDITES LITTORALES

2.1. Les objectifs du programme FRALIT

Le programme FRALIT se propose d'apporter, grâce à la télédétection, des éléments de solution au problème du colmatage littoral. Des volumes considérables se déposent sans que l'on ait pu, jusqu'à maintenant, déterminer exactement la part respective des matières composant ce colmatage. Les grandes directions de cheminement des masses d'eau peuvent être dégagées d'une étude cinématique des informations fournies par les satellites LANDSAT. La contribution de la télédétection serait encore accrue si ce mode d'approche pouvait fournir des données fines sur la nature des troubles transportés.

2.2. Les zones étudiées

De nombreux enregistrements LANDSAT 1 et 2 couvrent les littoraux français de l'Atlantique et de la Manche. Trois d'entre eux sont présentés ici. Ils ont été choisis pour l'intérêt qu'ils présentent quant aux transits sédimentaires tant au débouché des grands estuaires du plateau continental du Golfe de Gascogne (*estuaires de la Gironde et de la Loire*) qu'en Manche occidentale (*baie du Mont Saint-Michel*).

- La baie du Mont Saint-Michel

La scène retenue a été enregistrée le 8 mars 1973 à 10 h 30 mm T.U., l'élévation solaire étant de 31 °. Les conditions marégraphiques sont celles d'une Marée de Grande Vive Eau (*coefficient de 1,00*) lors d'une phase de déchet. A Saint-Servan - marémètre de Saint-Malo - 2 h 20 mm se sont écoulées depuis la Pleine Mer et le niveau de l'eau s'établit à 9,05 m au-dessus du zéro des cartes marines. Sur l'ensemble de la zone couverte par la carte présentée (*fig. 3*) les courants de marée portent au Nord-Ouest.

L'examen de l'image permet d'observer les phénomènes décrits ci-après :

Les eaux turbides se répartissent essentiellement à l'Est du Cap Fréhel, alors que l'ensemble du Golfe de Saint-Malo est en situation de vidange, l'écoulement principal se faisant le long de la côte du Cotentin. Outre la forme d'ensemble très caractéristique du panache d'eaux turbides - forme qui se retrouve sur la scène du 9 mars 1973 - plusieurs zones d'eaux fortement chargées sont différenciées autour de Jersey ; dans les échancrures de la côte bretonne et de la côte du Cotentin ; au niveau de la Pointe du Grouin de Cancale.

- L'estuaire de la Loire

La scène retenue a également enregistrée le 8 mars 1973, à 10 h 30 mm T.U., l'élévation solaire étant de 32°. A Saint-Nazaire, 5 h se sont écoulées depuis la Pleine Mer et le niveau de l'eau s'établit à 1,3 m au-dessus du zéro des cartes marines. Sur la zone couverte par la carte présentée (fig. 4) les courants de marée portent au Sud-Ouest à l'embouchure de la Loire, à l'Ouest dans la partie septentrionale de la baie de Bourgneuf et au Sud-Ouest - de nouveau - au large de l'île de Noirmoutier.

L'examen de l'image permet d'observer les phénomènes décrits ci-après. Les turbidités rencontrées sont proches des turbidités maximales observables, puisque l'enregistrement a été réalisé en fin de jusant, lors d'une période de crue de la Loire. Le cheminement des eaux turbides se fait essentiellement le long de la rive sud de l'estuaire, devant Saint-Brévin. Dès le site du



Figure 3. Cartographie des turbidités observées le 8 mars 1973 dans le Golfe de Saint Malo.



Figure 4. Cartographie des turbidités observées le 8 Mars à l'embouchure de la Loire.

Pointeau, la masse d'eau se scinde en deux unités : l'une à turbidité moyenne circule parallèlement à la rive droite de l'estuaire ; l'autre, très turbide, passe le long des bancs, parallèlement à la rive gauche. Cette seconde masse d'eau vient se fondre avec les eaux de la baie de Bourgneuf.

- L'estuaire de la Gironde

La scène retenue a été enregistrée le 19 décembre 1975 à 10 h 11 mm T.U. par le satellite LANDSAT-2, l'angle d'élévation solaire étant de 16°. Les conditions marégraphiques sont celles d'une marée de Petite Vive Eau (*coefficient 0,84*) lors d'une phase de revif. A la Pointe de Grave, 6 h se sont écoulées depuis la Pleine Mer et le niveau de l'eau s'établit à 1,15 m au-dessus du zéro des cartes marines. Sur la zone couverte par la carte présentée (*fig. 5*) les courants portent à l'Ouest à l'embouchure de la Gironde et au Nord le long de la côte de Charente Maritime.

L'examen de l'image permet d'observer les phénomènes décrits ci-après. Les eaux expulsées de la Gironde migrent selon deux directions : les eaux à faible turbidité s'étendent vers le Sud le long de la côte des Landes ; les eaux les plus turbides, au contraire, longent la côte de Charente Maritime vers le Nord. Le panache issu du Pertuis de Maumusson montre une virgation vers le Sud-Ouest. La côte Ouest de l'île d'Oléron étant longée par les eaux à très faible turbidité. Les panaches du Coureau d'Oléron, de la Charente et de l'Anse de l'Aiguillon sont tous trois expulsés par le Pertuis d'Antioche.

CONCLUSION

Les travaux entrepris apportent des éléments de solution à la question du transit des sédiments sur les littoraux français de l'Atlantique et de la Manche.

Pour l'ensemble des situations étudiées, des cartographies ont été réalisées à des échelles inférieure ou égale au 1/50 000.

Le radiomètre MSS s'est révélé particulièrement apte à déceler les limites d'extension des panaches d'eaux turbides. Cependant, l'inventaire actuellement réalisé ne couvre pas suffisament de situations hydrologiques (conditions fluviales et marines) pour autoriser une modèlisation des phénomènes observés.

Lorsque le Laboratoire disposait d'un assez grand nombre de scènes, l'étude des concentrations en particules, bien que menée en termes relatifs, a permis d'analyser avec finesse le déplacement du bouchon vaseux dans l'estuaire de la Loire et, les variations de concentration en matière particulaire au large de l'embouchure de la Loire et en baie du Mont Saint-Michel.

Constituant une application de ces recherches, certains travaux, actuellement en cours, portent sur des corrélations observées entre les types de masse d'eau et la nature des peuplements benthiques de la Manche occidentale.

Enfin, une étude comparative des différentes expériences de télédétection, fondées sur l'emploi des satellites LANDSAT (*cf. S.C. FREDEN et R.E. PRICE*, 1977) permet de constater une similitude certaine des techniques d'interprétation : cartographie monotemporelle basée sur l'emploi de plages d'équi-densité dans le canal MSS 5.



Figure 5. Cartographie des turbidités observées le 19 Décembre 1975 à l'embouchure de la Gironde.

La modèlisation des transits sédimentaires a été plus ou moins développée en fonction du nombre de scènes mises à la disposition des différents investigateurs.

On ne constate pas de transferts de technologie, qui auraient été possibles moyennant une légère "retouche" des techniques d'interprétation employées et une mise à disposition plus rapide des enregistrements.

BIBLIOGRAPHIE

- CLARKE G.L., EWING G.C., and LORENZEN C.J. -1970- Spectra of back scattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration. <u>Science</u>, 167, p. 1119-1121.
- FREDEN S.C., and PRICE R.D. -1977- Report on significant results and suggested future work obtained from Landsat follow-on principal investigator interviews. <u>Goddard Space Flight Center</u>, Greenbelt, Maryland, X-902-77-117, 236 p.
- GORDON H.R., and CLUNEY W.R.Mc -1974- Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. Applied Optics, 14, p. 413-416.
- MAUL G.A. -1974- An evaluation of the use of the Earth Resources Technology Satellite for observing ocean. Ph. D. Thesis, University of Miami, 108 p.
- MAUL G.A., and GORDON H.R. -1975- On the use of the Earth Resources Technology Satellite (LANDSAT-1) in optical oceanography. Remote Sensing of the Environment , 4, p. 95-128.
- MOREL A., and PRIEUR L. 1977- Analysis of variation in ocean color. Limnology and Oceanography, 22, p. 709-722.
- PREISENDORFER R.W. -1976- Hydrologic optics. National Oceanographic and Atmospheric Administration.
- PRIEUR L. -1976- Transfert radiatif dans les eaux de mer. Application à la détermination de paramètres optiques caractérisant leur teneur en substances dissoutes et leur concentration en particules. <u>Thèse de Doctorat</u> d'Etat ès-Sciences physiques, Université Pierre et Marie Curie, 243 p.
- ROGERS R.H., and PEACOCK K. -1973- Machine processing of ERTS and ground truth data. Proceedings of Perdue LARS Conference on Machine Processing of Remotely Sensed Data, p. 4A.14-4A.27.
- STURM B. -1975- Determination of beam transmittance and path radiance in the four optical bands of the ERTS satellite. <u>AGRESTE Programme Report</u> N° 7, J.C.R., Ispra, 36 p.
- VERGER F., et collaborateurs-1977- Télédétection du littoral océanique de la France. Collection de l'Ecole Normale Supérieure (Jourdan), 11, 310 p.
- VIOLLIER M. -1976- Contribution à l'étude du rayonnement rétrodiffusé par l'océan. Application à la télédétection de la chlorophylle. Thèse de 3ème cycle, Université des Sciences et Techniques de Lille, 184 p.

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 123 à 131

CORRECTION ATMOSPHERIQUE DES DONNEES OBTENUES PAR TELEDETECTION DANS L'INFRAROUGE

par

P.Y. DESCHAMPS, T. PHULPIN

Laboratoire d'Optique Atmosphérique, ERA 466, de la de

RESUME

La variation spectrale de l'erreur sur la détermination de la température de surface de la mer provoquée par l'absorption des gaz atmosphériques autour de 3,7, 9 et 11 μ m, a été simulée pour divers modèles d'atmosphères. Les possibilités de correction de cet effet atmosphérique sont envisagées, et on discute plus spécialement la méthode de correction multispectrale qui donnerait une précision absolue meilleure que 1K.

ABSTRACT

The influence of a clear atmosphere on the determination of sea surface temperature from space has been computed, around 3.7, 9 and 11μ m, for several model atmospheres. The methods applicable to the correction of this atmospheric effect have been evaluated. A multispectral method would give an absolute accuracy better than 1K.

MOTS-CLES : Température de surface, satellite, correction atmosphérique KEY-WORDS : Sea surface temperature, satellite, atmospheric correction

INTRODUCTION

La détermination de la température de surface de la mer par radiométrie infrarouge à partir de l'espace est perturbée par la présence de l'atmosphère : nuages et absorption par les gaz atmosphériques. Dans ce qui suit on supposera que des mesures en atmosphère claire peuvent être obtenues, ce qui suppose qu'aient été appliquées au préalable les méthodes de traitement appropriées à l'élimination des mesures contaminées par les nuages.

1 . MISE EN EQUATION

En atmosphère claire, la luminance L_{λ} mesurée par le radiomètre dans la direction μ = cos θ , où θ est l'angle par rapport à la verticale, s'exprime de façon classique par l'expression :

$$L_{\lambda}(\mu) = L_{\lambda 0} \dot{t}_{\lambda}(0, p_{0}; \mu) - \int_{0}^{\mu_{0}} B_{\lambda}[T(p)] dt_{\lambda}(0, p; \mu)$$
(1)

où $L_{\lambda 0}$ est la luminance émise par la mer et que l'on supposera égale à celle d'un corps noir parfait, $B_{\lambda}(T_0)$, à la température de la surface de la mer, T_0 ,

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 [\exp(\frac{hc}{\lambda KT}) - 1]}$$
 est la fonction de Planck,

 $t_\lambda(o,\,p\,\,;\,\,\mu)$ est la transmission entre les niveaux de pression o et p dans l'atmosphère.

Le premier terme de l'équation (1) représente la fraction du rayonnement infrarouge émis par la mer qui est mesurée ; le second terme exprimé par une intégrale correspond à la contribution de l'émission infrarouge des diverses couches de l'atmosphère. Cette émission dépend de l'absorption dt_{λ}(o, p; μ) des divers gaz atmosphériques (vapeur d'eau, gaz carbonique, ozone) et des aérosols dans la couche considérée.

> L'équation (1) peut également d'écrire : $L_{\lambda}(\mu) = B_{\lambda}(T_{o}) + \int_{0}^{p_{o}} [B_{\lambda}(T(p)) - B_{\lambda}(T_{o})] dt_{\lambda}(o, p; \mu) \qquad (2)$

où le second terme exprimé par l'intégrale correspond à la perturbation introduite par l'atmosphère.

Il est commode de traduire la luminance observée $L_{\lambda}(\mu)$ par une température radiométrique équivalente \widetilde{f}_{λ} telle que :

$$B_{\lambda}(\widetilde{T}_{\lambda}) = L_{\lambda}(\mu)$$

et on peut alors écrire, en utilisant un développement limité de $B_{\lambda}(T)$ autour de T_{0} :

$$\Delta T_{\lambda} = T_{0} - \widetilde{T}_{\lambda} = \frac{1}{\left(\frac{\partial B_{\lambda}}{\partial T}\right)_{T_{0}}} o^{\beta 0} \left[B_{\lambda}(T(p)) - B_{\lambda}(t_{0}) \right] dt_{\lambda}(0, p; \mu)$$
(4)

où ΔT_{λ} est l'écart en température radiométrique provoqué par la présence de l'atmosphère. Dans ce qui suit ΔT_{λ} est appelé erreur atmosphérique et permet de visualiser l'erreur équivalente sur la mesure radiométrique de la température de surface due à l'atmosphère.

2 . VARIATIONS SPECTRALES DE L'ERREUR ATMOSPHERIQUE

La figure 1 donne les variations spectrales de l'erreur atmosphérique ΔT_{λ} à l'incidence normale dans les fenêtres utilisables pour la télédétection de la température de surface, soit autour de 3,7, 9 et 11 µm. Ces résultats ont été obtenus par calcul en utilisant l'équation (4). La transmission de l'atmosphère $t_{\lambda}(o, p)$ a été calculée selon les données d'absorption compilées dans le programme LOWTRAN 3B (McCLATCHEY, 1976). Les résultats dépendent de l'état de l'atmosphère par l'intermédiaire, d'une part, du profil vertical en température T(p), qui détermine $B_{\lambda}(T(p))$, d'autre part, de la répartition en altitude des gaz atmosphériques absorbants, et principalement de la vapeur d'eau. Les atmosphères standard adoptées pour ces calculs sont les modèles "Tropical","Midlatitude Winter" et "Midlatitude Summer" autour de 45°N, "Subartic Summer" autour de 60°N (McCLATCHEY, 1971).

L'erreur atmosphérique est faible autour de 3,7, 9 et 11 μ m ce qui correspond à des intervalles spectraux de bonne transparence atmosphérique. A ces longueurs d'onde l'erreur atmosphérique est principalement liée à l'absorption de la vapeur d'eau, ce qui explique que les erreurs les plus élevées correspondent à une atmosphère tropicale très humide. Il faut souligner que ces valeurs correspondent à des cas moyens et que l'on rencontrera éventuellement des valeurs plus élevées dans certains cas d'atmosphères réèlles et pour des incidences s'écartant de la normale. Les plus faibles erreurs atmosphériques sont systématiquement obtenues autour de 3,7 μ m; les résultats obtenus autour de 9 et 11 μ m sont sensiblement identiques pour une atmosphère de type tropical ; par contre l'erreur atmosphérique est plus faible à 11 μ m qu'à 9 μ m pour les atmosphères tempérées et subartiques.

3 . ERREUR ATMOSPHERIQUE DANS L'INTERVALLE SPECTRAL 10,5 - 12,5 μm

L'intervalle spectral 10,5 - 12,5 μ m est couramment utilisé pour la mesure radiométrique de la température de surface sur les satellites météorologiques actuels. L'erreur atmosphérique est théoriquement moins élevée autour de 3,7 μ m, qui a peu été utilisé jusqu'à ce jour. Cela tient à la fois aux performances technologiques des capteurs autour de 3,7 μ m et à l'influence du rayonnement solaire réfléchi qui gêne les mesures durant le jour.

A l'échelle du globe les variations de l'erreur atmosphérique atteignent 10K dans l'intervalle spectral 10,5 à 12,5 µm. Le tableau 1 donne l'ordre de grandeur de l'influence des divers constituants atmosphériques (H2O, CO2, O3 et aérosols) dans cet intervalle spectral. L'influence principale est due aux variations du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, et l'erreur atmosphérique est maximale en atmosphère tropicale très humide. Le tableau 2 donne un modèle empirique de correction atmosphérique obtenu à partir d'une comparaison statistique entre les températures radiométriques satellitaires et les observations de température de surface à partir de navires (BROWER et al., 1976). Ce modèle empirique tient compte des variations de l'angle d'observation θ à partir de la verticale, et de l'état moyen de l'atmosphère supposé lié à la température radiométrique observée.

Sur un domaine spatial plus restreint, tel que le Proche-Atlantique, les variations de l'erreur atmosphérique sont plus faibles, quelques degrés K. On peut en obtenir une idée à partir des valeurs obtenues, d'une part par une simulation théorique utilisant les radiosondages au point K en 1970-1971 (DESCHAMPS, 1977), d'autre part par une comparaison entre les températures radiométriques du VHRR des satéllites NOAA et les observations de températures de surface à partir de navires sur le Proche Atlantique en 1975-1976 (TOURNIER, 1977). La figure 2 donne les moyennes mensuelles observées et simulées : l'erreur atmosphérique passe de 1 à 1,5 K en hiver, à 2 à 3 K en été. La figure3donne les écarts quadratiques autour de ces moyennes mensuelles : par le calcul on obtient des valeurs allant de 0,3 K en hiver à 0,6 K en été. Par contre l'analyse des comparaisons aux observations de navires donne des écarts quadratiques beaucoup plus élevés autour de la moyenne mensuelle, de l'ordre de 1,5 K ; ceci s'explique par le fait que cette analyse incorpore un grand nombre d'autres causes d'erreur, dont les principales sont l'erreur sur la mesure de la température de surface par les navires et l'influence de nuages incomplétement éliminés lors du traitement des données satellitaires. A partir d'une telle étude, on peut donc avoir une idée de l'erreur atmosphérique statistique sur une zone donnée et apporter une correction empirique aux données satellitaires avec une précision absolue qui peut être estimée à mieux sur une zone telle que le Proche Atlantique. Obtenir une précision absolue supérieure sur de grandes périodes de temps est d'ailleurs actuellement quelque peu illusoire, compte tenu des fluctuations de la calibration des radiomètres embarqués sur les satellites existants.

Pour une étude localisée dans le temps et dans l'espace on aura intérêt à recaler l'ensemble des mesures satellitaires par rapport à un (ou plusieurs) point de mesure de température de surface situé dans la zone considérée. Cette solution est la plus simple et finalement la plus précise.

De façon générale la correction de l'erreur atmosphérique reste cependant relativement insatisfaisante car elle repose soit sur des modèles statistiques autour desquels peuvent subsister de larges variations, soit sur des mesures in-situ qui peuvent être absentes particulièrement dans certaines régions du globe.

4 . CORRECTION ATMOSPHERIQUE MULTISPECTRALE

Cette méthode repose sur l'utilisation de deux mesures radiométriques à des longueurs d'onde telles que le coefficient d'absorption d'eau est différent. Proposée initialement par ANDING et KAUTH (1970) et PRABHAKARA et al. (1974), cette méthode peut être développée de la façon approchée suivante.

On fait les hypothèses suivantes :

A) Absorption faible, c'est-à-dire

$$t_{\lambda}(o, p; \mu) = \exp \left\{-k_{\lambda} \frac{V(o,p)}{\mu}\right\} = 1 - k_{\lambda} \frac{V(o,p)}{\mu}$$

$$dt_{\lambda}(o, p; \mu) = -k_{\lambda} \frac{dV(o,p)}{\mu}$$
(5)

ou k, est le coefficient d'absorption du gaz_

 $T(p) \simeq T_{o}$

V(o,p) la quantité de gaz absorbant entre les niveaux 0 et p.

B) Absorption localisée dans les basses couches de la troposphère, c'est à dire

$$B_{\lambda}(T(p) - B_{\lambda}(T_{o}) \simeq \frac{\partial B_{\lambda}}{\partial T} T_{o}(T(p) - T_{o})$$
(6)

Avec les approximations (5) et (6), l'équation (4) devient :

$$\Delta T_{\lambda} \simeq k_{\lambda_{0}} \qquad (T_{0} - T(p)) dV(o,p) = k_{\lambda} f(T(p), V(o,p))$$
⁽⁷⁾

c'est à dire le produit d'un coefficient d'absorption, k , variant spectralement, et d'une fonction des profils verticaux de température et de gaz absorbant indépendante de λ .

Dans ces conditions, si T₁ et T₂ sont les températures radiométriques mesurées à des longueurs d'ondes λ_1 et λ_2 , pour lesquelles on a des coefficients d'absorption k₁ et k₂, on obtient la température de surface T₀ à partir des mesures radiométriques sous la forme de la relation linéaire suivante :

$$T_{0} = a_{1} T_{1} + a_{2} T_{2}$$
(8)

où a₁ et a₂ sont des coefficients qui dépendent de k₁ et k₂

$$a_1 = \frac{k_2}{k_2 - k_1}$$
; $a_2 = \frac{k_1}{k_1 - k_2}$ (9)

Bien que parfaite dans son principe, de nombreuses causes d'erreur viennent en altérer la réalisation, liées principalement aux approximations faites en (5) et (6) et à l'amplication du bruit radiométrique instrumental réalisé par l'équation (8). On peut démontrer que un tel système de 2 longueurs d'onde ne devient intéressant que pour un bruit radiométrique instrumental de quelques dixièmes de degré (DESCHAMPS, 1977). Cette méthode sera mise en oeuvre sur le satellite futur TIROS-N, lancé en 1978, à partir des canaux 37, 11, et 12 μ m de l'espérience A.V.H.R.R. : elle devrait donner une précision absolue sur la mesure de la température de surface meilleure que 1K, quelque soit l'état de l'atmosphère et donc sur l'ensemble du globe.

REFERENCES

- ANDING, D., KAUTH, R., 1970 Estimation of sea surface temperature from space. -<u>Rem. Sensing Environment</u>, 14, 217-220.
- BROWER, R.L., GOHRBAND, H.S., PICHEL, W.G., SIGNORE, T.L., WALTON, C.C., 1976 -Satellite derived sea surface temperatures from NOAA space craft. -<u>NOAA Techn. Memorandum</u>, NESS 78, 74 p.
- DESCHAMPS, P.Y., 1977 Télédétection de la température de surface de la mer par radiométrie infrarouge. - <u>Thèse de Doctorat d'Etat</u>, Université de Lille I, n° 396.
- Mc CLATCHEY, R.A., FENN, R.W., SELBY, J.E.A., VOLZ, F.E., GARING, J.S., 1971 -Optical properties of the atmosphere (Revised). - AFCRL - 71-0279.
- Mc CLATCHEY, R.A., SELBY, J.E.A., SHETTLE, E.P., 1976 Atmospheric transmittance from 0.25 to 28.5 μm. - Supplement LOWTRAN 3B (1976) - AFGL-TR-76-0258.
- PRABHAKARA, C., DALU, G., KUNDE, V.G., 1974 Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11 to 13 µm window region. Jl. Geophys. Res., 79, 33, 5039-5044.
- TOURNIER, B., 1977 Détermination des températures de surface de la mer à partir des mesures radiométriques satellitaires. - <u>Thèse de 3e cycle</u>, Université de Bretagne Occidentale, n° 72.

TABLEAU 1

Correction	atmosphérique	entre	10,5	et	12,5	μm
------------	---------------	-------	------	----	------	----

Absorbant	Ordre de grandeur
 H ₂ 0	0 à 9,0 K
co2	0,1 à 0,2 K
0 ₃	0,1 K
aérosols	0,1 à 6,95 K

d'après BROWER et al (1976)

TABLEAU 2

Correction atmosphérique, moyenne empirique (10,5 - 12,5 µm) (BROWER et al, 1976)

Température	1	Correction en K pour un angle zénithal							
radiométrique (1	K)	0°	7°	14°	21°	28°	35°	43°	51°
270	1	3,05	3,09	3,18	3,32	3,50	3,74	4,03	4,40
275		3,39	3,43	3,52	3,66	.3,84	4,08	4,37	4,74
280		3,81	3,86	3,95	4,08	4,27	4,50	4,79	5,16
285		4.30	4,36	4,44	4,57	4,76	4,99	5,28	5,65
290	-	4.87	4,92	5,01	5,15	5,33	5,56	5,85	6,22
295		5.51	5.56	5,65	5,78	5,96	6,20	6,49	6,86
300		6,21	6,26	6,35	6,48	6,66	6,90	7,19	7,56





FIGURES 2 et 3 : Valeur moyenne mensuelle de l'erreur atmosphérique ΔT_a et écart quadratique ε(ΔT_a) autour de cette valeur moyenne : - calculés à partir des radiosondages au point K, 45°N - 16°W, en 1970 - 1971, d'après DESCHAMPS (1977), - observés par le VHRR de NOAA 5 sur l'Atlantique Nord, juillet 1975 à mai 1976, d'après TOURNIER (1977). Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 133 à 140

CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES POUR LA TELEDETECTION DE LA COULEUR DE L'OCEAN

par

P.Y. DESCHAMPS, D. TANRE

Laboratoire d'Optique Atmosphérique, ERA 466 Université de Lille I B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq, France

RESUME

Les mesures de couleur de l'océan à partir de l'espace entre 0,4 et $0,7\mu$ m sont fortement influencées par la présence de l'atmosphère. L'ordre de grandeur des divers effets atmosphériques a été évaluée ainsi que les méthodes de correction envisageables.

ABSTRACT

Ocean color remote sensing from space is strongly influenced by the atmosphere. Scattering and absorption effects have been evaluated and the possible correction methods are proposed.

MOTS - CLES : Couleur de l'océan, Télédétection, Correction atmosphérique KEY - WORDS : Ocean color, Remote sensing, Atmospheric correction

INTRODUCTION

L'utilisation de la télédétection dans le domaine visible est restreinte à l'intervalle spectral 0,4 à 0,7 μ m pour lequel l'eau présente un maximum de transparence. Les valeurs de réflectance à mesurer sont faibles, au maximum de 0,1, généralement quelques 0,01, et on peut estimer que la précision nécessaire pour la mesure de la couleur de l'océan est au moins meilleure que 0,01 et sans doute de l'ordre de 0,002.

L'observation de la couleur de l'océan à partir de l'espace pose donc un problème particulièrement difficile, puisque la contribution de l'atmosphère au signal mesuré est à ces longueurs d'onde d'un ordre de grandeur plus grand que le signal rétrodiffusé par l'eau de mer que l'on désire mesurer. La comparaison des ordres de grandeur est encore agravée si l'on regarde les variations spatiales des deux signatures spectrales, océan et atmosphère.

Dans ce qui suit on se propose d'évaluer l'importance respective des divers mécanisme d'absorption et de diffusion dans l'atmosphère, et d'envisager sinon les solutions, du moins les méthodes permettant de s'affranchir au maximum de l'effet de l'atmosphère.

1. PRESENTATION DU PROBLEME

Entre 0,4 et 0,7 μ m l'atmosphère intervient _par l'absorption des gaz atmosphériques, essentiellement l'ozone autour de 0,6 μ m, qui affaiblit le signal mesuré,

- par la diffusion des gaz moléculaires, et des particules atmosphériques (aérosols) qui augmentent le signal mesuré, particulièrement aux courtes longueurs d'ondes.

La luminance mesurée L_{λ} au dessus de l'atmosphère (figure 1) est donc fortement perturbée par ces deux mécanismes. On définira la réflectance diffuse équivalente mesurée ρ_{λ}

$$\widehat{P}_{\lambda}(\mu,\mu\sigma,\varphi) = \frac{TT L_{\lambda}(\mu,\mu\sigma,\varphi)}{E_{\lambda}}$$
⁽¹⁾

où

 $\begin{array}{l} \mu = \cos \theta , \\ \mu_{0} = \cos \theta_{0} \\ \theta = \text{ angle d'incidence du faisceau solaire par rapport à la verticale} \\ \theta = \text{ angle d'observation par rapport à la verticale} \end{array}$

 φ = angle entre plans d'observation et d'incidence

 E_{λ} est l'éclairement solaire disponible sur une surface plane horizontale, en dehors de l'atmosphère E_{λ} est obtenu à partir de la constante solaire $E_{0\lambda}$

$$E_{\lambda} = \mu_0 E_c \lambda \tag{2}$$

La quantité que l'on désire connaître est la réflectance de la surface

dans le cas d'une surface parfaitement diffuse

ce qui sera supposé dans ce qui suit. En pratique, le signal rétrodiffusé par

la mer peut présenter des anisotropies dont il faudra éventuellement tenir compte.

Le signal mesuré, L_{λ} et don**c** ρ_{λ} , peut toujours se décomposer théoriquement en :

1 - une fraction des photons qui n'ont intéragi qu'avec l'atmosphère, et produisent un signal parasite,

2 - une fraction des photons qui ont subit une interaction avec le sol, plus éventuellement des interactions avec l'atmosphère,

3 - les photons subisent plusieurs interactions successives avec le sol.

Ce qui explique que l'on puisse mettre la réflectance diffuse équivalente mesurée ρ_{λ} sous la forme générale

$$\widehat{P_{\lambda}}(\mu,\mu_{0};\varphi) = \mathcal{R}_{0\lambda}(\mu,\mu_{0};\varphi) + T_{\lambda}(\mu,\mu_{0}) \widehat{P_{0\lambda}} + T_{2\lambda}(\mu,\mu_{0}) \widehat{P_{0\lambda}} + \cdots \qquad (3)$$

Dans le cas de la mer, entre 0,4 et 0,7 μ m les termes en T₂(μ,μ c) β o² peuvent être négligés car β o est faible. D'autre part, le seul phénomène d'absorption intervenant est dù à l'ozone et se trouve localisé assez haut dans l'atmosphère pour que l'on puisse séparer les phénomènes d'absorption et de diffusion de la façon suivante

où /03 représente l'absorption de l'ozone. $\mathcal{R}_{o\lambda}$ et/, λ sont essentiellement dus à la diffusion moléculaire et par les aérosols ; R_o est homogène à une réflectance diffuse, T₁ à un facteur de transmission (si $\rho_{o\lambda}$ est parfaitement diffus T₁ ne dépend que de μ , μ_c).

Dans ce qui suit on évalue séparément les ordres de grandeurs et la précision nécessaire sur chacun de ces termes, la réflectance du sol étant obtenue à partir de la quantité mesurée ρ_{λ} par la formule suivante

$$P_{o\lambda} = \frac{1}{T_{I\lambda}} \left\{ \left(\frac{P_{\lambda}}{T_{e\lambda}} \right) - R_{o\lambda} \right\}$$
(4)

2. ORDRES DE GRANDEURS

2.1. Absorption par l'ozone

Le facteur T, qui représente l'influence de l'absorption de la couche d'ozone peut être mis sous la forme

$$T_{o\lambda}\left(\mu,\mu_{o}\right) = exp\left(-h_{\lambda}V_{o}\left(\frac{1}{\mu}+\frac{1}{\mu_{o}}\right)\right)$$
(5)

où \hbar est le coefficient d'absorption de l'ozone,

 V_0 est la quantité totale d'ozone intégré sur l'atmosphère.

En pratique l'influence de l'ozone est faible et T proche de 1. Il faudra cependant en tenir compte autour de 0,6 µm où T est minimum et peut descendre jusqu'à 0,9. La seule inconnue dans l'équation (5) est la quantité d'ozone U_0 qui présente des variations dans l<u>e</u> temps et dans l'espace. Les valeurs moyennes rencontrées croîssent de l'équateur ($U_0=0,24$ atm.cm) aux pôles ($U_0=0,38$ atm.cm). On trouve de plus une variation saisonnière qui augmente avec la latitude : sur nos régions, on passe de 0,28 atm.cm en automne à 0,37 atm.cm au printemps.

La précision nécessaire sur la connaissance du contenu en ozone peut être évaluée à 0,05 atm.cm pour une précision de 0,002 sur la mesure absolue de la réflectance rétrodiffusée par la mer. Il semble donc que l'on puisse se contenter d'une évaluation de T à partir-des contenus moyens en ozone en tenant compte de ses variations saisonnières.

2.2. Diffusion atmosphérique

Les termes R $(\mu, \mu_c; \psi)$ et T $_1(\mu, \mu_c)$ qui traduisent les effets de la diffusion dépendent en dehors des conditions géométriques d'observation, des propriétés optiques diffusantes du milieu. En fait, on se trouve en présence de deux types de diffusion distincts, d'une part par les molécules des gaz atmosphériques (théorie de RAYLEIGH), d'autre part par les aérosols (théorie de MIE).

Le calcul des termes $R_{0}(\dot{\mu},\dot{\mu}_{c},\dot{\psi})$ et $T_{1}(\dot{\mu},\dot{\mu}_{c})$ demande de résoudre exactement l'équation du transfert radiatif en milieu diffusant par les diverses méthodes numériques utilisables (LENOBLE) qui sont d'un emploi coûteux. Dans ce qui suit on donnera un ordre de grandeur des termes R_{1} et T_{1} en diffusion primaire uniquement, ce qui suppose que la probabilité pour qu'un photon soit diffusé plusieurs fois lors de la double traversée de l'atmosphère soit faible.

On définit alors les propriétés diffusantes de l'atmosphère par \mathcal{T}_{λ} , épaisseur optique, et $\mathcal{P}_{\lambda}(\ell)$ la fonction de phase de diffusion. Le rayonnement incident est atténué en $\exp(-\mathcal{T}_{\lambda})$ dans la direction d'incidence, la fraction du rayonnement manquante se retrouvant avec la probabilité $\mathcal{P}_{\lambda}(\ell)$ dans la direction ℓ avec l'angle d'incidence.

En diffusion primaire on obtient des valeurs approchées de R et T 1 par les expressions

$$\mathcal{R}_{o}(\mu,\mu_{o};\varphi) \simeq \frac{\mathcal{P}_{\lambda}(\theta)}{4} \frac{T_{\lambda}}{\mu_{\mu_{o}}}$$

$$(6)$$

$$\mathcal{W} = \mathcal{G}(\mu,\mu_{o};\varphi)$$

avec

$$T, (\mu, \mu_0) \simeq I - B_{\lambda} \frac{T_{\lambda}}{2}$$
(7)

où 🖏 correspond à l'intégrale de la partie arrière de la fonction de phase.

2.3. Diffusion moléculaire

Les expressions de γ_{λ} et $\rho_{\lambda}(\theta)$ sont obtenues à partir de la théorie de RAYLEIGH :

$$T_{\lambda} = 0.009 \lambda^{-4} \quad (\lambda en pm) \tag{8}$$

$$p(\Theta) = \frac{3}{4} \left(\frac{1}{4} + \cos^2 \Theta \right)$$
⁽⁹⁾

est indépendant de

Bi = 0,5

L'effet est minimum pour des conditions d'incidence et d'observation proches de la verticale :

$$R_{0\lambda} = \frac{3}{8} T_{\lambda} ; R_{1\lambda} = 1 - \frac{T_{\lambda}}{2}$$

$$\mu = \mu_{0} = 1 , \text{ soit } \Theta = \Theta_{0} = 0^{\circ}$$
(10)

pour

L'effet est maximum aux plus courtes longueurs d'onde. A $0,4\,\mu$ m, on obtient les valeurs approchées suivantes

$$R_{0} \simeq 0,14 ; R_{1} \simeq 0,82 \quad \text{pour } \mu = \mu_{0} = 1 \quad (\theta = \theta_{c} = 0^{c})$$

$$R_{0} \simeq 0,17 ; R_{1} \simeq 0,64 \quad \text{pour } \mu = 1 ; \mu_{0} = 0,5 \quad (\theta = 0^{o}; \theta_{0} = 60^{c})$$

Les valeurs de R rencontrées qui sont équivalentes à une réflectance sont d'un ordre de grandeur supérieure aux réflectances dues à la rétrodiffusion de l'eau de mer que l'on désire mesurer. Pour atteindre la précision souhaitable il est nécessaire d'effectuer le calcul exact en tenant compte des diffusions multiples. Un tel calcul est possible sans avoir à faire intervenir d'inconnues supplémentaires. A titre d'exemple on a porté sur la figure 1, la réflectance équivalente ρ_{λ} qui serait mesurée à 0,4 μ m, au-dessus d'une surface ayant une réflectance diffuse $\rho_{0} = 0,05$ et pour une incidence $\mu_{0} = 0,5$ ($\theta_{0} = 60^{\circ}$) . Cette figure permet de se rendre compte que les conditions d'observation optimum correspondent à une observation au voisinage de la normale et que dans le cas d'un radiomètre à balayage, tel que couramment employé sur satellite, on a tout intérêt à effectuer ce balayage dans un plan perpendiculaire au plan d'incidence ($\mu = 90^{\circ}$) ce qui minimise les variations de R et T avec μ .

2.4. Diffusion par les aérosols

Dans le cas d'aérosols, l'épaisseur optique \mathcal{T}_{λ} et la conction de phase $\mathcal{P}_{\lambda}(\theta)$ peuvent être calculées à partir de la concentration, de la granulométrie et de l'indice des particules à partir de la théorie de MIE. En pratique, à l'inverse de la diffusion moléculaire, les quantités trouvées sont essentiellement variables dans le temps et dans l'espace avec les ordres de grandeur suivants

(11)

 $T_{\lambda} = T_{c\lambda} \lambda^{-\alpha}$ $0 < T_{c\lambda} < 0,3 \qquad a \ 1 \mu m$ $0 < \alpha < 2$ $0, i < p(\theta) < 0,5 \qquad en \ diffusion \ arrière.$

Le terme $R_{0\lambda}$ équivalent à une réflectance peut atteindre 0,2 aux courtes longueurs d'onde, soit un ordre de grandeur au-dessus des valeurs de rétrodiffusion de l'eau de mer. Par contre $R_{1\lambda}$ est faible par suite de la forte proportion de diffusion avant. La correction de l'influence des aérosols ne peut être effectuée que si l'on connait \mathcal{T}_{λ} et $\mathcal{P}_{\lambda}(0)$ avec une précision suffisante sur la zone considérée.

Le calcul exact fait intervenir à la fois la diffusion moléculaire et la diffusion par les aérosols, en tenant compte des diffusions multiples. On trouvera sur la figure 2 un exemple de la réflectance mesurée pour deux modèles d'aérosols différent par leur indice, en fonction de \mathcal{T}_A l'épaisseur optique en aérosols qui est la plus susceptible de variations locales (d'après TANRE, 1977), alors que les autres propriétés peuvent être supposées à priori constantes sur une zone plus étendue.

III. CORRECTION DES EFFETS ATMOSPHERIQUES

'On voit donc que la correction des effets atmosphériques sur les mesures

de couleur de l'océan pose principalement le problème de la connaissance des propriétés optiques des aérosols, c'est à dire de γ_{λ} et $\rho_{\lambda}(\omega)$ sur la scène considérée. Or ces quantités sont à priori inconnues et ont une variabilité trop grande pour pouvoir être estimée statistiquement.

Des mesures optiques in-situ à partir du sol permettent avec certaines précautions de déterminer $\mathcal{T}_{\lambda} \in \mathcal{P}_{\lambda}(\mathcal{D})$ aux longueurs d'onde de l'expérience. Cette correction est ensuite étendue à l'ensemble de la scène considérée, ce qui est assez justifié en ce qui concerne $\mathcal{P}_{\lambda}(\mathcal{D})$ qui ne dépend que de la nature des aérosols, mais l'est moins en ce qui concerne \mathcal{T}_{λ} susceptible de variations plus localisées. Cette méthode est lourde à mettre en oeuvre et ne fournit qu'une approche localisée, faisant perdre à l'emploi de mesures à partir de satellite une partie de son intérêt. Elle reste néanmoins nécessaire dans une phase de validation des algorithmes de correction.

Il est possible d'obtenir l'information nécessaire de façon autonome à partir du satellite. Cela suppose que $\rho_0 \lambda$ de la surface soit nul ou connu aux longueurs d'onde de l'expérience. Une telle méthode a été employée avec succés pour les données de LANDSAT (GRIGGS, 1975) : la correction atmosphérique est estimée au-dessus de l'eau (mers et lacs) et appliquée aux surfaces terrestres. Dans la mesure ou on se propose de faire une détermination de $\rho_0 \lambda$ entre 0,4 et 0,7 μ m, il faut en tout état de cause se placer en dehors de cet intervalle spectral, et pratiquement au-delà de 0,7 μ m où la rétrodiffusion de l'eau devient négligeable. Il est alors nécessaire d'extrapoler la mesure obtenue sur les aérosols à l'intervalle 0,4 à 0,7 μ m avec pour inconnu le terme α de l'équation (11), ce qui laisse néanmoins une relative incertitude.

En pratique, pour l'expérience C.Z.C.S. (Coastal Zone Color Scanner) qui sera lancée sur NIMBUS-G en août 1978, on dispose de quatre canaux entre 0,4 et 0,7 μ m et d'un canal autour de 0,75 μ m. Ce dernier canal peut être utilisé de la façon suivante :

- éliminer les scènes ou la contamination atmosphérique est trop élevée pour qu'aucune correction soit possible entre 0,4 et 0,7 μ m

- éliminer les fluctuations locales de γ_{λ} à partir de la mesure obtenue dans le canal autour de 0,75 μ m

- extrapoler les mesures de $T_{\lambda} p_{\lambda}(\theta)$ obtenues autour de 0,75 μ m à l'intervalle 0,4 - 0,7 μ m en obtenant la dépendance en longueur d'onde de $T_{\lambda} p_{\lambda}(\theta)$ par des mesures optiques faites à partir du sol.

BIBLIOGRAPHIE

GRIGGS M.- 1975 - Measurements of atmospheric aerosol optical thickness ovec water using ERTS - 1 data - Jl. Air Pollut. Contr. Ass., 25, 622-626.

TANRE D. - 1977 - Etude de l'influence des aérosols sur le rayonnement terrestre rediffusé - Thèse de 3e cycle, Université de Lille I, n° 648.

LENOBLE J. - 1974 - Standard procedures to compute atmospheric radiative transfer in a scattering atmosphere. Edité par J. LENOBLE - Université de Lille



<u>Figure 1</u> - Réflectance diffuse équivalente $\tilde{\rho}$ mesurée en haut d'une atmosphère RAYLEIGH pour une surface de réflectance diffuse $\rho_c = 0.05$ (d'après TANRE, 1977)

 $\lambda = 0.4 \,\mu\text{m}$ $\psi_{\text{angle entre les plans d'incidence et d'observation}$ $\mu_{0} = 0.5 \text{ (angle d'incidence } = 60^{\circ}\text{)}$



Figure 2 - Réflectance diffuse équivalente ρ mesurée en haut de l'atmosphère en fonction de l'épaisseur optique en aérosols γ_A , pour une surface non réfléchissante ($\rho_{0=C}$) (d'après TANRE, 1977)

 $\lambda = 0.4 \mu$ m modèle C d'aérosol de JUNGE - DEIRMENDJIAN m, indice des particules $\mu_{o} = 0.5$ (angle d'incidence $\theta_{o} = 60^{\circ}$) Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n°5, pages 141 à 160

TEMPERATURE SUPERFICIELLE DE LA MER ET LA TRANSMISSION ATMOSPHERIQUE PAR RADIOMETRIE DIFFERENTIELLE

par

F. BECKER

Groupe de Recherche en Télédétection Radiométrique (GTS) Université Louis Pasteur 7, rue de l'Université 67000 Strasbourg

RESUME

Afin de pouvoir déterminer très rapidement la température absolue des océans par un traitement en temps quasi-réel des thermographies obtenues à partir d'avion ou satellite, on présente une méthode très simple de correction des effets perturbateurs d'une atmosphère claire sur la luminance émise par la surface des océans dans la fenêtre 8-14 μ . Cette méthode consiste à mesurer la luminance apparente de la scène dans deux longueurs d'onde voisines. La température radiométrique vraie s'obtient alors, à partir de ces luminances par une relation linéaire très simple qui ne fait intervenir qu'un seul paramètre si on suppose que l'on peut linéariser la fonction de Planck et les équations de transfert dans l'atmosphère.

Le seul paramètre inconnu qui reste peut être obtenu de façon théorique par une analyse des propriétés optiques de l'atmosphère ou de façon empirique. Dans cet exposé, seules trois méthodes empiriques sont présentées avec leur mode opérationnel dont on discute la précision et la commodité à la suite d'expériences réalisées en Méditerranée et dans la Vallée du Rhin. La précision obtenue est de l'ordre de la précision instrumentale (0,2 à 0,3°C).

ABSTRACT

In order to measure on line the absolute temperature of the surface of the oceans, from remote-sensing data obtained from air-borne or space-borne plateforms, a simple method for correcting the errors on the observed radiance produced by a clear atmosphere in the $8-14\mu$ window. The principle of the method consists in measuring the radiance of the ocean in two adjacent channels. The true radiance, or brightness temperature, is obtained from these measured radiances by solving a very simple linear equation which depends

only on one parameter if one assumes that the Planck formula as well as the radiative transfer equations in the atmosphere can be linearized.

The only unknown parameter can be obtained either from a theoretical analysis of the optical properties of the atmosphere or from empirical methods. In this paper only three of these empirical methods are presented and discussed. Their results are compared with experimental data obtained over the Mediterranean sea and the Rhine Valley. The accuracy is of the order of the instrumental precision (0,2 to 0,3 °C).

MOTS - CLES : Correction atmosphérique, Méditerranée, Radiométrie différentielle, Température absolue de surface.

KEY-WORDS : Absolute sea surface temperature, Atmospheric correction, Differential radiometry, Mediterranean sea.

INTRODUCTION

La mesure des températures absolues de la surface des mers de façon quasi-instantannée sur une grande surface présente un grand intérêt pour saisir sans distorsion non seulement la représentation à un instant donné du champ bi-dimensionnel de la température mais surtout sa variation au cours du temps 1).

Pour obtenir ces mesures absolues de température, il est indispensable de corriger les perturbations produites par l'atmosphère sur la luminance enregistrée. Ce problème est très ancien et beaucoup de modèles de correction ont déjà été proposé. Aussi l'objet de cette communication n'est-il pas de présenter un nouveau modèle de transmission atmosphérique mais de rendre compte d'une méthode de correction semi-empirique, s'appuyant sur un modèle approximatif de transmission, permettant de corriger les données enregistrées en temps réel et donc de produire des images corrigées au premier ordre des effets d'atmosphère. Il s'agit d'une méthode fondée sur la différence d'absorption atmosphérique dans deux bandes de longueur d'onde voisines placées dans la fenêtre atmosphérique $8-14\mu$, dont le principe a été proposé il y a plusieurs années par C. Prabhakara et al 2).

Les résultats qui seront présentés sont le fruit d'une collaboration entre le GTS et le Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS (LMD) lb, 3).

1. LE PRINCIPE DE LA METHODE

Les perturbations atmosphériques sont dûes aux effets des aérosols qui seront négligés dans toute cette approche et aux effets des molécules qui seront donc seules considérées. La méthode telle qu'elle est exposée, n'est donc valable en principe que pour les atmosphères claires. Parmi les molécules présentes dans l'atmosphère, on peut distinguer en première approximation celles dont la répartition de densité dans l'atmosphère est relativement constante dans le temps et l'espace (CO_2 , N_2O , CO, CH_4) de celles dont la densité est fortement variable dans le temps et l'espace (essentiellement la vapeur d'eau). Dans toute cette analyse, nous négligeons l'effet de l'ozone car les expériences sont faites à partir d'avions ... dans les analyses satellite, il faudra reprendre les données et ajouter les termes correspondant aux effets négligés.

Les figures l-a et l-b dûes à Mc Clatchy et al 4) montrent que la transmittance des gaz à répartition constante est supérieure à celle de la vapeur d'eau dans la bande 8-12,5 μ . L'effet d'atténuation vient donc essentiellement de la vapeur d'eau dont la transmission n'est pas constante dans toute la bande 8-12,5 μ .

Ainsi donc, la différence de transmission observée dans l'atmosphère entre deux bandes judicieusement choisies dans la fenêtre $8-12,5\mu$ dépendra essentiellement de la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère puisque

- i) la vapeur d'eau donne l'effet dominant
- ii) la transmission des gaz uniformément mélangés (figure 1-a) est beaucoup moins différentiée en moyenne que pour la vapeur d'eau.

D'où le principe de la méthode :

Mesurer la luminance émise par la surface dans deux canaux où la transmission de la vapeur d'eau est suffisamment grande et néanmois différentiée. Dans les expériences qui seront discutées, les canaux ci-dessous indiqués ont été choisis comme compromis avec d'autres nécessités du L.M.D. :

> canal I 10,5-12,5μ canal II 7,9-9,6μ

Ces canaux sont représentés sur les figures l-a et l-b. La limite 9,6µ pour le canal II peut être jugée dangereuse à cause de la résonance de l'ozone. Sa présence étant négligeable pour les vols avion, cette limite ne prête pas à conséquence. Il faudra évidemment la modifier pour des visées à partir de satellites.

Avant d'étudier plus en détail le modèle, il est important de se rendre compte de l'ordre de grandeur des effets. La figure 2 montre un exemple de la variation avec l'altitude d'observation de la température radiométrique, vue par le radiomètre ARIES 5) dans les 2 canaux précédents, de la même zone de la mer Méditerranée au voisinage de la bouée laboratoire BORHA II. L'ordre de grandeur de l'effet differentiel peut atteindre 0,5 à l °C.

Pour exploiter cette différence, nous utilisons un modèle linéaire de correction dans la ligne de ce qu'ont proposé C. Prabhakara et al 2).



McClatchey et al. $\tilde{4}$)

144



Figure 1-b : Courbe permettant de calculer la transmittance de la vapeur d'eau d'après Mc Clatchey et al. 4). Elle est tracée pour lgm/cm².

145

Bien que ces deux résultats expérimentaux soient insuffisants pour tirer des conclusions définitives sur le fait que a dépende ou non de l'atmosphère, ils montrent que la formule (7) est sensiblement correcte si on adopte pour a une valeur "mesurée" le jour de l'expérience, mais cette formule n'est pas assez précise (ou les expériences elles mêmes ne le sont pas assez) pour donner à la constante a une valeur "universelle" pour les canaux et le radiomètre choisi. Cette remarque incite donc à affiner le modèle si on veut le rendre universel, et à analyser un bien plus grand nombre de données.

Une autre manière de vérifier (7) consiste à calculer pour chaque altitude la température de surface pour une valeur de a donnée et d'étudier la dispersion. Les résultats sont donnés dans le tableau l pour les deux expériences. Si les résultats sont très précis dans le cas du 6 Août, (Ts = $21.\pm 0.1$) ils sont plus dispersés dans l'expérience du 10 Août (qui est peut-être moins précise que celle du 6 Août) (Ts = 21.1 ± 0.5). Dans tous les cas, la valeur calculée est dans la limite de l'erreur expérimentale.

ii) Méthode s'appuyant sur des mesures à divers angles

On doit d'abord vérifier que le résultat précédent est valable quelque soit l'angle de visée de la scène, à une altitude donnée, puisque les expressions (7) et (9) sont indépendantes de **9**. Ceci est vérifié dans le tableau 2 qui indique la fluctuation de Ts en fonction de pour l'expérience du 6 Août. Cette vérification est aussi présentée sur la figure 6 où l'on voit tous les points correspondant aux divers angles s'aligner sur la même droite. Dans ces conditions, on peut calculer a par

$$a = \frac{T_{1}(\theta_{1}) + T_{2}(\theta_{1}) - T_{1}(\theta_{2}) - T_{2}(\theta_{2})}{2(T_{1}(\theta_{2}) + T_{2}(\theta_{1}) - T_{2}(\theta_{2}) - T_{1}(\theta_{1})} = \frac{(T_{1}(\theta_{1}) - T_{1}(\theta_{2})) + (T_{2}(\theta_{1}) - T_{2}(\theta_{2}))}{2(T_{1}(\theta_{2}) - T_{1}(\theta_{1})) - (T_{2}(\theta_{2})) - T_{2}(\theta_{1}))}$$

Comme dans le cas monocanal cette expression doit être employée avec beaucoup de circonspection car le dénominateur de l'expression donnantapeut être très petit et entaché d'une grande erreur. Il suffit de se reporter aux données du tableau 2 pour s'en convaincre.

Il est plus efficace de tracer les meilleures droites de régression en imposant la contrainte de l'égalité des températures pour $1/\cos \phi = 0$ (aux erreurs d'émissivité près) comme il a été indiqué au paragraphe 2-3. La surface de température obtenue est 21.2 ± 0.4 °C, avec donc une erreur relativement plus grande que par l'autre méthode.

iii) Méthode utilisant une température au sol de référence

Cette méthode, la plus simple d'emploi est directement utilisable pour les mesures à partir de satellite. Il suffit d'installer dans un lieu facilement repérable une sonde thermique quelconque qui donne Ts ref. en même temps que l'on mesure T_1 ref et T_2 ref. On déduit alors

$$a = \frac{2T_{sref} - (T_{lr} + T_{2r})}{T_{lr} - T_{2r}}$$

ce qui permet de calculer Ts pour tous les autres points du site. Cette méthode n'a pas été utilisée pour des mesures faites à partir de satellite faute de données. Dans les mesures faites à partir d'avion, la précision est du même ordre que celle obtenue par la méthode à plusieurs altitudes.

CONCLUSION

Les quelques expériences présentées et les analyses faites dans la Vallée du Rhin accréditent toutes les différentes formules proposées tant sur la dépendance en altitude, en angle que sur la dépendance différentielle linéaire. Elles ne sont pas encore suffisantes pour établir définitivement "l'universalité" de ces formules et d'autres analyses doivent être faites dans d'autres conditions. De tels travaux sont en cours tant au LMD qu'au GTS.

Bien que ne prétendant pas rendre compte de façon exacte de tous les effets de perturbation dûs à l'atmosphère le modèle simple qui vient d'être présenté, avec son mode d'emploi empirique, permet de déduire les températures de surface absolues avec une erreur au plus égale à 0,5°C grâce à un algorithme qui conduit à des calculs très rapides pouvant être faits en ligne.

L'intérêt de la radiométrie différentielle, dans le cadre du modèle proposé, est d'éliminer le sondage P.T.U. et de ne faire intervenir qu'un seul paramètre qui peut être obtenu de façon théotique ou phénoménologique. L'analyse des expériences présentées montre qu'il est plus précis, pour l'instant, de mesurer ce paramètre en ligne.

Ce modèle doit être considéré comme une étape dans l'acquisition en ligne des températures absolues de la surface de la mer. Il demande à être amélioré pour accroître sa précision ... sans perdre de sa simplicité.

REMERCIEMENTS

C'est avec plaisir que je remercie A. Chedin et D. Imbault pour une discussion très intéressante sur le contenu de cet exposé qui m'a permis d'en préciser certains aspects.

date	z alti- tude	T _l (z)	T ₂ (z)	Ts predite par (7) a=1.6.	Ts mesurée
6 Août	15 000 10 000 7 000 4 000 1 500 1 000 300	19.9 20.5 20.7 21.1 20.9. 20.9 21	18.8 20.1 20.5 21.1 20.9 20.8 21	21.11 20.94 20.93 21.1 20.9 21.02 21	20,6 < T <u></u> 21.6
10 Août	13 500 10 000 7 000 4 000 1 500 1 000 300	17.1 17.7 18.4 19.8 20.2 20.2 20.2	16.1 17 17.9 19.5 20.1 20.0 20.0	a=5.04 21.6 20.9 20.67 21.16 20.65 20.65 20.6 21.5	20.6 < T _S <21.6

- Données expérimentales recueillies dans les canaux I (10,5-12,5µ) et II (7,9-9,6µ) lors des expériences sur la bouée Borha II.
- La dernière colonne donne la température Ts calculée par la formule (7) avec la valeur du paramètre a indiquée.

altitude	4	T ₁ (0 ,z)	T ₂ (∲, z)	Ts prédite par (7) (a=1.6)
	0	19.9	18.8	21.1
and ada	10	19.9	18.8	21.1
15 000	20	19.8	18.7	21
pieds	30	19.7	18.5	21
	40	19.4	18.1	20.8
A AND A AND	and in	an transformed and an	200 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	The state of the second second

Tableau 2

Vérification de l'indépendance de la formule (7) en fonction de l'angle de visée **9**. La fluctuation est de l'ordre de 0,3°C. Ceci vérifie à postériori l'ordre de grandeur de l'homogénéité du champ thermique.

BIBLIOGRAPHIE

- 1. cf par exemple l'étude entreprise conjointement par le LMD, le GTS et le Laboratoire d'Océanographie Physique de Brest :
- a) C. DESCHAMBENOY, L. PONTIER, F. SIROU, LE FLOCH et M. RAILLARD. <u>Rapport interne (1977)</u>. <u>Quelques résultats de mesures par navire et avion de la structure</u> superficielle de la mer au large de la Bretagne.
- b) F. BECKER, L. PONTIER. <u>Rapport DRME (1978)</u> Mise en oeuvre d'un radiomètre embarquable et mesure aérienne de la température superficielle de la mer.
- C. PRABHAKARA, G. DAHI and V.G. KUNDE. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11-13 window region. Journ. of Geophys. Res. 79 (1974) 5039.
- 3. F. BECKER, D. IMBAULT et L. PONTIER. Sea surface temperature and atmospheric transmission : measurements by differential radiometry. <u>Proceedings of the first general assembly of EARSEL</u> - Strasbourg 1977 p.93.
- 4. R.A. Mc CLATCHY et al. Optical properties of the atmosphere. AFCRL 72 - 0497.
- 5. J.L. MONGE, L. PONTIER et F. SIROU. Le radiomètre ARIES. Rapport interne LMD (oct.76)
- 6. D. IMBAULT .- Communication privée (1977).
- 7. N. SCOTT.- A direct Method of Computation of the Transmission function of an inhomogeneous gaseous medium. I. Description of the method. Journ. of quantitative Spectrosc. and Radiat. Transf. 14 (1974) 691.
- 8. A. CHEDIN, N. SCOTT and N. HUSSON. Opération, gestion et étude des informations spectroscopiques atmosphériques (GEISA) LMD.
- 9. P. DE FELICE et L. PONTIER. Détermination à distance de la température de surface de la mer à l'aide d'un radiomètre infrarouge à balayage aéroporté, correction de l'erreur atmosphérique. (Rapport LMD 1977).
- 10. F. BECKER, E. HECHINGER et A. HOURANI. Mesures absolues de la température de surface du Rhin par radiométrie aérienne. (en préparation)
- 11. Mc. MILLIN. Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. Journ. of Geoph. res. 80 (1975) 5113.




2. MODELE LINEAIRE DE CORRECTION

2.1. Expression théorique

Pour pouvoir permettre une analyse en temps réel, il faut un modèle très simple donnant néanmoins des résultats suffisamment précis compte tenu de la précision des mesures actuelles. On a donc supposé qu'il était possible de linéariser avec une précision suffisante à la fois la formule de Planck donnantla luminance spectrale du corps noir et les équations de transfert radiatif dans l'atmosphère ; ces approximations sont justifiées par le fait que les écarts de température observés ΔT sont relativement faibles comparés à la température T ($\frac{\Delta T}{T} \sim 1$ %, cf figure 2) et que l'atténuation atmosphérique dans les Tbandes choisies est aussi relativement faible (cf figure 1).

En négligeant

- i) les effets de diffusion par l'atmosphère
- ii) les effets d'absorption par les autres molécules que l'eau
- iii) les effets de réflexion par le sol (E20.99),

l'expression donnant le signal enregistré par le radiomètre s'écrit :

$$I = \int_{h}^{h} f(\lambda) I(\lambda) d\lambda \qquad (1)$$

$$I(\lambda) = \mathcal{E}(\lambda) R(\lambda, T_{s}) T(o, h, \theta, \lambda) + \int_{a}^{h} R(\lambda, T(z)) \frac{\partial T}{\partial z} dz \qquad (2)$$

Dans ces expressions,

avec

f(λ) est la réponse spectrale du scanner dans la bande $\lambda_1 - \lambda_2$ R(λ_1 ,T) est la luminance spectrale du corps noir à la température T **7** est le coefficient de transmission donné par

$$(z_1, z_2, b, \lambda) = \exp \left\{-\int_{z_1}^{z_2} \frac{\alpha(\lambda, z)}{\cos b} \rho(z) dz\right\}$$

hest l'altitude d'observation

• est l'angle d'observation (0° pour le nadir)

 $\alpha(\lambda,z)$ est le coefficient d'absorption de la vapeur d'eau à la longueur d'onde λ et $\rho(z)$, la concentration de vapeur d'eau à l'altitude z.

Ts et T(z) sont respectivement la température de surface et la température de l'air à l'altitude z.

D'autre part, si T est la température affichée par le radiomètre on a :

$$I = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f(\lambda) R(\lambda, T) d\lambda \qquad (3)$$

Pour trouver la relation en T et Ts on linéarise les expressions $R(\lambda,T)$ et on suppose que $e^{-\alpha}l \leq 1 - \alpha l$.

Si on suppose une atmosphère stratifiée en n couches horizontales, on peut discrétiser l'intégration sur l'altitude et obtenir :

$$T \simeq Ts + \frac{A(\lambda) W(z)}{\cos \phi}$$
 ($\mathfrak{O}(z) - Ts$) (4)

où A est une constante dépendant de la longueur d'onde, des propriétés de la vapeur d'eau et de l'instrument

$$A(\lambda) \simeq \int_{\lambda_{i}}^{\lambda_{i}} f(\lambda) \alpha(\lambda) \frac{\partial R(\lambda, T)}{\partial T} \Big|_{Ts} \int_{\lambda_{i}}^{\lambda_{i}} d\lambda f(\lambda) \frac{\partial R(\lambda, T)}{\partial T} \Big|_{Ts}$$

$$(4-a)$$

$$W(z) = \sum_{i=1}^{n(z)} \frac{POTO}{P_{i}T_{i}} \quad (i \ \Delta z_{i} = \sum_{i=1}^{n} W_{i}$$

est la hauteur d'eau précipitable pondérée par la pression et la température des différentes couches caractérisées par : ℓ i, concentration en vapeur d'eau ; Δz_i , épaisseur ; T_i, température et P_i, pression.

⊙(z) est une température effective d'atmosphère

$$\Theta(z) = \sum_{i=1}^{n(z)} \frac{W_{i}T_{i}}{W}$$

La formule (4) permet de saisir immédiatement les effets relatifs de la température effective d'atmosphère, de la température de surface et de l'angle de visée . Sous la même incidence, si © > Ts, l'atmosphère est plus "chaud" que la terre. Il émet donc plus qu'il n'absorbe. La température T observée sera plus élevée que la température réelle.

Si Θ = Ts, l'atmosphère emet autant qu'il absorbe, il n'y a pas de correction

Si O< Ts, l'atmosphère absorbe plus qu'il n'emet, la température observée sera plus faible que la température de surface.

Ces effets seront différement accentués suivant la valeur de A. Ainsi, si A_I correspondant au canal I est inférieur à A_{II} (canal II) on doit observer un chevauchement des courbes donnant la température de radiance observée dans les canaux I et II quand les températures relatives \odot et Ts s'inversent ce qui est bien observé expérimentalement dans la figure 2.

Avant d'aborder l'emploi de cette formule dans l'analyse bi-canal, il faut s'assurer qu'elle rend compte quantitativement (à la précision demandée) des phénomènes perturbateurs produits par l'atmosphère.

2.2. Vérifications de la formule 4

Une première série de vérifications de type "théorique" a été entreprise par D Imbault 6). En utilisant un programme de calcul mis au point par N Scott 7) et A Chedin dans lequel les divers effets perturbateurs d'une atmosphère claire sont pris en compte de façon très complète 8), D Imbault a vérifié que

- i) la vapeur d'eau jouait vraiment le rôle dominant
- ii) la quantité T (calculée par le programme complet) moins Ts variait linéairement en fonction de Ts sous la forme

$$T - Ts = f(W) (\Theta - Ts) + h(z)$$

où f(W) est une fonction linéaire de W pour les faibles valeurs de W :

$$f(W) = AW + \beta$$

L'approximation de la formule (4) consiste à supposer que l'on peut trouver une valeur A' de A telle que

$$T - Ts \simeq \frac{A'W}{\cos \phi} (O - Ts)$$

Nous allons montrer sur plusieurs exemples que cette hypothèse est réaliste.

En 1976, deux séries d'expériences ont été faites par le L.M.D. 1-b) au voisinage de la bouée laboratoire Borha II placée dans le Golf du Lion. Les luminances émises par la mer ont été enregistrées par le radiomètre ARIES 5) du LMD embarqué sur un DC3.

Au cours de cette expérience, les luminances ont été enregistrées dans les canaux I $(10,5-12,5\mu)$ et II $(7,9-9,6\mu)$ à diverses altitudes et sous diverses incidences. Un sondage météo PTU a été fait au cours de la prise de données.

La figure 2 représente la variation avec l'altitude de la température radiométrique observée au nadir dans les deux canaux I et II ainsi que le résultat du sondage pour l'expérience du 6 Août 76. Compte tenu de la grande homogénéité du champs thermique bi-dimensionnel de la surface de la mer, il a été possible de réaliser des moyennes sur une centaine de pixels environ de façon à réduire le bruit de fond. Ce sont ces moyennes qui sont indiquées sur la figure 2.

La figure 3 donne, à titre d'exemple , la comparaison entre la prédiction théorique de la formule 4 et les résultats expérimentaux pour le canal I, à partir du sondage qui a permis de calculer les fonctions W(z) et \bigcirc (z). Seul le paramètre A a été ajusté de façon à reproduire le résultat à l'altitude z = 15000 pieds. Cette figure montre que la dépendance en z est reproduite à ± 0,25°C ce qui est de l'ordre de l'erreur expérimentale.

La dépendance angulaire prévue par la formule (4) est linéaire en l/cos •. Comme on le voit sur la figure 4, les résultats expérimentaux n'infirment pas le caractère linéaire prévu compte tenu des erreurs expérimentales.

2.3. Méthodes de correction s'appuyant sur la formule 4

1) On peut s'appuyer sur la distribution angulaire comme l'on fait P. de Felice et L. Pontier 9). L'extrapolation à l/cos@=0 donne la température Ts comme le montre la formule (4). Pour que cette méthode soit valable, il faut que

i) le champ de température soit relativement uniforme sur une grande surface (un carré dont le côté est de l'ordre de grandeur de l'altitude ou mieux de deux altitudes) pour que les angles les plus grands possibles puissent être utilisés (cf formule 6)

ii) les mesures soient faites dans des conditions où les écarts soient suffisamment perceptibles.



Figure 3

Comparaison des valeurs de Ts-Tl(z) obtenues à partir de la formule 4 aux valeurs expérimentales



Dans tous les cas, l'extrapolation risque d'entraîner des erreurs qui peuvent être assez importantes car l'extrapolation s'appuie sur un faisceau de points regroupés (\bullet ne varie que de O à 45° et donc l/cos \bullet de l à 2 au maximum), ce qui réduit sa précision.

(La présence d'un deuxième canal précise la mesure, car les deux droites de régression doivent concourir au même point d'extrapolation ce qui réduit la limite des pentes admissibles des 2 faisceaux de points comme le montre la figure 4).

Pour chaque canal, la dispersion peut être calculée directement en éliminant W(z) et $\bigcirc(z)$ pour deux visées à angle différents et même altitude :

$$Ts = \frac{T(\mathbf{\theta}_1) + T(\mathbf{\theta}_2)}{2} + b(T(\mathbf{\theta}_1) - T(\mathbf{\theta}_2))$$
(6)
$$b = \frac{\cos\mathbf{\theta}_1 + \cos\mathbf{\theta}_2}{2(\cos\mathbf{\theta}_1 - \cos\mathbf{\theta}_2)}$$

Dans cette formule, il n'y a aucun paramètre. Ts peut donc en principe être déterminé par une analyse angulaire. Encore faut-il que $\cos\phi_1 \neq \cos\phi_2$ pour que b ne soit pas trop grand pour ne pas amplifier les erreurs, et avoir suffisament de données pour ne pas déterminer une droite par deux points.

2) Emploi simultanné de la dépendance angulaire et en altitude.

Cette méthode est obligatoire pour les champs thermiques très hétérogènes.En collaboration avec E.Hechinger et A.Hourani 10) nous avons appliqué cette méthode pour étudier la température de surface du Rhin, à la suite d'expériences réalisées en collaboration avec le LMD, toujours avec le radiomètre ARIES.

La difficulté consiste à repérer deux points correspondants lors de 2 vols différents. Une fois ces points repérés sur chaque thermographie, on calcule les angles sous lesquels ils sont visés, compte tenu de l'altitude et de la position de l'axe de vol. A partir de la formule (4), il est facile d'extraire Ts connaissant $T(\bullet_{L}h_{1}), T(\bullet_{2},h_{2}), W(h_{1}), W(h_{2})$ et $O(h_{1}), O(h_{2})$

On peut calculer alors A par

où

$$A = \frac{(T_1 - T_s) \cos \phi_1}{W(h_1) ((h_1) - T_s)} = \frac{(T_2 - T_s) \cos \phi_2}{W(h_2) ((h_2) - T_s)}$$



à partir de 2 vols suivant les axes 1 et 2.

puis utiliser la formule 4 pour l'ensemble de les axes ret 2. du cliché. Nous produisons ainsi des images corrigées. Nous avons pu obtenir les différentes températures de surface mesurées au sol à 0,3°C près au plus ... disons que la précision est meilleure que 0,5°C. L'inconvénient de cette méthode est qu'elle nécessite un sondage ... et le repérage de points correspondants. Une autre utilisation possible est de mesurer au sol les températures de deux points de référence assez différentes l'une de l'autre, et de mesurer à la même altitude les luminances de ces deux sources. Ceci élimine le sondage car on peut aisément calculer AW(h) et $\Theta(h)$ à partir de ces mesures, mais la précision de la mesure est plus faible.

3 METHODE BI-CANALE

3.1. L'expression théorique

Puisque les quantités W(z) et $\Theta(z)$ introduites dans la formule (4) ainsi que la température de surface Ts ne dépendent pas de la longueur d'onde (en supposant en première approximation que les écarts d'émissivités de l'océan dans ces deux canaux sont négligeables, $\boldsymbol{\mathcal{E}}_{I} = 0,99$ et $\boldsymbol{\mathcal{E}}_{II} = 0,986$) on peut reécrire pour chaque canal la relation 4 sous la forme :

$$T_{1}(z) = Ts + A_{1} \frac{W(z)}{\cos \Theta} (\Theta(z) - Ts)$$
(4-a)
$$T_{2}(z) = Ts + A_{2} \frac{W(z)}{\cos \Theta} (\Theta(z) - Ts)$$
(4-b)

où T₁(z) et T₂(z) sont les températures radiométriques observées à l'altitude z sous l'angle 🖗 dans les canaux I et II respectivement.

En éliminant W(z) et $\Theta(z)$, entre ces équations il vient :

$$Ts = \frac{T_{1}(z) + T_{2}(z)}{2} + \{T_{1}(z) - T_{2}(z)\}a$$
(7)

où a = $\frac{(A_1+A_2)}{2(A_2-A_1)}$ (8)

L'expression (7) montre qu'il n'est pas nécessaire de faire un sondage P.T.U. pour obtenir Ts à partir des mesures T_1 et T_2 dès que le paramètre a est connu. En principe, l'expression (8) montre que a ne dépend que des canaux choisis et des propriétés du radiomètre (cf l'expression de A, formule 4-a). Nous verrons, à la lumière des expériences analysées ce qu'il en est, et les manières de déterminer ce coefficient.

On remarque aussi dans l'expression (7) que si $T_1 = T_2$ alors nécessairement $T_1 = T_2 = T_s$. C'est ce qui est approximativement observé figure 2. Ce résultat peut s'expliquer dans la mesure où on ne tient compte que de la vapeur d'eau dans ce modèle. En effet, lorsque l'on suppose que seule la vapeur d'eau intervient, et que la différence entre T_1 et T_2 n'est due qu'à sa présence, dès que $T_1=T_2$, cela signifie que son effet perturbateur global est nul et qu'en conséquence $Ts - T_1 = Ts - T_2 = 0$. Si on tient compte d'autres effets on doit donc s'attendre à avoir $Ts - T_2 = Ts - T_1 = N$, pour $T_1=T_2$, où M traduit les effets négligés, comme l'a d'ailleurs montré D Imbault 6). Cette différence n'est pas observable sur la figure 2 compte tenu de la précision de la mesure sur Ts.

Analisons brièvement les diverses méthodes de correction qui s'appuient sur (7).

3.2. Méthode théorique d'emploi

En utilisant la procédure exposée au paragraphe 2, D. Imbault a analysé la dépendance de T_1 en fonction de T_2 pour différents Ts. La relation n'est pas exactement linéaire, mais les écarts de linéarité sont faibles conformément à ce qu'avait observé Mc Millin 11).

Les analyses théoriques de cette dépendance sont en cours de développement au LMD. Un de leur objectif étant de déterminer la relation Ts = $f(T_{1,T_{2}})$ de façon plus précise sans paramètres inconnus.

3.3. Méthodes phénoménologiques

Il y a plusieurs manières d'utiliser la relation (7) de façon empirique. Nous allons en discuter trois.

i) Méthode s'appuyant sur des mesures à diverses altitudes

Cette méthode n'est pas applicable à partir de satellites, mais est très commode à partir de mesures aériennes. La mesure de Ts est faite dans les 2 canaux à plusieurs altitudes ; si on s'intéresse aux mesures faites aux altitudes z_1 et z_2 , a est donné par :

$$\frac{1}{a} = 2 \frac{(T_1(z_2) + T_2(z_1) - T_2(z_2) - T_1(z_1))}{T_1(z_1) + T_2(z_1) - T_1(z_2) - T_2(z_2)}$$
(9)

d'où on déduit toutes les températures de surface Ts par (7) et, si on le veut, les quantités AW(z) et $\mathbf{O}(z)$ par les deux formules (4-a) et (4-b) connaissant Ts, T₁ et T₂ pour deux sites de température Ts et Ts'.

Nous avons étudié la précision de cette méthode en utilisant les données prises lors de l'expérience sur Borha II les 6 et 10 Août.76.

On présente sur la figure 6 la relation $T_1(T_2)$ expérimentale (obtenue d'après les données du tableau l). Dans les deux expériences elle est correctement représentée par une droite dont l'intersection avec la première bissectrice ($T_1=T_2$) reproduit la valeur de Ts mesurée au sol, qui était sensiblement la même lors des deux expériences, comme le montre la figure 6.

Cette figure fait néanmoins apparaître un désaccord entre la formule 7 et l'expérience. Théoriquement le coefficient a qui apparaît dans cette formule est indépendant du moment auquel est faite l'expérience puisqu'il ne dépend en principe pas des caractéristiques de l'atmosphère, c'est à dire que les pentes des deux droites correspondant aux expériences des 6 et 10 Août devraient être les mêmes.

En effet, d'après (7), il est facile de voir que

 $T_1(z) = \frac{2a-1}{2a+1} T_2(z) + \frac{2}{1+2a} T_s$ (9)

or la pente correspondant à l'expérience du 10 Août est presque le double de celle du 6 Août.



Courbe T1 : f(T2) pour diverses altitudes et divers angles de visée

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Collog., n° 5, pages 161 à 180

MISE EN FORME ET DIFFUSION DES DONNEES DES SATELLITES DE TELEDETECTION

par

J. 'C. CAZAUX

Centre National d'Etudes Spatiales Division Mathématiques & Traitement 18, avenue Edouard Belin 31055 TOULOUSE CEDEX

RESUME

Nous rappelerons brièvement l'organisation générale des traitements effectués et des corrections appliquées.

Nous développerons la nature et les formats des produits utilisateurs qui sont disséminés. Nous illustrerons notre exposé avec des images ayant subi plusieurs étapes de traitements de manière à satisfaire la majorité des utilisateurs.

Enfin, nous présenterons les résultats obtenus sur des équipements plus spécifiques.

INTRODUCTION

De manière générale, le segment sol image associé à un satellite d'observation est organisé en différents sous-systèmes, permettant en fonction du temps, des équipements, des méthodes de trantements et des matériels utilisés, de produire des images de formats, qualités et précisions différentes.

Nous décrivons ici l'aarchitecture générale de chacun de ces sous-systèmes, ainsi que la nature des données utilisateurs correspondantes.

I - SOUS-SYSTEMES & PRODUITS IMAGES TEMPS REEL

La figure n° 1 représente la partie traitement temps réel d'un système de réception de télémesure d'un satellite d'observation de la terre du type LANDSAT ou SPOT. Les télémesures associées aux différentes charges utiles (ou correspondant à différents satellites) sont mémorisées grâce à des enregistreurs haute densité.

. . . / . . .

Simultanément, ces télémesures sont décommutées et sous échantillonnées pour :

- être visualisées sur écran de télévision permettant ainsi en temps réel de voir défiler l'image sous satellite ;
- être corrigées gécmétriquement des erreurs dûes à la rotation de la terre et subir une amélioration de dynamique : ces données sont visualisées sur un film, par exemple dans un format 70 mm, annotées à partir des éphémérides reçus à partir du Centre de Contrôle du satellite considéré ;
- être expédiées en temps légèrement différé, par fac similé,
 à l'aide d'une ligne téléphonique vers des utilisateurs priviligiés.

Les images créées sur le restituteur film, permettent l'affectation d'un coefficient de qualité et l'identification de la couverture nuageuse. Elles peuvent être regroupées sur microfiches (comme le montre la figure n° 2) et être disséminées aux utilisateurs pour une commande ultérieure de corrections et de produits photographiques plus sophistiqués.

II - SOUS-SYSTEMES DE CORRECTIONS STANDARDS

La figure n° 3 montre une architecture possible pour la création des bandes d'archives. En temps différé, les bandes d'acquisitions sont relues (à vitesse réduite, en fonction des performances du système). Les scènes ayant un coefficient de qualité ou de couverture nuageuse trop élevé, sont éliminées. Grâce, soit aux éphémérides (prédiction d'orbite) soit aux éléments d'orbite restituée, les coefficients des modèles de corrections géométriques sont calculés ainsi que les coefficients (tables de consultation) des corrections radiométriques à partir d'analyse statistique ou des valeurs d'étalonnage. La bande archive créée contient donc les données brutes organisées en scènes avec associés à chacune d'elles, les fichiers d'annotations et toutes informations permettant l'application des corrections géométriques et radiométriques. Sur demande ou de manière systématique, un premier niveau de corrections peut être appliqué, faisant intervenir des traitements mono-dimentionnels. Les données ainsi corrigées sont stockées sur bandes haute densité (figure n° 4).

III - SOUS-SYSTEMES DISSEMINATION & PRODUITS ASSOCIES

La figure n° 5 illustre le système permettant à partir d'une commande utilisateur d'effectuer une transformation du support de l'information sur :

- bandes magnétiques de différents formats ; avec la bande, peut être expédié un film correspondant à l'image enregistrée (figure n° 6) ;
- film ou papier photographique avec les échelles différentes
 (1/106, 1/500.000, 1/250.000), grâce à un restituteur film
 de précision. La figure n° 7 est un exemple de telles images.

A ce niveau, se pose le problème de la création d'images satisfaisant la majorité des utilisateurs. L'ensemble des figures de 8 à 10 illustrent ce point. L'analyse statistique au niveau de l'histogramme des scènes fait apparaître la nécessité de déterminer dans certains cas (présence de nuage ou neige, fort pourcentage de surface en eaux, ...) le centre d'intérêt de l'utilisateur, ce qui peut justifier une intervention manuelle (seuillage) et compliquer ainsi les schémas d'exploitation de tels soussystèmes.

L'ensemble des images ainsi réalisées peut être géré grâce à un système de microfiches comme illustré figure n° 11.

IV - SOUS-SYSTEMES PRETRAITEMENT DE PRECISION

Il est nécessaire d'envisager des corrections plus fines de l'image qui permettront une précision cartographique et une bonne superposabilité des observations effectuées à des dates différentes. La figure n°12 représente l'organisation d'un tel soussystème. Les données d'entrées sont constituées par la bande d'archive contenant les données brutes ; les scènes corrigées sont stockées temporairement sur support magnétique haute densité, avant utilisation dans le sous-système précédent de transformation de support et de dissémination.

.../...

La figure n°13 illustre les résultats d'un tel traitement de précision. Après modélisation et utilisation de points de contrôle sol (amers), cette image LANDSAT a été rectifiée et re-échantillonnée au pas de 40 mts x 40 mts. Le restituteur film utilisé étant équipé d'un diaphragme 80 x 80 μ on obtient l'échelle de 1/500.000.

V - SOUS-SYSTEME MANIPULATION ET TRAITEMENT INTERACTIF

La figure n°14 représente un système utilisateur avec comme entrée, des donné ayant subi des niveaux de prétraitements différents si une standardisation des formats a été respectée. Ce système avec une très grande interactivité, système \longrightarrow utilisateur, permet des manipulations d'images (amélioration locale de contraste, seuillage, agrandissement, repérage géométrique et radiométrique, isodensité colorée, superposition couleur de n canaux, ...) des facilités pour l'aide à l'interprétation (combinaison de canaux, analyse en composantes principales, transformations orthogonales, ...), ainsi que des algorithmes de classification (différentes méthodes supervisées ou non supervisées).

Les figures de 15 à 18 illustrent à titre d'exemples quelques unes des possibilités de tels systèmes (ici Multi Trim de CIT ALCATEL installé au CNES Toulouse). La présente publication ne permet pas toutefois de traduire les possibilités qu'offrent sur ces équipements la couleur : de nombreux résultats ont été présentés en séance.

VI - CONCLUSION

Nous avons fait apparaître les différents sous-systèmes fonctionnels et les produits associés existants entre la partie réception d'un satellite d'observation et l'utilisateur. Au niveau architecture, de nombreux équipements et fonctions peuvent être regroupés. Au niveau produits utilisateurs, nous avons mis en évidence la gamme de produits disponibles :

.../...

- produits temps réels, mais avec des erreurs résiduelles importantes ;
- produits standards satisfaisant la majorité des applications ;
- produits spéciaux aussi bien au niveau des données digitales, films ou résultats interprétés.





Fig. 2 - Agrandissement d'une microfiche avec images temps réel







Fig. 5 - DISSEMINATION



Fig. 6 - <u>Visualisation rapide de contrôle</u> accompagnant la bande magrétique utilisateur



LANDSAT 2 ORBITE 10063 CYCLE 41 SEUILS : 2 - 34 CENTRE: N 4* 5' / E 0*54' SOLEIL(MRAD): EL 317 AZ 2571 CONDITIONS DE VENTE : CES DONNEES NE PEUVENT ETRE REVENDUES OU REPRODUITES, EN TOUT OU PARTIE, DANS UN BUT COMMERCIAL (COPYRIGHT G.D.T.A.)

Fig. 7 - Exemple de restitution d'image



		Canal 6	3	
	4			
TERRE				
	NUAGES			
		NEIGE		
1 A				-
<u> Allen and Andrews</u>	I		1. in the	
	1			1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1

Fig. 8 - Exemple de seuillage d'histogramme





Fig. 9 - Adaptation de dynamique sur les terres non enneigées



Fig. 10 - Influence du choix du seuillage



Fig. 11 - Exemple de structure de microfiche pour l'aide à la sélection ARCHIVE PRIMAIRE





Fig. 13 - Exemple de traitement de précision rectification et mise à l'échelle 1/500.000ème





Fig. 15

Fig. 16 .





SEUILLAGE

Fig. 17

SEUILLAGE

Fig. 18

Exemples de manipulation sur

Système interactif

Journées d'études nationales organisées par le CNES et <mark>le</mark> CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publi. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 181 à 202

> METHODES ET MOYENS UTILISES POUR LA MISE EN FORME DE DONNEES DE SATELLITES DE TELEDETECTION : APPLICATION A LA CARTOGRAPHIE THERMIQUE

> > par

M. ALBUISSON - J.M. MONGET

Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris Sophia Antipolis 06560 - Valbonne

RESUME

Depuis 1974, le Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels bénéficie de l'aide du CNEXO dans le domaine du développement des logiciels de traitement et de cartographie des images infra-rouge thermique. Des techniques de filtrage non linéaire ont été développées, qui permettent une amélioration de la qualité de la mesure. Les images sont ensuite déformées géométriquement de façon à produire une cartographie automatique à échelle déterminée, directement utilisable par les thématiciens.

L'implantation sur un mini-calculateur fait de ce logiciel un outil simple, travaillant en mode interactif, et facilement accessible par un utilisateur océanographe.

Dès à présent, un certain nombre de cartes ont été produites, en collaboration avec le Laboratoire d'Océanographie Physique du Muséum d'Histoire Naturelle, dans le cadre des études effectuées en 1975 et 1976 sur le régime de circulation du Golfe du Lion. D'autres études se poursuivent actuellement : en Manche (front thermique, rejets estuariens de la Seine), en Méditerranée (circulation dans le Golfe de Gênes) et en Atlantique (aide à la pêche).

ABSTRACT

The Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels has developed a data processing and cartography system of thermal infra-red remote-sensing observations under the sponsorship of CNEXO. Non linear data filtering is used in order to improve the usefulness of remote temperature measurements. The images are then geometrically rectified and streched in order to produce an automatic cartography to a given scale, which is directly useful to the scientists.

This minicomputer based system is a rather simple interactive tool, which can be used by any oceanographers. A certain number of maps have already been produced in cooperation with the Laboratoire d'Océanographie of Muséum d'Histoire Naturelle, during the study of the summer circulation of Golfe du Lion, which took place in 1975 and 1976. Other projects are presently going on in : the Channel (thermal fronts, circulation regime of the Seine estuary) ; the Mediterranean Sea (circulation in the Ligurian Sea) ; and the Atlantic Ocean (survey of fishing grounds).

1 - LES DONNEES :

Les mesures qui font l'objet de traitement sont issues du capteur thermique VHRR (Very High Resolution Radiometer) embarqué sur les satellites de la série ITOS (Improved TIROS Operationnal Satellite), connus également sous le sigle NOAA. Les spécifications techniques du satellite et du capteur (A. Schwalb [1]) sont les suivantes :

- pour le satellite :	altitude : 1 500 km
	orbite : quasi polaire (i = 101°)
	temps de révolution : 115 minutes
	heure de passage : entre 8h et 10h30 TU
- pour le capteur IR :	longueur d'onde : 10.5 à 12.5
A Contraction	résolution spatiale au nadir : 900 mètres
	résolution radiométrique à 300° K : 0.5°
	champ couvert par le balayage : 2 000 km
	corps noir chaud à 290° K
	corps moir froid par vide intersidéral

Les données sont actuellement reçues sous forme analogique à la station du CEMS (Centre d'Etude en Météorologie Spatiale) de la Météorologie Nationale à Lannion, où elles subissent un pré-traitement de numération, synchronisation des lignes et extraction des calibrations, avant de nous être fournies sur bande magnétique standard.

Actuellement, un accord avec le CEMS nous permet d'obtenir journellement les images dans la mesure où la couverture nuageuse permet d'en extraire les températures de surface. Le délai de transfert est d'environ un mois à partir de l'acquisition.

2 - LE TRAITEMENT :

A la réception des données sur bande magnétique, notre première tâche consiste à effectuer une visualisation rapide du contenu numérique, de manière à avoir une idée assez précise de la zone couverte et de la couverture nuageuse. Le catalogue ainsi constitué permet par la suite d'effectuer un choix sur les zones intéressantes à traîter. La fig. l donne un exemple de visualisation.



Fig. 1 : Exemple de visualisation globale des données IR - NOAA

2 - 1 ANALYSE DE LA CALIBRATION :

La première phase du traitement effectue une analyse statistique des signaux d'étalonnage qui sont générés par le capteur à chaque ligne de balayage. Le but recherché est l'estimation d'une calibration unique pour l'ensemble de l'image. Pour chaque paramètre d'étalonnage, on sélectionne la valeur modale, de manière à ne pas prendre en compte les mesures abhérentes. On extrait ainsi cinq valeurs de calibration :

- deux coefficients de conversion du signal en volts (α, β)
- les rayonnements en volts des corps gris chaud et froid (Rc, Rv)
- la température du corps gris chaud (Tc)

A la fin de cette phase, le programme effectue la sélection de la zone à traiter, actuellement limitée à un carré d'environ 500 kilomètres de côté.

2 - 2 CALIBRATION EN TEMPERATURE DE L'IMAGE :

Une fois la zone choisie, celle-ci est stockée sur un fichier disque, qui est alors utilisé par le programme de calibration. Chaque mesure Mp de l'image est convertie en température (Tp) en utilisant la formule :

$$Tp = Tc \times \left(\frac{\alpha Mp + \beta - Rv}{Rc - Rv} \right)^{1/2}$$

où α , β , Rv, Rv, Tc sont les coefficients extraits au cours de la phase précédente.

Les valeurs Tp sont enregistrées dans un fichier de travail, en conservant une résolution en température de 1/10ème de °C.

2 - 3 ELIMINATION DU LIGNAGE :

Les visualisations des images non filtrées font apparaître un bzuit d'appareillage et de transmission relativement gênant pour la cartographie et l'interprétation. En particulier, on remarque (Fig. 2) un





parasite très courant des images obtenues par balayage, que nous appelons "lignage" (striping en anglais). Ce phénomène se manifeste par une altération globale d'une ou plusieurs lignes successives, altération probablement due à une variation dans le temps du gain du capteur thermique. Un programme permet d'éliminer cet effet. La logique du procédé de "délignage" s'applique sur l'évolution lente des histogrammes par ligne, ce qui nous permet d'évaluer une constante de recalage en amplitude des mesures correspondant aux lignes décalées. La Fig. 3 montre le résultat après délignage de l'image de la Fig. 2.

2 - 4 FILTRAGE ISOTROPE :

En vue d'améliorer la qualité de la cartographie thermique définitive, il est nécessaire de filtrer l'image pour éliminer le bruit résiduel (pepper and salt noise, en anglais). Le but recherché est d'éliminer les hautes fréquences de signal sans altérer les forts contrastes (passage de la mer à la terre, par exemple). A cette fin, nous avons conçu un algorithme de lissage dit "conditionnel", dans lequel nous remplaçons chaque valeur Zij de l'image par la valeur Z^{*}ij, suivant la formule :

 $Z_{ij}^{*} = \left(1 / \sum_{k = -t, +t} \sum_{l = -t, +t} P_{kl} \delta_{kl} \right) \left(\sum_{k = -t, +t} \sum_{l = -t, +t} P_{kl} \delta_{kl} Z_{l+k, j+l} \right)$

où :

 $\delta_{ne} = \begin{cases} -0 & \text{si} | Z_{i+n, j-1} - Z_{ij} \rangle C \\ -1 & \text{sinon} \end{cases}$

Il s'agit en fait de remplacer la valeur en un point d'image par la somme pondérée des valeurs aux points environnants, sous réserve que ces points soient dans la même fourchette de valeurs que le point à remplacer. Le choix de la constante C, ainsi que celui des coefficients P_{KI} est laissé au choix de l'utilisateur, en fonction du niveau de lissage exigé. Eventuellement, le processus peut être itéré, ce qui est le cas pour les images utilisées en océanographie. On obtient alors des images présentant un effet d'isocontour (A. Rosenfeld [2]) particulièrement intéressant pour l'interprétation. Les fig. 4 et 5 montrent pour la zone choisie en exemple, le


Fig. 3 : Visualisation après "délignage" de l'image de la fig. 1



Fig. 4 : Visualisation après filtrage isotrope conditionné de l'image de la fig. 2



Fig. 5 : Visualisation après deux itérations de filtrage conditionné de façon à accentuer les contours des courbes isothermes



Fig. 6 : Variation de l'élément d'aire o en fonction de l'angle de balayage

résultat obtenu respectivement après une et deux itérations de lissage.

3 - LES CORRECTIONS GEOMETRIQUES :

Afin de fournir des documents cartographiques facilement utilisables, nous avons développé un logiciel de corrections géométriques, qui permet l'édition de cartes dans une géométrie et une échelle compatibles avec les supports cartographiques existants.

3 - 1 REDUCTION DES DISTORSIONS :

Compte tenu de la géométrie d'acquisition des images, un certain nombre de corrections sont à appliquer à celles-ci pour permettre leur visualisation à des échelles et dans une projection comparables aux documents cartographiques courants. La méthode utilisée consiste à ramener les éléments de résolution (pixels) à une taille fixe donnée "à priori". Ceci nécessite en particulier de corriger les déformations dues au balayage, qui font que la surface "vue" par le capteur s'accroît avec l'angle de balayage (Fig. 6). Ces distorsions sont corrigées, et l'image est reconstruite par rééchantillonnage des pixels à distance au sol constante, le long de la ligne de balayage (et non plus à un angle solide constant). Nous avons choisi de reconstituer les documents avec un pas de l Km.

Le programme tient également compte de la dérive horizontale de l'image, due à la rotation de la terre pendant le temps d'acquisition des données.

3 - 2 RECTIFICATION DES IMAGES :

Il est intéressant de pouvoir comparer numériquement les images obtenues à des dates différentes. La plupart du temps, ces images ne sont pas superposables par une simple translation, mais nécessitent au moins une rotation pour les amener en coïncidence. C'est une opération simple quand on l'effectue manuellement sur une table lumineuse, mais elle demande des calculs élaborés lorsqu'on veut la réaliser sur ordinateur. La méthode que nous avons développée consiste à retenir un certain nombre d'amers correspondant à des objets identiques présents sur les deux images à superposer, puis à estimer une fonction de déformation d'une image par rapport à l'autre, et enfin à appliquer cette déformation. La Fig. 7 montre, à titre d'exemple, une image dans sa géométrie normale, puis après rectification, dans la géométrie de l'image de la Fig. 5. L'outil ainsi réalisé devrait avoir des applications très intéressantes pour les études relatives à la cinématique des circulations marines.

4 - VISUALISATION ET CARTOGRAPHIE :

Le type, les performances, la qualité des visualisations est fortement lié à l'appareillage utilisé. Par ailleurs, dans ce domaine, le coût d'investissement et d'utilisation du matériel n'est pas un argument à négliger. Dans cette optique, nous allons étudier les différents types de cartographie en fonction du matériel qu'ils nécessitent.

4 - 1 VISUALISATION NOIR ET BLANC SUR IMPRIMANTE-TRACEUR :

Il s'agit du type de cartographie dont les figures 1 à 5 sont des exemples. Le périphérique utilisé est une imprimante traceur électrostatique VERSATEC à haute définition, permettant d'imprimer 1 600 points par centimètre carré. Un certain nombre de programmes permettent de convertir les mesures d'une image en niveau de gris. En regroupant, par exemple, les points d'impression sur des carreaux 4x4 ou 8x8 (respectivement 0,5x0,5 mm et 1x1 mm), on obtient des images avec 8 ou 12 niveaux de gris, pouvant comporter 512 ou 256 points d'image dans la largeur du papier (25 cm). A partir des images corrigées géométriquement, les échelles possibles sont 1:2 000 000 ou 1:1 000 000. La Fig. 8 est une cartographie à l'échelle de 1:1 000 000 d'une partie de l'image de la Fig. 4.

Le coût modéré de ce type d'appareil en fait un outil très abordable, d'autant plus que l'on peut l'utiliser comme une imprimante alphanumérique. De plus, les délais de restitution d'images sont intéressants : de 3 à 5 minutes suivant l'échelle choisie.

193



Coefficients de la déformation 27 Mai 1977 - 3 Juillet 1977 $\begin{bmatrix}
0.9995 & 0.0295 & -1:0469 \\
-0.0042 & 1.0026 & -212.6 \\
anamorphose & + translation
\end{bmatrix}$

Fig. 7 : Cartographie au 1:2 000 000 d'une thermographie du 27 mai 1977 après rotation et translation numériques permettant de l'amener en superposition avec la thermographie du 3 juillet 1977.





Depuis quelques mois, le CTAMN est équipé d'un dispositif de traitement d'images "MINITRIM", construit par la société CIT-ALCATEL. Ce matériel comporte un moniteur télévision couleur de haute qualité, une mémoire d'image de 512 x 512 x 8 bits, une mémoire graphique de 512 x 512 bits, une mémoire table couleur de 3 x 256 x 8 bits, et un processeur rapide de manipulation. Les fonctions de seuillage, masquage, zoom, offset, sont accessibles en mode local ou sous contrôle de l'ordinateur. De plus, on dispose d'une manipulation instantanée de la table des couleurs permettant d'affecter une teinte à une tranche d'intensité de l'image mémorisée. Ceci est particulièrement utile pour l'ajustement des paramètres de seuillage des cartographies définitives.

4 - 3 CARTOGRAPHIE SUR TRACEUR POLYCHROME :

Le périphérique est ici une machine à dessiner de marque BENSON, acceptant une largeur utile de papier de 70 cm, et équipée d'un chariot à 3 porte-plumes. Il fonctionne sous contrôle du calculateur et la vitesse de déplacement de la plume est de 15 cm/seconde.

Le logiciel de cartographie des images VHRR utilise en entrée le fichier contenant l'image après correction géométrique. Chaque point de l'image est représenté sur le papier par trois traits de plume parallèles et qui remplissent la hauteur du pixel (.9 mm pour l'échelle à 1:1 000 000). A partir de 6 couleurs de base (bleu, vert, jaune, rouge, marron et noir) on effectue des "mélanges" dosant deux couleurs voisines, dans le rapport 1/3 - 2/3. Par exemple, entre le vert pur (obtenu par trois traits verts) et le jaune (trois traits jaunes) on intercalera deux tœintes intermédiaires : 2 traits verts, l trait jaune et l trait vert, 2 traits jaunes. Ceci nous a permis de construire une charte de 16 couleurs, en plus du blanc réservé aux nuages. Un exemple d'une telle cartographie est donné pour la Corse sur la Fig. 9.



100

20-0 $22_{\pm}^{1}0$ $24_{\pm}^{1}0$ $25_{\pm}0$ $26_{\pm}0$ $27_{\pm}0$ $26_{\pm}0$ $29_{\pm}^{1}0$ $30_{\pm}0$ $31_{\pm}0$ $33_{\pm}0$ $35_{\pm}0$ $37_{\pm}0$ $39_{\pm}0$ $41_{\pm}0$ Echelle de température en degrès Celsius

Fig. 9

CARTE THERMOGRAPHIQUE DE LA CORSE d'après les données du satellite NOAA 4 du 30 juillet 1975 à 9h30 TU

Document Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris établi avec la collaboration du CNEXO et de la Météorologie Nationale Les données utilisées correspondent à un passage du satellite NOAA le 30 juillet 1975 à 9h17 TU. Les cartes présentées portent sur les abords océaniques de l'éperon du Finistère. Dans la bande VIS (fig. 10), les grisés correspondent à différents niveaux de brillance exprimés en pieds Lambert (FT.L). Dans la bande IR (fig. 11), les niveaux de gris sont associés à des températures radiométriques exprimées en degrés Celsius (°C).

Le domaine continental se caractérise par des brillances supérieures à 10 FT.L et des températures dépassant 21°C, traité en "à plat" blanc (VIS) et noir (IR). Il est parfaitement individualisé dans l'infrarouge. Dans le visible, sa légende se confond cependant avec les masses nuageuses. Une certaine imprécision du dessin du littoral est aussi présente dans la presu'île de Crozon.

Les nuages de forte brillance sont facilement repérés dans le visible au nord du Finistère, organisés en bancs d'orientation Nord-Ouest. Les masses correspondantes sont associées dans l'IR à des températures inférieures à 13°C. Leur image dans l'IR déborde leur image dans le visible. Le phénomène traduisant l'inertie plus importante du capteur IR, c'est à dire son incapacité à répondre aux contrastes brutaux, conduit à éliminer de notre interprétation océanographique une bonne partie de la Manche au Nord du Finistère.

Les brumes côtières sont fréquentes en été, mais leur détection est plus délicate que celle des objets précédents. Ainsi, dans la baie de St-Brieuc, elles pourraient se confondre dans la bande VIS avec des eaux troubles chargées en sédiments, donc de brillance relativement forte. Dans l'infra-rouge, l'ambiguité est cependant facilement levée car leur température apparente est très inférieure à la moyenne des températures de l'eau en cette saison (16°C environ). La présence d'un petit banc de brume est aussi probable au Nord- Est d'Ouessant.

Un front thermique de surface se développe à l'Est du Finistère. Organisé comme un croissant allant de la Pointe du Raz au Nord d'Ouessant, il présente des températures allant de 13°C à 16°C et se distingue ainsi des eaux de l'entrée de la Manche qui dépassent 16°C, et, également, des eaux baignant les

198



côtes de la Bretagne du Sud qui sont d'une température encore plus élevée (au dessus de 17°C). Des poches d'eau chaude sont ainsi emprisonnées localement le long de la côte, au Sud de la Pointe du Raz, dans la baie de Douarnenez et le goulet de Brest.

En simultanéité avec le passage du satellite, une équipe de chercheurs anglais (Pingree et Al 5) procédait à une étude détaillée de ce front thermique par des méthodes classiques. La localisation des gradients tirée de leurs cartes (fig. 12) est en excellent accord avec les observations de NOAA 4. En ce qui concerne les valeurs numériques, la différence entre mesures in-situ et observations par satellite ne dépasse jamais l°C. Les températures de la thermographie (fig. 12) sont systématiquement plus basses que les autres mesures, traduisant ainsi une légère perte due à la traversée de l'atmosphère.

Dans les régions de fort gradient thermique, l'équipe d'océanographes observait aussi un fort accroissement en chlorophylle A. Ce qui traduit une activité phytoplanctonique importante. Ces concentrations devant se traduire par une modification de la couleur de l'eau, on est étonné de ne rien constater de frappant au niveau de la cartographie du visible. Plusieurs explications sont proposées :

- la bande spectrale de VIS équivalente au MSS 5 de LANDSAT est mal adaptée à la détection de la chlorophylle,
- la pénétration de la lumière (d'une dizaine de mètres) estompe quelque peu la définition des gradients de surface,
- la résolution (1 km) est trop faible car le plancton ne se concentre que dans les zones de fort gradient thermique et s'organise en bandes étroites de largeur comparable à la limite de résolution.

Les résultats présentés démontrent l'utilité, en océanographie, des thermographies des satellites NOAA, mais conduisent aussi à la prudence quant à l'utilisation future de satellites tels que NIMBUS G opérant dans le visible avec une résolution comparable (700m).







Fig. 12 : Isothermes de la thermographie NOAA du 30 juillet 1975 (d'après [3] Albuisson - Monget - 1976)



Fig. 13 : Isothermes obtenus au cours d'une campagne océanographique du 26 au 30 juillet 1975 (d'après [5] Pingree - A1 - 1975)

BIBLIOGRAPHIE

[1] MODIFIED VERSION OF THE IMPROVED TIROS OPERATIONNAL SATELLITE (ITOS D-G).

A. SCHWALB

NOAA Technical Memorundum NESS 64 - April 1972

[2] PICTURE PROCESSING BY COMPUTER

A. ROSENFELD

Computer Science and Applied Mathematics Academic Press - 1969

[3] TEMPERATURES DE SURFACE DE LA MER D'APRES LES DONNEES DE NOAA 4 M. ALBUISSON - J.M. MONGET

Photo-interprétation 5 Edition Technip

1976

[4] OBSERVATION OF TRANSIENT UPWELLINGS IN THE MEDITERRANNEAN SEA WITH THE NOAA - VHRR IMAGERY

M. ALBUISSON - M. CREPON - J.M. MONGET - C. MILLOT

Colloque du G.D.T.A. à St Mandé - Septembre 1977

[5] SUMMER PHYTOPLANCTON BLOOMS AND TIDES ALONG TIDAL FRONTS IN THE APPROACHES TO THE ENGLISH CHANNEL

R.D. PINGREE - P.R. PUGH - P.M. HOLLIGAN - G.R. FOSTER Nature Vol. 258 - p. 672-677 - Décembre 1975

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 203 à 222

TRAITEMENT DES MESURES ALTIMETRIQUES DE GEOS 3 CALCUL DE GEOIDES LOCAUX APPORT A LA CONNAISSANCE GLOBALE DU CHAMP GRAVITATIONNEL TERRESTRE

par

G. BALMINO

Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale Centre National d'Etudes Spatiales 18, Av. E. Belin - 31055 Toulouse Cédex

RESUME

Différents types d'algorithmes ont été développés spécialement pour le prédépouillement et l'analyse scientifique des données de l'altimètre embarqué sur GEOS 3 en vue d'améliorer la connaissance du géoïde.

Nous décrivons ici ces méthodes : filtrage grossier par comparaison à un modèle préalable, élimination fine, affranchissement des erreurs orbitales par minimisation des écarts aux noeuds.

Les méthodes numériques d'obtention d'une grille de valeurs ponctuelles (ou moyennes) sont plus délicates. Nous avons appliqué successivement les techniques suivantes : prédiction polynomiale (et moindres carrés), prédicteur de Jenkins, formule de Bjerhammar, collocation globale par bloc, collocation régionalisée par point. C'est cette dernière méthode appliquée sur les écarts par rapport à un modèle à grande longueur d'onde qui semble donner les meilleurs résultats. Nous donnons l'exemple de la région des Iles Kerguelen et comparons le géoîde local avec celui obtenu par d'autres auteurs utilisant une méthode de krigeage.

Enfin, nous exposons la méthode de mélange de <u>ces mesu-</u> res aux informations gravimétriques et aux équations provenant de l'étude des perturbations de l'orbite de satellites par l'amélioration globale du champ de gravité.

ABSTRACT

Several algorithms have been studied for the processing and scientific utilization of the GEOS 3 altimetry data in order to improve our knowledge of the geoid. We here describe some of them : crude first step filtering by comparison to some existing model ; finer elimination of remaining spurious data ; elimination of orbital errors by minimizing the differences between measurements taken at, or in the vicinity of crossover points along intersecting arcs.

The numerical methods used for the computation of point values (gridding), or of mean values, are more difficult due to numerous artefacts which may appear over sparsely covered areas. We have tried the following technics : least squares polynomial interpolation, Jenkins predictor, Bjerhammar formula, global collocation (over large blocks), local collocation (by point). The best results have been obtained so far with this last method, applied on the residual data (differences with respect to a long wavelength geoidal model). We give the example of the Kerguelen Islands area and compare our results with those obtained by other authors (who used a kriging technique).

Finally, we give some ideas about the combination of these data with surface gravity mean values, together with classical satellite orbit perturbations information, so as to improve the spherical harmonics representation of the Earth's gravity field.

MOTS-CLES : Altimétrie, géoide, champ gravitationnel, filtrage, prédicteur de Jenkins, formule de Bjerhammar, collocation, harmoniques sphériques.

K E Y W O R D S : Altimetry, geoid, gravity field, filtering, Jenkins predictor, Bjerhammar formula, collocation, spherical harmonics.

INTRODUCTION

Nous présentons les diverses étapes de traitement et d'analyse de mesures altimétriques obtenues par le satellite GEOS 3, en vue de la détermination fine du géoïde dans certaines régions océaniques et de l'amélioration globale du champ de gravité terrestre, objectifs de propositions faites par le Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale (Réf. 1,2), par lesquelles il nous a été possible d'obtenir plusieurs lots de données.

1. SIGNIFICATION GEOMETRIQUE DE LA MESURE (RAPPEL)

Si l'on ne s'intéresse qu'à l'information de distance moyenne entre le satellite et la surface de la mer, la mesure consiste en la quantité :

$$\widehat{h} = \langle 0S \rangle = \frac{1}{T} \int_{T} \left\{ \frac{1}{A(t)} \int \int_{A(t)} ||\overline{0S}(P,t)|| d\sigma_{p} \right\} dt$$
(1)

avec : T : intervalle de temps durant lequel on moyenne l'information instantanée

A(t) : aire éclairée par le radar altimétrique (résolution spatiale).

Cette quantité est explicitée sur la Figure 1:



FIGURE 1 : Interprétation géométrique d'une mesure moyenne

Dans le cas présent, l'étendue de la tache et la durée de la mesure intégrée (pour nos besoins) sont telles que l'orbite et la trace de celle-ci sur l'ellipsoide peuvent être considérées comme rectilignes dans ce domaine, l'amplitude des irrégularités géodésiques y étant de plus inférieure à la précision de la mesure.

A l'échelle où nous travaillons (résolution de 10 km, précision de 0.50 m à 1 m) nous supposons qu'il existe une normale commune \vec{n} , passant par S, aux trois surfaces fondamentales : ellipsoide de référence, géoide, océan.

Cette mesure \hat{h} est fournie par la Defense Mapping Agency (D.M.A.), accompagnée des corrections de réfraction troposphérique δh_t et ionosphérique δh_j . L'altitude mesurée, corrigée est alors :

$$h = h - (\delta h_t + \delta h_i) = \langle 0S \rangle_{vrai}$$
(2)

Lorsqu'on ne possède pas d'informations orbitales précises indépendantes de celles données par la D.M.A. (i.e. chaque fois qu'il ne nous est pas possible, eu égard à la couverture des observations faites depuis le sol à partir de nos stations - mesures doppler et laser - de restituer correctement la quantité \overline{ES}), on ne <u>peut qu'utiliser la quantité fournie par cet organisme, qui est :</u> $\overline{EG} = \overline{EO} - \overline{GO}$. \overline{EO} est la hauteur de la surface de la mer, et \overline{GO} la hauteur estimée de la marée (théoriquement ne prenant en compte que l'onde M2 d'après le dernier modèle de Hendershott, mais en fait rarement indiquée).

Nous appellerons $\overline{EG} = \Delta h_A$: hauteur du géoide altimétrique; elle est donnée, d'après la D.M.A. (Réf. 5), au-dessus d'un ellipsoide de demi-grand axe a = 6 378 145 m et d'aplatissement $\alpha = 1./298.255$. L'ensemble des mesures est stocké sur disque et organisé sous la forme d'une banque de données, accessible par intervalles d'espace et de temps (Réf. 4).

Evidemment, $\overline{GO} = ES - (h + \Delta h_A)$, ce qui montre que, si le géoide était suffisamment bien connu de manière externe, on pourrait non pas s'intéreser à Δh_A mais remplacer cette quantité par Δh_r éf et analyser :

,

 (\overline{GO}) altimétrique = $\overline{ES} - (h + \Delta h_{réf})$ c'est-à-dire une information océanographique...

2. TRAITEMENT ET FILTRAGE

Trois étapes sont consacrées à cette opération

2.1. Filtrage grossier (automatique)

Il consiste à s'affranchir des erreurs les plus importantes (50 m, ou même beaucoup plus) qui peuvent être dues :

- à de fausses observations : elles seront systématiquement éliminées.
- à une orbite de qualité moyenne ou franchement mauvaise, ce qui se traduit par des écarts systématiques tout le long d'un profil, par rapport à une certaine référence.

Cette surface de référence est ici celle du géoide, calculée par un développement en harmoniques sphériques qui en restitue les grandes longueurs d'onde sous la forme (Réf. 6) :

$$\Delta h_{R}(\varphi,\lambda) = a \left\{ \begin{array}{ccc} (\overline{c}_{2,0} - \overline{c}_{2,0}^{*}) & \overline{P}_{2} & (\sin\varphi) + \overline{c}_{3,0} & \overline{P}_{3} & (\sin\varphi) + \\ & & & & \\ & & & & \\ & & & & \\ (\overline{c}_{4,0} - \overline{c}_{4,0}^{*}) & \overline{P}_{4} & (\sin\varphi) + \\ & & & & \\ & & & 1 = 3, 1 \neq 4 \end{array} \right.$$

$$\left. \begin{array}{c} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & 1 = 3, 1 \neq 4 \end{array} \right. \left. \begin{array}{c} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & 1 = 3, 1 \neq 4 \end{array} \right. \left. \begin{array}{c} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & 1 = 3, 1 \neq 4 \end{array} \right. \left. \begin{array}{c} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & 1 = 3, 1 \neq 4 \end{array} \right. \left. \begin{array}{c} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & 1 = 3, 1 \neq 4 \end{array} \right. \left. \begin{array}{c} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & 1 = 2 \end{array} \right. \left. \begin{array}{c} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & 1 = 2 \end{array} \right. \left. \begin{array}{c} & & & \\ & & &$$

avec :

a	:	rayon équatorial terrestre
(<u>C</u> 1m, <u>S</u> 1m)	:	harmoniques sphériques normalisées du modèle de champ de gravitation considéré, ici GRIM 2.
C [*] _{2,0} & C [*] _{4,0}	:	zonaux normalisés (de degrés 2 et 4) de l'ellipsoide de référence choisi (demi grand axe a, aplatissement α)
Plm	:	fonctions (et polynômes $\overline{P}_{10} = \overline{P}_1$) de Legendre norma- lisées
φ, λ	:	latitude géocentrique et longitude du point considéré.

Cette première évaluation des données s'effectue soit par comparaison directe de Δh_A et Δh_B , soit par ajustement, par profil, d'un polynôme en temps de degré 1 ou 2 représentant les écarts $\Delta h_A - \Delta h_R$, suivi de l'élimination automatique des gros résidus.

2.2. Filtrage fin (automatique)

La technique est identique à la précédente mais utilise :

- un géoide de référence $\{\Delta h_R\}$ plus précis et à plus grande résolution ; dans notre cas, il s'agit du géoide gravimétrique DGGG2 calculé, d'après le modèle GRIM 2, par intégration d'anomalies moyennes de gravité de résolution égale à 1° en utilisant la formule de Stokes (Réf. 3).
- un polynôme de degré plus élevé (2 à 4) pour représenter les écarts △hA △hR. L'ajustement de ce polynôme se fait par moindres carrés et peut être automatiquement itéré en fonction du nombre de mesures éliminées et restantes.

La Figure 2 donne un exemple d'un profil à l'issue de cette deuxième étape ; sont représentées également les hauteurs de géoïde de plusieurs modèles (modèles franco-germaniques : GRIM 1, DGGG2 ; modèles américains : GEM 8, GEM 8 - Gravimétrique du Goddard Space Flight Center, et SE 4.3 du Smithsonian Astrophysical Observatory).

2.3. Elimination finale (semi-automatique)

Parfois, il subsiste encore quelques points, tels que ceux encerclés sur la Figure 2, que l'on n'a pu automatiquement éliminer. Nous avons donc mis au point une visualisation systématique de chaque profil et de Δh_R sur l'écran cathodique d'une console Tektronix, et développé un logiciel d'élimination de ces points par pointage sur l'écran.

2.4. Conclusion

Les diverses opérations décrites ci-dessus aboutissent à la constitution d'une seconde banque de données dans laquelle ne sont conservées que les informations temporelles et géométriques suivantes des observations non éliminées :

- l'instant de la mesure moyenne : t
- la latitude φ et la longitude λ du point moyen sous-satellite,
- AhA,
- la valeur en t du polynôme représentant Δh_A Δh_B .

3. DETERMINATION DE GRILLES DE VALEURS PONCTUELLES

Pour obtenir une vue d'ensemble de la surface du géoide déterminée par altimétrie dans une région donnée, ainsi que pour le calcul de valeurs moyennes sur des carrés curvilignes limités par méridiens et parallèles (en vue d'interprétations géophysiques diverses, ou pour le mélange de ces mesures avec d'autres types d'infor-



FIGURE 2 : Profil altimétrique après les deux premières étapes de filtrage automatique - Comparaison avec divers géoides de référence

mations - cf. § 4), il faut d'abord procéder au calcul de valeurs de Δh_A en tous les points d'une grille régulière. Plusieurs algorithmes ont été testés pour effectuer ce calcul et appliqués soit directement aux quantités Δh_A , soit aux quantités résiduelles $\Delta h_A - \Delta h_R$ (Figure 3) lorsque des problèmes d'ordre de grandeur ou d'instabilité numérique apparaissaient (suivant l'étendue de la région ou la densité des profils, par rapport à la longueur d'onde des détails à restituer par la formule de prédiction choisie).

Soit donc une région donnée pour laquelle la couverture des profils altimétriques semble suffisante pour l'établissement d'une grill de résolution déterminée par l'utilisateur (fonction de la couverture et de l'utilisation ultérieure). La Figure 4 en est un exemple dans le cas d'une portion de l'Océan Indien centrée sur les Iles Kerguelen.

3.1. Minimisation des écarts aux noeuds

Du fait des erreurs dues à la méconnaissance de l'orbite (incertitude sur l'altitude du satellite plus grandes que la précision de la mesure altimétrique - meilleure que le mètre) il n'est possible de restituer localement le géoide avec une bonne vraisemblance qu'en recalant, d'une certaine manière, l'ensemble des profils altimétriques.

Une première méthode consiste à se servir du géoide de référence utilisé lors du filtrage. Malheureusement, nul géoide n'est actuellement assez précis : soit pour la représentation des grandes longueurs d'ondes (de l'ordre de 1 000 km), soit même dans le détail (car tous les géoides gravimétriques existants ont plus ou moins utilisé la même source de mesures des anomalies de gravité Ag - donnant ces détails - et nous savons que, dans certaines régions, de nombreuses mesures sont très mauvaises)...

Une technique tout à fait indépendante doit donc se servir des profils eux-mêmes et essayer d'établir localement une certaine cohérence dans la répétition de détails mis en évidence. C'est pourquoi, après un premier recalage (utilisant Δh_R) de l'ensemble des profils dans une région donnée, il est indispensable de permettre à nouveau un certain déplacement d'ensemble de chaque profil de manière à minimiser les écarts aux intersections. Pour ce faire, un profil $\Delta h_{A,i}$ [(φ, λ), t] est paramètré en temps comme suit :

$$\Delta h_{A,i}(t) = a_i + b_i(t - t_o)$$
(4)
(1 \le i \le n, n : nombre de profils)

Les inconnues (a_i, b_i) , qui permettent une translation et un basculement, étant déterminées par moindres carrés à partir de la condition :

$$\sum_{k} \left[\delta \left(\Delta h \right)_{k} \right]^{2} : \text{ minimum}$$
 (5)



FIGURE 3 : Exemple de résidus $\Delta h_A - \Delta h_R$ après les 3 étapes de filtrage

211

.



FIGURE 4 : Découpage préliminaire d'une région donnée (ici autour des îles Kerguelen) - Calcul d'une grille régulière

212

où la somme sur k est étendue à toutes les intersections (quelques centaines à plusieurs milliers, suivant les cas). De nombreuses difficultés apparaissent immédiatement, à savoir, pour les principales :

- la nécessité de figer une "ordonnée" a = \sum_{i} a moyenne (à zéro par exemple) pour éviter une translation de l'ensemble.
- la nécessité de figer "les pentes" bi en moyenne (ce que l'on peut faire séparément sur les passages montants et descendants).
- certains profils n'ont d'intersection avec aucun des autres.
- certains profils n'ont qu'une intersection avec l'ensemble des autres - ou entre eux - et, pouvant basculer indépendamment, constituent un bloc indépendant.

Nous avons mis au point un algorithme général qui puisse identifier tous les cas particuliers et qui introduit les contraintes ad'hoc (par la méthode des multiplicateurs de Lagrange). Nous ne pouvons ici décrire la technique dans le détail ; indiquons-en les points principaux : séparation des passages ascendants et des passages descendants, recherche des intersections (entre passages de types différents, et de même type) - en tolérant parfois une légère extrapolation en bout de profil ou une interpolation dans un profil interrompu -, établissement des équations de condition par blocs indépendants (d'où recherche de ces blocs), identification des profils et groupes de profils particuliers, prises en compte de contraintes correspondantes, pondération des équations en fonction de la longueur et de la densité des profils, etc... (Réf. 7).

3.2. Algorithmes de prédiction (valeurs ponctuelles)

Quelles que soient les formules d'interpolation utilisées, il est inutile, pour le calcul en un point donné de la hauteur du géoide, de prendre en compte les points qui en sont très éloignés, disons à une distance géocentrique supérieure à un seuil Ψ_0 ; par ailleurs, la recherche, pour tout point de la grille, des points effectivement contenus dans un tel angle solide est coûteuse ; enfin certains algorithmes, comme celui de la collocation par blocs, nécessitent la prise en compte de tout un sous-ensemble limité par méridiens et parallèles, et d'étendue généralement supérieure à $2\Psi_0$.

C'est pourquoi, dans une première étape, la région considérée est divisée en blocs (B) d'étendue (en longitude et latitude, séparément) déterminée par l'utilisateur, comme il est indiqué sur la Figure 4. Ψ_0 étant ensuite imposé (ou calculé comme on le verra ci-après), on travaille avec les points d'une enveloppe (E) plus grande dont les bords sont à distance Ψ_0 du bloc en question (Figure 5). L'enveloppe (E) de (B) sera constituée de

l'ensemble des profils, ou portions de profils, contenus dans le domaine ainsi défini :



FIGURE 5 : Bloc et son enveloppe

Bien entendu, l'enveloppe (E') d'un bloc (B') est telle que (E) \cap (E') $\neq \emptyset$, ce qui normalement suffit à assurer la continuité de la quantité prédite lorsque ψ_0 n'est pas trop petit.

3.2.1. Algorithmes à paramétrage local

Soit P un point de la grille auquel on désire calculer Δh en fonction des $\Delta h_{A,i}$ en des points P_i distants de P de moins de ψ_0 . Le choix de ψ_0 peut être arbitraire et peut dépendre du fait que l'on utilise directement les quantités $\Delta h_{A,i}$ ou les résidus par rapport à un modèle Δh_R , ou peut (dans l'un et l'autre cas) être déterminé à partir de la fonction d'autocorrélation du signal. Supposant que les propriétés statistiques de celui-ci sont isotropes sur la sphère et ne dépendent que de la distance géocentrique ψ (pas de l'azimuth, donc), cette fonction C (ψ) est calculée, sur l'ensemble { \mathfrak{T} } des profils de la région

$$C(\psi) = \left\langle \oint_{\mathcal{F}_{k}} \sigma(\delta h, \tau) \sigma(\delta h, \tau + \psi) d\tau \right\rangle_{\mathcal{F}}$$
(6)

avec : τ, ψ : distances géocentriques sur l'un des profils \mathcal{T}_k (comptées, par exemple, **à p**artir du premier point),

 δh : Δh_A , ou Δh_A - Δh_R , suivant le cas.

 σ : fonction spline (d'ordre 3) d'interpolation de la fonction δh ; le remplacement de la fonction à étudier par cette fonction de lissage permet un calcul très rapide de la fonction d'autocorrélation par profil - sur des points équidistants (voir Figure 3).

Dans la pratique, on calcule une fonction d'autocorrélation normalisée (-1 \leq C_k (ψ) \leq + 1) par profil et la moyenne ${<\rm C_k>}_{\rm T}$ est évaluée par :

$$C(\psi) = \frac{\sum_{k} w_{k} C_{k}(\psi)}{\sum_{k} w_{k}}$$
(7)

où w $_k$ est un poids dépendant : de la longueur du profil, du nombre de points, de la distance minimum séparant deux points adjacents.

Sur la Figure 6, nous avons représenté cette fonction d'autocorrélation pour les profils de la région déjà citée en exemple (Figure 4).

La longueur de corrélation, classiquement définie par :

$$C (\psi_{1/2}) = \frac{1}{2}$$
 (8)

permet d'orienter l'utilisateur vers le choix de ψ_{0} .

Plusieurs processus d'interpolation peuvent ensuite être utilisés.

- Prédiction polynomiale : autour du point P (dans l'angle solide de demi-angle au sommet $\psi_{\rm O}$), on écrit :

$$\Delta h = \pi_q (\varphi, \lambda) = \sum_{r=0}^{q} \sum_{s=0}^{q-r} a_{rs} (\varphi - \varphi_p)^r (\lambda - \lambda_p)^s \qquad (9)$$

Le degré q du polynôme d'interpolation est fixé et les coefficients a_{rs} sont déterminés par moindres carrés à l'aide des points retenus.

La valeur prédite de
$$\Delta h_p$$
 est alors : $\Delta h_p = a_{00}$.



- Prédicteur de Bjerhammar (Réf. 10) : il est de la forme :

$$\widetilde{\Delta h}_{p} = \left(\sum_{i} \frac{\Delta h_{A,i}}{r_{i}^{3}}\right) / \left(\sum_{i} r_{i}^{3}\right)$$
(10)

où r_i est la distance (rectiligne) entre P et P_i, égale à 2R sin $\frac{\psi_i}{2}$ (R = rayon terrestre moyen); il concerne surtout l'interpolation des fonctions harmoniques sur une sphère et peut se déduire de la formule de Poisson. Son emploi est très approprié ici puisque $\Delta h = T/\langle g \rangle$ (formule de Bruns), où T est le potentiel perturbateur (harmonique) et $\langle g \rangle$ la gravité moyenne.

- Prédicteur de Jenkins (Réf. 10) : il concerne aussi les fonctions harmoniques et s'écrit :

$$\widetilde{\Delta h}_{p} = \left(\sum_{i} \Delta h_{A,i} e^{-\gamma r_{i}}\right) / \left(\sum_{i} e^{-\gamma r_{i}}\right)$$
(11)

(γ est une constante dépendant de $\psi_{1/2}$) - Collocation ponctuelle (Réf. 8) :

$$\widetilde{\Delta h}_{P} = C_{P}^{T} (C + W)^{-1} \Delta h_{A}$$
(12)

où : Δh_A = vecteur colonne des $\Delta h_{A,i}$ C_p = vecteur colonne des quantités C ($\psi(PP_i)$) C = matrice C ($\psi(P_iP_j)$) W = matrice diagonale : Diag ($1/\epsilon_i^2$), ϵ_i étant l'erreur estimée sur la mesure $\Delta h_{A,i}$.

<u>N.B.</u>: Cette formule est aussi connue sous le nom de formule de Wiener-Hopf. On remarque immédiatement que, faisant W = 0, la formule (12) devient, en tous les points de mesure P; :

$$\widetilde{\Delta h}_{P_i} = C_{P_i}^T C^{-1} \Delta h_A = \Delta h_{A,i} \qquad (12 \text{ bis})$$

C'est donc une vraie formule d'interpolation qui reproduit les quantités observées aux points de mesure.

3.2.2. Algorithme_à_paramétrage_par_bloc_(B) : collocation_globale

La remarque ci-dessus incite à utiliser la formule (12) sur un échantillon de mesures beaucoup plus étendu, au niveau de chaque bloc (B) par exemple. C'est la collocation par bloc (Réf. 9) séduisante par le fait qu'elle se dispense de la recherche des points proches de P. On peut, pour chaque bloc, calculer une fois pour toutes le vecteur $g = (C + W)^{-1} \Delta h_A$ - calcul pouvant utiliser un algorithme ne nécessitant pas l'inversion réelle de C + W (des systèmes jusqu'à i_{max} = 5 000 - réf. 12, ont été résolus) -, et ensuite, pour chaque point P de la grille, calculer C_p et effectuer le produit C_p g.

De nombreuses expériences numériques ont malheureusement mis en évidence le caractère très instable de cette méthode lorsque le système devient grand. Bien que l'obtention de g puisse se faire avec 8 à 13 chiffres significatifs, le résultat peut être tout à fait erroné. On peut améliorer le comportement numérique en remplaçant la fonction C (ψ) évaluée d'après les mesures réelles par une fonction \widetilde{C} (ψ) qui est :

- soit empirique,

- soit d'une forme analytique particulière (e $^{-k\psi^2}$ par exemple) dont les paramètres sont déterminés par $\psi_{1/2}$ ou par moindres carrés .
- soit déduite du développement en harmoniques sphériques de $\Delta {\rm h_R}\,$ et extrapolée aux longueurs d'ondes plus petites.

On peut également effectuer les opérations en double précision (sur CDC 7600) mais cela devient rapidement prohibitif pour des calculs routiniers.

3.3. Résultats

Numériquement, les algorithmes locaux sont très performants et il est très difficile de décider du meilleur d'entre eux. Sur la région des Kerguelen, les prédicteurs de Bjerhammar et de Jenkins ont donné des résultats très voisins (les écarts restent inférieurs à 30 cm) ; la collocation ponctuelle, plus coûteuse en temps de calcul, donne des résultats très proches bien que les écarts aux résultats des autres algorithmes puissent atteindre le mètre. Nous ne possédons pas de critère ni de référence externe permettant de statuer sur ces méthodes; cependant, la collocation ponctuelle nous semble conceptuellement la meilleure, malgré son hypothèse d'ergodicité de Δh et d'isotropie de C (ψ).

La Figure 7 représente les courbes de niveau, à 1 mètre d'intervalle, du géoïde altimétrique obtenu dans la région des Iles Kerguelen. Visuellement, des corrélations très nettes apparaissent entre ces courbes et la topographie des fonds océaniques, et les possibilités d'interprétations géophysiques sont très prometteuses.



FIGURE 7 : KERGUELEN - Géoide Altimétrique

219

Nous avons comparé ces courbes avec celles obtenues par A. Cazenave et K. Do'Minh, dans la même région (Réf. 13) et avec les mêmes mesures, par une technique de Krigeage (Réf. 14, 15); les auteurs de cette méthode la préconisent pour sa puissance eu égard aux faibles hypothèses nécessaires à son application. Dans la pratique (Réf. 16) et en particulier pour ce problème, nous n'avons pas remarqué de différences notables (du même ordre de grandeur qu'entre nos différents algorithmes).

4. AMELIORATION GLOBALE DU CHAMP DE GRAVITE TERRESTRE

Le potentiel gravitationnel étant représenté par un développement en harmoniques sphériques (le modèle GRIM 2 - Réf. 6 comporte 960 termes), on peut tenter d'améliorer globalement ces harmoniques, et même d'augmenter largement le degré du développement (si la couverture des profils le permet) en tenant compte de la relation (3) en chaque point de mesure , pour la quantité Δ hA.

En fait, le manque d'informations altimétriques (géoidales) sur les continents, la nécessité de prendre en compte les mesures gravimétriques existant déjà sur plus de la moitié du globe - avec une résolution différente et de précision sans doute moindre en maints endroits, l'apport incontesté (pour les termes de grande longueur d'onde) des mesures des perturbations de trajectoires de tous les satellites géodésiques observés depuis le début de l'ère spatiale, imposent la recherche d'un compromis entre les équations de condition déduites des mesures anciennes et les nouvelles (du type 3). Dans le cadre d'une technique de mélange utilisant la méthode des moindres carrés généralisés par partitionnement, nous remplacerons ces dernières relations par :

$$\langle \Delta h_{A} (\varphi, \lambda) \rangle = a \left\{ \overline{\delta C}_{20} \langle \overline{P}_{2} (\sin \varphi) \rangle + \overline{\delta C}_{4,0} \langle \overline{P}_{4} (\sin \varphi) \rangle \right.$$

$$+ \sum_{\substack{1 \geq 3 \\ 1 \neq 4}} \overline{C}_{10} \langle \overline{P}_{1} (\sin \varphi) \rangle + \sum_{\substack{1 \geq 2 \\ 1 \geq 2}} \sum_{\substack{m = 1 \\ m = 1}}^{1} \left. \left. \left(\overline{C}_{1m} \langle \overline{P}_{1m} (\sin \varphi) \cos m\lambda \rangle + \overline{S}_{1m} \langle \overline{P}_{1m} (\sin \varphi) \right. \right.$$

$$\left. sin m\lambda \rangle \right) \right\}$$

$$(13)$$

Les valeurs moyennes $\langle \ldots \rangle$ sont calculées sur un carré curviligne d'aire donnée, qui correspond à la résolution maximale souhaitée (pour ce modéle global), la surface terrestre étant divisée en "carrés" approximativement équivalents. Une telle équation ne sera écrite que pour les carrés où la couverture des mesures altimétriques semble suffisante (plus de la moitié étant recouvert, ou la distribution spatiale de quelques morceaux de profils y étant satisfaisante). Les valeurs moyennes du membre de droite de l'équation (13) se calculent aisément analytiquement (ou numériquement avec toute la précision désirée) ; la valeur Δh_A (φ, λ) pourra s'obtenir après calcul préalable de valeurs ponctuelles aux noeuds d'une grille à maillage fin, ou directement d'après les mesures (Réf.16).

CONCLUSION

Nous avons passé en revue quelques applications géométriques simples de l'altimétrie des océans par satellite et exposé les grandes lignes des algorithmes principaux utilisés pour l'analyse scientifique des données. Comme le montrent de nombreux résultats déjà obtenus avec les mesures de GEOS 3, une précision (ou plutôt une cohérence) de 0.50 m à 1 m peut être très facilement obtenue, ce qui est sans doute suffisant pour la résolution de nombreux problèmes de géophysique interne. Les principales limitations viennent sans doute de la répétabilité de la mesure en un point et de la précision avec laquelle l'orbite peut être restituée. C'est néanmoins de ce type de difficultés que l'on va devoir s'affranchir dans un avenir proche avec le lancement du satellite SEASAT A embarquant (entre autres) un altimètre de précision décimétrique et ce n'est qu'à ce prix que des études océanographiques utilisant ces informations pourront être effectuées.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) BALMINO G. -1973- GEOS C proposal. Orbit determination improvement.
- (2) LAMBECK K. -1973- GEOS C proposal. Regional study of the ocean geoid.
- (3) BALMINO G., REIGBER Ch., MOYNOT B. -1976- GRIM 2 1976 Gravimetric Geoid Evaluation (A.G.U., San Francisco)
- (4) BROSSIER C. -1976- Formats de la banque de données géodésiques (mesures doppler, laser, altimètre) (<u>Note technique</u> CB/NS/6.090/DEX0/GRGS).
- (5) LEITAO C.D., PURDY C.L., BROOKS R.L. -1974- Wallops GEOS C -Altimeter preprocessing (NASA TM-X-69357)
- (6) BALMINO G., REIGBER Ch., MOYNOT B. 1976- The GRIM 2 Earth Gravity Field (COSPAR, Philadelphia)
- (7) BALMINO G., BROSSIER C., MOYNOT B. -1977- Prétraitement des mesures altimétriques de GEOS 3 - Description du logiciel développé (Note technique GB/CB/BM/NS/7.089/CT/GRGS)

- (8) BALMINO G. -1977- Least squares collocation (<u>Ramsau Summer</u> <u>School lectures</u> - sous presse)
- (9) BALMINO G. -1974- Fonctions d'échantillonnage et collocation. Application à GEOS C. (I.A.G., Sao Paulo - <u>Rapport tech-</u><u>nique</u> GB/CC/5.025/DEX0/GRGS)
- (10) BJERHAMMAR A. -1977 A review of discrete methods in physical geodesy (<u>Ramsau Summer School lectures</u> - sous presse)
- (11) BALMINO G. -1977- Résolution de grands systèmes linéaires symétriques quelconques (<u>Note technique</u> GB/NS/7.145/CT/GRGS).
- (12) BALMINO G., MOYNOT B. 1977- Grands systèmes linéaires, nouvelles techniques (Note Technique GRGS - sous presse).
- (13) CAZENAVE A. -1977- Communication personnelle
- (14) MATHERON G. -1969- Le krigeage universel. Cahiers du centre de Morphologie mathématique de Fontainebleau (Fascicule 1, Ed. E.N. Supérieure des Mines).
- (15) MONGET J.M. -1977- Programme de krigeage (communiqué personnellement au G.R.G.S.).
- (16) BALMINO G. -1973- Contribution à l'amélioration du potentiel terrestre - Choix d'une représentation - Techniques nouvelles de détermination (<u>Thèse de Doctorat d'Etat</u>, Univ. Paris VI).

Deuxième session

SEASAT

Présentation technique sur SEASAT. Exposés sur les expériences préalables et place du programme national dans le contexte européen (SURGE)
Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 225 à 248

THE US SEASAT PROGRAM

par

J. APEL

N.O.A.A. -US Department of Commerce - Environmental Research Laboratory-3711 - 15th Avenue Northeast - Seattle - Washington 98105

ABSTRACT

In late spring of 1978, NASA will launch the experimental oceanographic satellite, SEASAT-A, which is capable of measuring surface winds, waves, temperatures, currents and ice to varying degrees of accuracy. The program and its observational capabilities will be described, and plans for verification of the sensor performance and data will be discussed.

OCEAN CONDITION MONITORING AND DATA UTILITY PROGRAM

IN RECENT YEARS, THE POTENTIAL FOR REMOTE SENSING OF NATURAL PHYSICAL PHENOMENA HAS BEEN ADVANCED BY RESEARCH AND DEVELOPMENT PROGRAMS IN THE FIELDS OF METEROLOGY AND LAND OBSERVATIONS. WITH THE EXCEPTION OF SURFACE PHOTOGRAPHS, CLOUD COVER PHOTO-GRAPHS AND INFRARED DERIVED SURFACE TEMPERATURES, LITTLE USE HAS BEEN MADE OF REMOTE SENSING TECHNIQUES FOR OCEANOLOGICAL PURPOSES. RECOGNIZING THE DYNAMIC NATURE OF THE OCEANS, THEIR AFFECT ON MARITIME COMMERCE, WEATHER, AND THE SCIENCE OF OUR ENVIRONMENT, AND THE DIFFICULTY AND EXPENSE OF OBTAINING IN SITU MEASUREMENTS, USERS BEGAN TO ESTABLISH REQUIREMENTS CONSISTENT WITH THE NEED TO REMOTELY SENSE THE WORLD'S OCEANS. BEGINNING IN 1973; GOVERNMENT, ACADEMIC AND COMMERCIAL USERS INVOLVED IN OCEAN RELATED SCIENCE AND APPLICATIONS FORMED A GROUP TO DEFINE AND PRESCRIBE A PROGRAM DEDICATED TO SERVE THESE NEEDS. THE SEASAT-A PROGRAM HAS BEEN INITIATED AS A "PROOF-OF-CONCEPT" MISSION TO EVALUATE THE EFFECTIVENESS OF REMOTELY SENSING OCEANOLOGICAL AND RELATED METEROLOGICAL PHENOMENA FROM A SATELLITEBORNE PLATFORM IN SPACE THROUGH UTILIZATION OF REMOTE SENSORS DEVELOPED ON PREVIOUS SPACE AND AIRCRAFT TEST PROGRAMS. THE USERS HAVE BEEN AND CONTINUE TO BE THE ARCHITECTS OF THIS EVOLVING PROGRAM. THEY HAVE FORMED AN OCEANOLOGY ADVISORY SUBCOMMITTEE WHICH MEETS REGULARLY TO DEFINE, GUIDE, AND REVIEW THE PROGRAM. REPRESENTED ARE THE DEPARTMENTS OF COMMERCE, DEFENSE, INTERIOR, TRANSPORTATION. ALSO REPRESENTED ARE THE NATIONAL SCIENCE FOUNDATION, NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES, NATIONAL ACADEMY OF ENGINEERING, AND SEVERAL UNIVERSITIES INCLUDING SCRIPPS INSTITUTE AND WOODS HOLE. FROM THE PRIVATE SECTOR, THE USER COMMUNITY INCLUDES REPRESENTATIVES OF THE U.S. SHIPPING INDUSTRY, OIL INDUSTRY, FISHING INDUSTRY AND COASTAL INDUSTRIES. NASA'S GOAL WITH ITS OCEAN APPLICATIONS PROGRAM IS TO DEVELOP AND TRANSFER TO THESE USERS A TECHNOLOGY THAT PRODUCES SCIENTIFIC, COMMERCIAL AND SOCIAL BENEFITS THAT HAVE MEASURABLE IMPACT ON MARITIME AND RELATED OPERATIONS.

PROGRAM DESCRIPTION

ALTHOUGH THE SEASAT-A MISSION IS THE CORE OF THE EXISTING PROGRAM, ADDITIONAL RESEARCH AND DEVELOPMENT, TECHNOLOGY TRANSFER ACTIVITIES, AND SYSTEM DEVELOPMENTS ARE INCLUDED IN THE OCEANS PROGRAM. EXAMPLES OF ADVANCED PROGRAM PLANNING ACTIVITIES ARE CONTINUED IMPROVEMENTS IN SENSOR TECHNOLOGY IN LINE WITH USER MEASUREMENT REQUIREMENTS. AS A CASE IN POINT, THE REMOTE MEASUREMENT OF SURFACE PRESSURE GLOBALLY TWICE A DAY WOULD HAVE PROFOUND EFFECTS ON WEATHER AND SEA CONDITION FORECASTING. AT PRESENT WE ARE INVESTIGATING HOW TO MAKE THESE MEASUREMENTS.

IN THE AREA OF BENEFITS ASSESSMENT AND VALIDATION, THE USERS AND NASA ARE PERFORMING EXPERIMENTS WITH WEATHER AND SEA CONDITION FORECASTING MODELS TO DETERMINE HOW TO USE THE NEW OCEANOGRAPHIC DATA TO IMPROVE THE FORECASTS; AND ALSO WHAT EFFECT DATA IMPROVE-MENTS WILL HAVE ON INDUSTRIES ENGAGED IN COMMERCE DEPENDENT ON THE OCEAN ENVIRONMENT. IN ADDITION TO SEASAT-A, SYSTEM DEVELOPMENTS INCLUDE AN AIRCRAFT SUPPORTED SURFACE TRUTH PROGRAM TO VALIDATE REMOTELY SENSED MEASUREMENTS AND TO AID IN SENSOR RESEARCH AND DEVELOPMENT BEFORE A SATELLITE DESIGN IS UNDERTAKEN. IN ADDITION, THE GEOS-3 PROGRAM HAS BEEN COLLECTING DATA ON SEA SURFACE GEODESY, TOPOGRAPHY AND SURFACE ROUGHNESS OR SEASTATE SINCE THE SPRING OF 1975.

THE GEOS SATELLITE USES A RADAR ALTIMETER TO MAKE THESE MEASUREMENTS AND CAN VIEW SURFACE PHENOMENA THROUGH NORMAL CLOUD COVERS.

SEASAT-A

THE SEASAT SPACECRAFT COMPRISES A STANDARD EXISTING SATELLITE BUS COMMON TO OTHER SATELLITE PROGRAMS AND A CUSTOMIZED SENSOR MODULE WHICH SUPPORTS AND ACCOMMODATES SEASAT SENSORS AND THEIR ANTENNAS.

IN MAY 1978, NASA PLANS TO LAUNCH SEASAT-A IN CIRCULAR NEAR-POLAR 800 KM ORBIT INCLINED AT 108⁰. IN ADDITION TO FIVE EARTH VIEWING SENSORS, TRACKING AIDS WILL ASSIST THE GROUND SYSTEM IN DETERMINING WHERE THE SATELLITE IS AND WHERE THE SENSORS ARE SCANNING SO THAT DATA CAN BE ACCURATELY GROUND LOCATED.

AS SPECIFIC REQUIREMENTS EVOLVED WITHIN THE USING COMMUNITY, CANDIDATE REMOTE SENSING INSTRUMENTS WERE EVALUATED JOINTLY BY THE USERS AND NASA FOR SEASAT-A APPLICATIONS. A SET OF THREE ACTIVE RADARS AND TWO PASSIVE RADIOMETERS WERE ULTIMATELY SELECTED. THE ACTIVE SENSORS INCLUDE A PULSE-COMPRESSED RADAR ALTIMETER, A MICROWAVE RADAR SCATTEROMETER AND A SYNTHETIC APERTURE IMAGING RADAR. PASSIVE SENSORS CONSIST OF A SCANNING MULTIFREQUENCY MICROWAVE RADIOMETER AND A VISIBLE/INFRARED SCANNING RADIOMETER.

THE SEASAT RADAR ALTIMETER SERVES TWO FUNCTIONS. IT MONITORS AVERAGE WAVE HEIGHT TO WITHIN 0.5 TO 1 METER. IT ALSO MEASURES TO A PRECISION OF TENS OF CENTIMETERS, THE CHANGES IN THE OCEAN GEOID AND TOPOGRAPHY DUE TO GRAVITY VARIATIONS AND OCEAN TIDES, SURGES, AND CURRENTS.

AS SURFACE WINDS INCREASE, SO DOES FINE SCALE SURFACE ROUGHNESS. THE RADAR SCATTERO-METER MEASURES THIS FUNCTION WHICH CAN BE CONVERTED DIRECTLY INTO WIND SPEED AND DIRECTION. THE SCATTEROMETER WILL MEASURE WIND SPEEDS FROM 3 TO 25m/sec WITH 2m/sec ACCURACY, AND DIRECTION WITHIN 20 DEGREES OVER TWO 500 Km SWATHS ON EITHER SIDE OF THE SPACECRAFT GROUND TRACK.

THE FIVE-FREQUENCY MICROWAVE RADIOMETER SERVES FOUR FUNCTIONS: (1) IT MEASURES SURFACE TEMPERATURE WITH A PRECISION OF 1 DEG. C, (2) IT MEASURES FOAM BRIGHTNESS WHICH CAN IN TURN BE CONVERTED INTO A MEASUREMENT OF HIGH (UP TO 50m/sec) WIND SPEED, (3) IT MAPS ICE COVERAGE AND (4) IT PROVIDES ATMOSPHERIC CORRECTION DATA TO THE ACTIVE RADARS BY MEASURING LIQUID AND GASEOUS WATER CONTENT IN THE UPPER ATMOSPHERE. THE SURFACE SWATH OF THE MICROWAVE RADIOMETER IS 600 Km.

THE VISIBLE AND INFRARED RADIOMETER WILL PROVIDE CLEAR WEATHER SURFACE TEMPERATURE DATA, CLOUD COVERAGE PATTERNS, AND CORROBORATIVE IMAGES OF OCEAN AND COASTAL FEATURES WITH A RESOLUTION OF 5 KM OVER A SWATH OF 1500 KM.

THESE FOUR SENSORS, KNOWN AS THE GLOBAL SENSORS, WILL MONITOR THE OCEANS AND ADJACENT COASTAL WATERS GLOBALLY. THEIR DATA WILL BE RECORDED ON MAGNETIC TAPE RECORDERS ON-BOARD SEASAT AND BE PLAYED BACK WHILE THE SATELLITE IS OVER ONE OF THE GROUND STATIONS SUPPORTING SEASAT.

VIRTUALLY COMPLETE GLOBAL COVERAGE IS ACHIEVED BY THE SCATTEROMETER, THE MICROWAVE RADIOMETER, AND THE VISIBLE AND INFRARED RADIOMETER EVERY 36 HOURS. THE ALTIMETER PROVIDES CONTINUOUS FULL TIME SUBSATELLITE DATA OF SURFACE TOPOGRAPHY AND ROUGHNESS. THE FIFTH SENSOR, THE SYNTHETIC APERTURE RADAR, WILL PROVIDE ALL-WEATHER IMAGERY OF OCEAN WAVES, ICE FIELDS, ICEBERGS, ICE LEADS, AND COASTAL CONDITIONS AND DYNAMIC PROCESSES TO A RESOLUTION OF 25M OVER A 100 KM SWATH. BECAUSE OF THE VERY HIGH DATA BANDWIDTH OF THE RADAR IMAGERY, (110 MEGABITS PER SECOND) THIS SENSOR WITH ITS OWN SEPARATE DATA SYSTEM, WILL BE OPERATED ONLY IN REAL TIME WHILE WITHIN LINE OF SIGHT OF SPECIFIC TRACKING STATIONS EQUIPPED TO RECEIVE AND RECORD ITS DATA.

SEASAT-A'S SCHEDULED "ON-TIME" LAUNCH WAS PLANNED BY THE USERS TO BE SUPPORTIVE OF OTHER EFFORTS SUCH AS THE INTERNATIONAL "GLOBAL ATMOSPHERIC RESEARCH PROGRAM-GARP", AND IN PARTICULAR THE FIRST GLOBAL GARP EXPERIMENT (FGGE) IN 1978.

PROVIDING SYSTEMS CAPABLE OF PRODUCING OCEANOLOGICAL DATA IS OF LITTLE VALUE WITHOUT END ITEM USERS THAT REALLY DO NEED THE DATA AND CAN USE IT ULTIMATELY TO PROTECT AND IMPROVE OUR INTERACTION WITH THE ENVIRONMENT. UNLESS WEATHER FORECASTERS CAN PRODUCE A BETTER PRODUCT, OR SHIPPERS AND RESOURCE DEVELOPERS CAN AFFECT SAFER, MORE EFFICIENT AND PRODUCTIVE COMMERCE, OR UNTIL SCIENTISTS CAN BETTER UNDERSTAND NATURE AND OUR INTERACTION WITH IT, THE DATA IS OF LIMITED VALUE AND COULD BE CLASSED AS A TECHNICAL CURIOSITY.

THE OCEAN MONITORING AND DATA UTILITY PROGRAM, OF WHICH SEASAT-A IS A PART, HAS DEVELOPED A USER ORIENTED "END-TO-END" DATA SYSTEM BASED ON THE PRINCIPAL THAT IF THE DATA IS VALUABLE, USERS SHOULD PROVIDE THOSE RESOURCES AND FACILITIES REQUIRED TO UNIQUELY PROCESS AND ASSIMILATE THE DATA IN ACCORDANCE WITH THEIR PECULIAR NEEDS. NASA'S JOB IS TO VALIDATE AND DEMONSTRATE SYSTEM PERFORMANCE AND TO TRANSFER THE DATA CONVERSION TECH-NIQUES LEARNED DURING THIS PROCESS TO THE USERS. THE NAVY'S FLEET NUMERICAL WEATHER CENTRAL WILL OBTAIN NEAR REAL TIME SEASAT-A DATA VIA A COMMUNICATIONS SATELLITE LINK-UP TO THEIR FACILITY IN MONTEREY, CALIFORNIA, AND PLANS TO PROCESS AND USE DATA IN THEIR DAILY FORECASTS. OTHER USERS SUCH AS NOAA AND THE DEPARTMENT OF INTERIOR HAVE SIMILAR "REAL-TIME" AND NON-REAL DATA EXPERIMENT PLANS. USER INVOLVEMENT IS THE KEY TO SUCCESS-FUL SYSTEM DEMONSTRATION AND VALIDATION. IT IS EXPECTED THAT THIS INVOLVEMENT WILL CONTINUE TO EXPAND BEFORE AND AFTER THE LAUNCH. THE USER SPONSORED SOLICITATION AND SUPPORT OF SCIENTIFIC INVESTIGATIONS AND INDUSTRY SPONSORED ECONOMIC VERIFICATION EXPERI-MENTS WILL BE THE IMPORTANT MEANS OF DETERMINING THE ULTIMATE VALUE OF OCEAN REMOTE SENSING.

ALTHOUGH INTERNATIONAL USERS ARE NOT CURRENTLY PART OF THE ESTABLISHED PROGRAM, THEIR INVOLVEMENT IS IMPORTANT TO PROGRAM SUCCESS IN EXPANDED COVERAGE AND SENSOR VALIDATION AS WELL AS SCIENTIFIC AND APPLICATIONS SUPPORT. NASA PLANS FOR A PROGRAM BASED ON OPEN USE OF THE DATA MUCH THE SAME AS LANDSAT.

FROM A SYMPOSIUM IN WILLIAMSTOWN, MASS., IN 1969, THE GOALS AND OBJECTIVES FOR OBSERVATION, MEASUREMENT AND INTERPRETATION OF PHYSICAL OCEAN PHENOMENA HAVE EVOLVED. AIDED BY CONTINUING INTERACTION BETWEEN OCEAN USERS AND SYSTEM DESIGNERS. IN 1972. NASA'S EARTH AND OCEANS PHYSICS APPLICATIONS PROGRAMS (EOPAP) OBJECTIVES WERE PUBLISHED; THEY INCLUDED SPECIFIC RECOMMENDATIONS FROM A GROUP OF GOVERNMENTAL. INSTITUTIONAL, AND PRIVATE OCEAN USERS WORKING WITH THE PROGRAM. SINCE THEN A SERIES OF MEETINGS OF THE USERS WORKING GROUP HAVE BEEN HELD TO CONTINUE THE REFINEMENT OF PROGRAM REQUIREMENTS DURING THE PROGRAM DEFINITION PHASE, TO TAKE ADVANTAGE OF ADVANCE-MENTS IN THE FIELD OF REMOTE SENSING, AND TO RESOLVE ANY APPARENT CONFLICTS BETWEEN REQUIREMENTS AND CAPABILITIES. THESE SAME USERS ALSO PREPARED A SCIENTIFIC ASSESSMENT OF SEASAT-A CAPABILITIES AND WORKED CLOSELY WITH NASA TO DETERMINE THE POSSIBLE ECONOMIC BENEFITS ASSOCIATED WITH AN OPERATIONAL SYSTEM. CURRENTLY, A FORMALLY ORGANIZED OCEANOLOGY ADVISORY SUBCOMMITTEE UNDER THE AUSPICES OF NASA'S APPLICATIONS ADVISORY COMMITTEE, DERIVED FROM THE USERS WORKING GROUP, CONDUCTS REGULAR BIMONTHLY MEETINGS TO CONTINUE THESE INTERACTIONS. THESE CONTINUING INTERACTIONS HAVE BEEN ESSENTIAL IN CONVERTING USER REQUIREMENTS INTO A TOTAL SYSTEM WITH THE SOLE GOAL OF PROVIDING CONTINUOUS USEFUL DATA TO THE OCEAN USING COMMUNITY IN A TIMELY MANNER.

SEASAT TODAY REPRESENTS A 4 YEAR EFFORT



SEASAT-A OBJECTIVES

- (1) TO DEMONSTRATE THE CAPABILITY FOR:
 - GLOBAL MONITORING OF WAVE HEIGHT AND DIRECTIONAL SPECTRA SURFACE WINDS OCEAN TEMPERATURE AND CURRENT PATTERNS.
 - MEASURING PRECISE SEA-SURFACE TOPOGRAPHY
 - DETECTING CURRENTS, TIDES, STORM SURGES, AND TSUNAMIS
 - CHARTING ICE FIELDS AND NAVIGABLE LEADS THROUGH ICE
 - MAPPING THE GLOBAL OCEAN GEOID
- (2) TO PROVIDE FOR USER APPLICATIONS SUCH DATA AS:
 - PREDICTIONS OF WAVE HEIGHT, DIRECTIONAL SPECTRA AND WIND FIELDS FOR SHIP ROUTING, SHIP DESIGN, STORM-DAMAGE AVOIDANCE, COASTAL DISASTER WARNING, COASTAL PROTECTION AND DEVELOPMENT, AND DEEP WATER PORT DEVELOPMENT
 - MAPS OF CURRENT PATTERNS AND TEMPERATURES FOR SHIP ROUTING FISHING, POLLUTION DISPERSION AND ICEBERG HAZARD AVOIDANCE.
 - CHARTS OF ICE FIELDS AND LEADS FOR NAVIGATION AND WEATHER PREDICTION.
 - CHARTS OF THE OCEAN GEOID FINE STRUCTURE
- (3) TO DETERMINE THE KEY FEATURES DESIRED IN FUTURE OPERATIONAL SYSTEMS FOR:
 - GLOBAL SAMPLING
 - NEAR REAL-TIME DATA PROCESSING AND DISSEMINATION
 - USER FEEDBACK FOR OPERATIONAL PROGRAMMING
- (4) TO DEMONSTRATE THE ECONOMIC AND SOCIAL BENEFITS OF USER AGENCY PRODUCTS

THE SEASAT SPACECRAFT

THE SEASAT SPACECRAFT BUS, THE AGENA FIRST FLOWN ON MILITARY SPACE MISSIONS IN 1959 AND SUBSEQUENTLY ON OVER 300 MISSIONS, HAS BEEN CONFIGURED TO SUPPORT THE OCEANOGRAPHIC MISSION REQUIREMENTS. THE SEASAT-A SPACECRAFT COMPRISES A STANDARD SATELLITE BUS AND A CUSTOMIZED SENSOR MODULE WHICH SUPPORTS AND ACCOMMODATES SEASAT SENSORS AND THEIR ANTENNAS.

THE AGENA MAIN ENGINE PROPELS SEASAT-A FROM SEPARATION OF THE ATLAS BOOSTER TO INSERTION IN ORBIT. ON ORBIT THE AGENA BUS PROVIDES 626 WATTS AVERAGE, 1180 WATTS PEAK, ELECTRICAL POWER: STABILIZATION AND ATTITUDE CONTROL IS ACHIEVED WITH A MOMENTUM BIAS SYSTEM INCLUDING ORBIT TRIMMING; COMMAND RECEPTION, STORAGE AND EXECUTION; AND DATA STORAGE AND TRANSMISSION ARE ALSO PART OF THE BUS. TRACKING AIDS INCLUDE AN S-BAND TRANSPONDER, DOPPLER BEACON, AND LASER RETRO-REFLECTORS.

THE SEASAT PROGRAM IS A FIRST ATTEMPT TO EXPLOIT THE BROAD APPLICABILITY OF ACTIVE AND PASSIVE MICROWAVE SENSORS, WHICH CAN PENETRATE NOMINAL CLOUD COVER TO ACHIEVE A DAY/NIGHT ALL WEATHER CAPABILITY. THE LEVEL OF NATURAL MICROWAVE ENERGY BACKSCATTERED AND THE SHAPE OF THE RETURN PULSE OF AN ACTIVE RADAR FROM THE OCEAN SURFACE ARE MODULATED BY WINDS, WAVES, TEMPERATURE, SALINITY, NUTRIENT AND POLLUTANT CONTENT, CURRENT AND UP-WELLING MOTIONS, FALLING RAIN, SURFACE PRESSURE, AND THE DISTRIBUTION AND DENSITY IN THE GASEOUS ATMOSPHERIC COLUMN. THE ENERGY EMITTED FROM THE SURFACE IS SIMILARLY MODULATED, ALTHOUGH THE MICRO-PROCESS MAY VARY SOMEWHAT DUE TO THE WAVELENGTHS OF THE ENERGY HAVING DIFFERENT SENSITI-VITIES TO FEATURES OF DIFFERENT SIZES AND HAVING DIFFERENT TRANSMISSIVITIES WITHIN THE ATMOSPHERIC COLUMN OR INTO THE OCEAN. THESE DIFFERENCES AT DIFFERENT MICROWAVE AND INFRARED WAVELENGTHS ALLOW US TO SEPARATE AND QUANTIFY THE VARIOUS EFFECTS, USING REMOTE-SENSING TECHNIQUES FROM SATELLITE DISTANCES. THE SENSORS THAT FORM THE SEASAT-A PAYLOAD ARE DESCRIB-ED IN THE FOLLOWING PAGES.

COMPRESSED PULSE RADAR ALTIMETER

THE ALTIMETER OF SEASAT-A WILL HAVE TWO SEPARATE FUNCTIONS: FIRST, TO MEASURE THE ALTITUDE BETWEEN THE SPACECRAFT AND THE OCEAN SURFACE TO +10 CM ROOT-MEAN-SQUARE AND SECOND, TO MEASURE WAVE HEIGHT FROM 1 TO ABOUT 20 METERS WITH AN ACCURACY OF 0.5M OR 10%.

THE INSTRUMENT IS A NEWER AND MORE ACCURATE VERSION OF THE GEOS-C RADAR ALTIMETER NOW IN ORBIT, AND SEASAT'S DATA SYSTEM WILL PERMIT CONTINUOUS GLOBAL MEASUREMENTS WHILE THE GEOS SATELLITE PROVIDES LINE OF SIGHT GROUND STATION AND ATS-6 RELAY SATELLITE DATA COLLECTION. THE SKYLAB ALTIMETER (S-193) WAS THE FIRST TO GIVE A CONTINUOUS DIRECT MEASUREMENT OF THE SEA SURFACE TOPOGRAPHY FROM A SATELLITE. PROMINENT SURFACE DEPRES-SIONS DUE TO DEEP OCEAN TRENCHES AND CORRESPONDING ELEVATIONS RESULTING FROM SEAMOUNTS, PLATEAUS, AND RIDGES, ALREADY ROUGHLY OBSERVED FROM SKYLAB, ARE NOW MORE PRECISELY MEASUREMENT PRECISION OF +10 CM WILL ENABLE SEASAT'S ALTIMETER TO IDENTIFY AND "SEE" SUCH TIME-VARYING FEATURES AS MAJOR CURRENTS RANGING UPWARDS FROM 30-50 CM/SEC SINCE THE SLOPE OF THE SURFACE IS PROPORTIONAL TO THE SURFACE SPEED. THE SAME ALTIMETER PRECISION OF +10 CM MIGHT ALSO OBSERVE SPECIFIC PHENOMENA SUCH AS STORM SURGES, HURRI-CANES, AND MIGHT EVEN ALLOW MEASUREMENT OF THE HEIGHT AND DISTRIBUTION OF TSUNAMIS, THE LONG, FAST WAVES CAUSED BY EARTHQUAKES. HOWEVER, THE SATELLITE MUST BE OVERHEAD AS THESE EVENTS OCCUR, SINCE THE INSTRUMENT LOOKS DIRECTLY DOWN AT THE NADIR.

THE SECOND FUNCTION OF THE SEASAT-A ALTIMETER IS THE MEASUREMENT OF WAVE HEIGHT. THIS MEASUREMENT IS REQUIRED IN ORDER TO ELIMINATE SEA STATE BIAS TOWARD THE GOAL OF REACHING 10 CM ALTITUDE SENSOR MEASUREMENT ACCURACY. ADDITIONALLY, WAVE HEIGHT IS VALUABLE IN ITS OWN RIGHT, SINCE IT PROVIDES A MEASUREMENT OF SURFACE ROUGHNESS AND CAN BE USED TO ESTIMATE SEA STATE AS THE SATELLITE CIRCLES THE GLOBE.

THIS SENSOR WILL BE OPERATED ON A FULL TIME BASIS AND THE DATA WILL BE RECORDED CONTINUOUSLY.



SEASAT-A SYNTHETIC APERTURE RADAR (SAR)

10 - The Party and a state

OBTAIN IMAGES OF SEA SURFACE AND SEA ICE PURPOSE: DETECT AND MEASURE OCEAN WAVELENGTH AND DIRECTION DETECT SLICKS, CURRENT PATTERNS, ICE BERGS, ICE LEADS, ICE COVERAGE, ICE TYPE 1275 Mhz (L-Band) FREQUENCY: 22 cm WAVELENGTH: 10.74 x 2.16 m ANTENNA: 1.1º x 6.2º 20.5º OFF VERTICAL ANTENNA BEAM: 100 km SWATH, 250-350 km OFF NADIR COVERAGE: 25 m PROCESSED **RESOLUTION:** TRANSMIT PULSE WIDTH: **19 Mhz LINEAR FM CHIRP** PRF: 1464, 1540, 1580, 1647 PPS

> NASA HO ES76 1000A (1) Rev. 12-12-77

AN EXAMPLE OF ALTIMETRIC MEASUREMENTS IS THIS PICTORIAL DEPICTING SKYLABS MEASUREMENT OF THE PUERTO RICO TRENCH.

SKYLABS ALTIMETER MEASURED 10-15 METER VARIATIONS IN THE SURFACE REFERENCE OVER THE TRENCH. THESE MEASUREMENTS AGREED WITH EARLIER MEASUREMENTS OF THIS DEPRESSION MADE BY VON ARX OF WOODS HOLE.

PEAK POWER:	2.0 Kw
TRANSMIT PULSE WIDTH:	3 JUSEC
PRF:	1020 Hz
EFFECTIVE PULSE WIDTH:	3.125 NSEC
SNR:	13 dB
POWER:	177 WATTS
WEIGHT:	95 Kg
SPACECRAFT HERITAGE:	GEOS-C - SKYLAB (S-193)
AIRCRAFT HERITAGE:	AAFE RADAR ALTIMETER WALLOPS/NRL NANOSECOND RADAR
INSTRUMENT REPRESENTATIVE:	W. F. TOWNSEND - WALLOPS
EXPERIMENT TEAM LEADER:	DR. BYRON TAPLEY - UNIV. OF TEXAS

NASA HQ ES76 9978 (1) Rev. 12-12-77

MICROWAVE WIND SCATTEROMETER

THIS ACTIVE RADAR SYSTEM IS INTENDED TO MEASURE WIND SPEED AT THE SURFACE OF THE OCEAN IN THE RANGE FROM LESS THAN 4M/SEC TO GREATER THAN 26M/SEC WITH AN ACCURACY OF ± 10%. INHERITED FROM THE SKYLAB EXPERI-MENTAL SCATTEROMETER, IT WILL DETERMINE WIND DIRECTION WITHIN 20° SECTORS OF A FULL 360° RANGE WITH AMBIGUITY, THE SCATTEROMETER WILL TAKE MEASUREMENTS OVER TWO 500KM -WIDE SWATHS EQUALLY DISPLACED ABOUT THE NADIR BY 200 KM. A HIGH WIND SWATH ON EACH SIDE ADDS AN ADDITIONAL 250 KM OF COVERAGE AT THE SWATH WIDE EXTREMITIES.

THIS SENSOR WILL BE OPERATED ON A FULL TIME BASIS AND THE DATA WILL BE RECORDED CONTINUOUSLY.

SKYLAB WIND MEASUREMENTS

IN 1973 THE SKYLAB OBSERVED WINDS NEAR THE PACIFIC HURRICANE AVA NEAR THE COAST OF BAJA CALIFORNIA. THESE WIND MEASUREMENTS AGREED CLOSELY WITH SURFACE OBSERVATIONS MADE BY A LOW FLYING AIRCRAFT BEING OPERATED BY THE NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION.



TRANSMIT PULSE WIDTH:	5 mSEC	
PRF:	34 Hz	
PEAK TRANSMIT POWER:	125 WATTS	
DOPPLER CELLS:	15	
DATA RATE:	2 KBITS/SEC	
POWER:	140 WATTS	
WEIGHT:	60 Kg	
SPACECRAFT HERITAGE:	SKYLAB RADSCAT (S-193)	
AIRCRAFT HERITAGE:	AAFE/LANGLEY RADSCAT	
INSTRUMENT REPRESENTATIVE:	WILLIAM GRANTHAM - LANGLE	
EXPERIMENT TEAM LEADER:	PROF. WILLARD PIERSON - CUNY	

NASA HQ ES76-998B (1) Rev. 12-12-77

MICROWAVE BRIGHTNESS TEMPERATURE

THE SMMR WILL PRODUCE MAPS OF MICROWAVE BRIGHTNESS TEMPERATURES WHICH CAN BE CONVERTED TO PHYSICAL TEMPERATURES. THIS MAP OF MICROWAVE BRIGHTNESS, PRODUCED BY A PREDECESSOR INSTRUMENT ON NIMBUS-5, IS REPRESENTATIVE OF ONE DATA DISPLAY THAT CAN BE CREATED WITH THIS TYPE OF SENSOR.

RADIO BRIGHTNESS OF THE WORLD NIMBUS-5 ELECTRICALLY SCANNED MICROWAVE RADIOMETER $(\lambda = 1.55 \text{ cm})$



COVERAGE:

BANDWIDTH:

POWER:

WEIGHT:

900 km SWATH CENTERED ON SPACECRAFT TRACK

100 MHz

60 WATTS

2 KBITS/SEC

42 Kg

DATA RATE:

SPACECRAFT HERITAGE:

AIRCRAFT HERITAGE:

INSTRUMENT REPRESENTATIVE:

BILL LANE - JPL

EXPERIMENT TEAM LEADER:

DUNCAN ROSS - NOAA

NIMBUS-5 NEMS AND NIMBUS-E ESMR

NUMEROUS AIRCRAFT RADIOMETERS

NASA HO ES76 999B (1) Rev. 12-12-77

NIMBUS-G/SEASAT-A SCANNING MULTICHANNEL MICROWAVE RADIOMETER (SMMR)

PURPOSE:

FREQUENCY:

SPOT SIZE (IFOV):

IMAGE SURFACE RADIATION AT 5 MICROWAVE FREQUENCIES DETERMINE SEA SURFACE TEMP. TO 2⁰ K ABSOLUTE, 1⁰ K RELATIVE DETERMINE OCEAN SURFACE WIND SPEED 0-50 M/S TO + 2 M/S DETERMINE INTEGRATED LIQUID WATER CONTENT DETERMINE INTEGRATED WATER VAPOR CONTENT DETERMINE RAIN RATE

DETECT ICE AGE, EXTENT, CONCENTRATION AND DYNAMICS

6.6 GHz	10.7 GHz	18.0 GHz	21.0 GHz	37.0 GHz
87x144km	58x89km	31x53km	27x42km	16x25km

NASA HO ES76 999A (1) Rev. 12-12-77

SCANNING VISIBLE/INFRARED RADIOMETER - V/IR

THIS SENSOR, ORIGINALLY FLOWN ON ITOS, WILL PROVIDE IMAGES OF VISIBLE AND THERMAL INFRARED EMISSION FROM OCEANS, COASTAL AND ATMOSPHERIC FEATURES IN SUPPORT OF THE OTHER INSTRUMENTS AND WILL HELP IDENTIFY CURRENTS AND STORMS. FROM ITS IMAGERY, CLEAR WEATHER TEMPERATURES CAN ALSO BE DEDUCED. THIS SENSOR WILL BE OPERATED ON A FULL TIME GLOBAL BASIS AND DATA WILL BE RECORDED ON A CONTINUOUS BASIS FOR TRANSFER TO GROUND RECEIVING STATIONS.

SEASAT-A VISIBLE/IR SCANNER

PURPOSE:	IMAGE OCEAN AND COASTAL FEATURES AND CLOUDS DETECT CLOUD-FREE SEA SURFACE TEMPERATURE BOUNDARIES	
VISIBLE WAVELENGTH:	0.49 · 0.94// m	
INFRARED WAVELENGTH:	10.5 - 12.5µ m	
COVERAGE:	1800 km SWATH CENTERED ON NADIR	
SPOT SIZE:	3 km (Visible) 5 km (IR)	
POWER:	10 WATTS	
WEIGHT:	20 Kg	
DATA RATE:	12 KBIT/SEC	
SPACECRAFT HERITAGE:	ITOS-E THROUGH ITOS-J	
AIRCRAFT HERITAGE:	OCEAN TEMPERATURE SCANNER (OA Meteorology SRT)	
PRECISION ACCURACY:	3 ⁰ / 5 ⁰ К	
INSTRUMENT REPRESENTATIVE:	KEITH FELLERMAN - GODDARD	
EXPERIMENT TEAM LEADER:	DR. E. PAUL McLAIN · NOAA	

SYNTHETIC APERTURE IMAGING RADAR

INFORMATION ON WAVE PATTERNS AND DYNAMIC BEHAVIOR WILL BE OBTAINED BY USING THE COHERENT IMAGING RADAR TO OBTAIN IMAGES OF THE OCEAN. WAVE HEIGHTS MAY BE COM-PUTED FROM THE DATA FOR FULLY DEVELOPED SEAS, BUT THE LENGTH/HEIGHT RELATIONSHIPS FOR DEVELOPING SEAS NEED THE WIND AND WAVE INFORMATION ANTICIPATED FROM SEASAT-A AND SUPPORT BY GROUND TRUTH TO PERMIT THE WAVE PHYSICS AND RADAR IMAGING RELATION-SHIPS TO BE BETTER ESTABLISHED. THE IMAGING RADAR CAN FUNCTION THROUGH CLOUDS AND NOMINAL RAIN TO PROVIDE WAVE PATTERNS NEAR THE SHORE AND ALSO HIGH RESOLUTION PICTURES OF ICE, OIL SPILLS, CURRENT PATTERNS NEAR SURFACE SHOALS AND OTHER FEATURES THAT CAN BE OBSERVED USING SURFACE IMAGES. THE DATA RATE FROM ANY HIGH RESOLUTION IMAGING DEVICE IS NECESSARILY HIGH, AND ON-BOARD DATA PROCESSING FOR GLOBAL DATA COLLECTION AND STORAGE IS COSTLY. FOR SEASAT-A AN EXPERIMENTAL RADAR WILL ALLOW JUDICIOUS USE OF THE DEVICE WITHOUT A FULLY GLOBAL OPERATIONAL DEMONSTRATION. NEVERTHELESS, IT WILL BE POSSIBLE TO SAMPLE WAVE SPECTRA OVER SIGNIFICANT PATCHES OF OCEAN WITHIN THE LINE OF SIGHT OF ANY GROUND STATIONS WITH HIGH DATA PATE CAPA-BILITY, SUCH AS LANDSAT GROUND STATIONS. THE IMAGES WILL BE ESPECIALLY USEFUL FOR THE MAPPING OF ICE LEADS AND OPEN WATER AND WILL YIELD STORM WAVE PATTERNS NEAR POTENTIAL OFFSHORE NUCLEAR POWER PLANT SITES, DEEP WATER OIL PORTS, HARBORS, AND BREAKWATERS ALONG THE NORTH AMERICAN CONTINENT.

GEOIDAL STUDIES PUERTO RICO TRENCH





SEASAT-A RADAR ALTIMETER

MEASURE ALTITUDE TO + 10 cm R.M.S.

MEASURE SIGNIFICANT WAVE HEIGHT TO 1-20 METERS TO ± 0.5 METERS OR ± 10% (WHICHEVER IS GREATER) DETECT CURRENTS, TIDES, WIND PILE UPS, AND STORM SURGES **REFINE GEOID** FREQUENCY: 13.5 GHz (Ku-Band) WAVE LENGTH: 2.2 cm ANTENNA: 1 METER DIAMETER, NADIR VIEWING PARABOLIC 1.5° BEAM WIDTH DATA RATE: 8.5 KBITS/SEC SPOT SIZE: 1.6 - 12.0 km

PURPOSE:

NASA HO ES76 997A (1) Rev. 12-12-77

SEASAT-A RADAR SCATTEROMETER

PURPOSE:	MEASURE OCEAN SURFACE WIND SPEED FROM 4 M/S TO GREATER THAN 26 M/S WITH ACCURACY OF + 2 M/S OR 10% MEASURE WIND DIRECTION TO 20 ⁰ (with Ambiguity)
FREQUENCY:	14.59927 GHz (Ku-Band)
WAVELENGTH:	2.1 cm
ANTENNA BEAMS:	FOUR 25 ^o × 0.5 ^o POINTED 42 ^o OFF VERTICAL ALIGNED 45 ^o OFF SPACECRAFT TRACK ONE 40 ^o × 0.5 ^o ALONG SPACECRAFT TRACK DUAL POLARIZATION
COVERAGE:	TWO 500 km SWATHS WITH 400 km SEPARATION
RESOLUTION:	50 km
GRID SPACING:	100 km

NASA HO ES76 998A (1) Rev. 12-12-77 **RANGE COMPRESSION RATIO: 644**

PEAK TRANSMIT POWER:	1200 NOMINAL WATTS
POWER:	574 WATTS
WEIGHT:	128 Kg
DOWN LINK:	19 Mhz ANALOG
OPERATION:	LINE-OF-SIGHT ONLY
INTEGRATED SIDE LOBES:	-15 Db
AIRCRAFT HERITAGE:	JPL X-L BAND RADAR NUMEROUS MILITARY RADARS
INSTRUMENT REPRESENTATIVE:	WALTER E. BROWN JR. (JPL)
EXPERIMENT TEAM LEADER:	DR. PAUL TELEKI - USGS

NASA HO ES76 10008 (1) Rev. 12-12-77

GLOBAL COVERAGE WITH SEASAT-A

SEASAT-A IS CONSIDERED A FIRST STEP TO ACHIEVING GLOBAL COVERAGE OF MEASUREMENTS DESIRED BY THE SEASAT USERS. IN GENERAL, SEASAT-A WILL PRODUCE SEA-SURFACE TOPOGRAPHY: WAVE HEIGHT, LENGTH AND DIRECTION MEASUREMENTS; AND FINE-DETAIL COASTAL AND ICE PROCESS DATA ON A LIMITED-SWATH, NON-GLOBAL DEMONSTRATION BASIS. SEA-SURFACE WINDS AND TEMPERATURES WILL BE MEASURED GLOBALLY ON AN ESSENTIALLY 36-HOUR, FULL-COVERAGE REPEAT CYCLE. SEASAT-A IS TO HAVE A MINIMUM LIFE IN ORBIT OF ONE YEAR WITH A THREE-YEAR POTENTIAL. THE FIRST SIX MONTHS OF OPERATION WILL BE DEDICATED TO DEMONSTRATION, CALIBRATION, AND SPECIAL EXPERIMENTS. DURING THE REMAINING TIME (TO END OF LIFE), THE SYSTEM HAS THE POTENTIAL TO OPERATE NEAR-OPERATIONALLY, WITH A SHORT TURN-AROUND TIME FOR THE AVAILABILITY OF PROCESSED AND LOCATED DATA.

THE SINGLE SEASAT-A SATELLITE IS TO BE LAUNCHED IN THE SECOND QUARTER OF CALENDAR YEAR 1978 FROM THE WESTERN TEST RANGE INTO A HIGH-INCLINATION (108°), CIRCULAR (.0.)2 ECCENTRICITY) ORBIT. THE SATELLITE WILL CRUISE AT AN ALTITUDE OF APPROXIMATELY 800KM, CIRCLING THE EARTH EVERY 100 MINUTES. SENSORS WITH 1000KM CROSS-TRACK COVERAGE WILL PROVIDE GLOBAL REPEAT COVERAGE EVERY 36 HOURS, USING BOTH DAY AND NIGHT PASSES TO COMPLETE THE FILL IN. EQUATOR PASSES PRECESS ABOUT 25 DEGREES EACH ORBIT. AT LEAST ONE TRACKING AND REAL TIME TELEMETRY PASS PER ORBIT IS ANTICIPATED. LASER TRACKING WILL ALSO BE PROVIDED WHEN SATELLITE VIEWING AND SYSTEM AVAILABILITY PERMIT.

SYNTHETIC APERTURE RADAR COVERAGE

ALL OF THE INSTRUMENTS (EXCEPT THE IMAGING RADAR) ARE EXPECTED TO BE OPERATED CONTINUOUSLY DURING MOST OF THE MISSION TO PROVIDE GLOBAL COVERAGE THROUGH ON-BOARD STORAGE AND THEN DATA RETRIEVAL OVER ONE OF THE FIVE NASA GROUND STATIONS EXPECTED TO BE ACTIVE IN THAT PERIOD. THE IMAGING RADAR IS TO OPERATE IN REAL-TIME ONLY WHEN IT IS OVER APPROPRIATE HIGH-DATA-RATE STDN GROUND STATIONS. PRESENT PLANS FOR THE IMAGING RADAR USE EXISTING STATIONS IN ALASKA (ULA), CALIFORNIA (GOS), AND CAPE KENNEDY, FLORIDA (MILA-2), ALSO SHOWN IS A PROPOSED CANADIAN PARTICIPATION IN SEASAT-A WITH A CANADIAN RECEIVING STATION NEAR ST. JOHN'S NEWFOUNDLAND. NOT SHOWN IS A PROPOSED EUROPEAN SPACE AGENCY STATION NEAR LONDON. LANDSAT STATIONS REQUIRE A SEASAT UNIQUE DEMODULATOR AND HIGH-DATA-RATE (120 MBPS) RECORDERS TO RECEIVE SYNTHETIC APERTURE IMAGING RADAR DATA.



SPECIFIC DATA ACQUISITION, PROCESSING, AND DISTRIBUTION PLANS/SYSTEMS ARE CURRENTLY BEING ESTABLISHED BY USER ORGANIZATIONS AND NASA. CONSISTENT WITH INITIAL PROGRAM FORMU-LATION IN 1973, NASA WILL ESTABLISH PROOF-OF-CONCEPT ENGINEERING AND GEOPHYSICAL VALIDATION OF SEASAT DATA AND USERS WILL PROVIDE THE RESOURCES REQUIRED FOR PROCESSING, ANALYSIS, DISSEMINATION AND APPLICATION OF DATA PECULIAR TO THEIR SPECIAL INTERESTS. FIGURE 5 PROVIDES A GENERALIZED VIEW OF THIS DIVISION OF RESPONSIBILITIES.

THE DATA PRODUCTS OF THE SEASAT SENSORS MUST SERVE A VARIETY OF USERS IN A VARIETY OF FORMS. WEATHER DATA IS HIGHLY PERISHABLE; TO BE OF PRACTICAL VALUE, OPERATIONALLY, THEY MUST BE PROCESSED (e.g., FORMATTED, MERGED, BLENDED, AND ANALYZED) AND APPLIED IN NEAR REAL TIME. DATA OLDER THAN 8 HOURS ARE OF LITTLE INTEREST EXCEPT FOR CLIMATE STUDIES OR MODEL DEVELOPMENT. AT THE OPPOSITE END OF THE SPECTRUM IS THE GEODESIST, WHOSE DATA ARE NEARLY TIME INVARIANT. THE GEODESIST'S APPROACH TO ANALYSIS IS OFTEN TO FIT AND REFIT DATA BY A BOOTSTRAP APPROACH, FINALLY ACHIEVING A BEST FIT MODEL OF THE OCEAN GEOID. SOME OF THE USERS WILL HAVE SIZEBLE GROUND DATA SYSTEMS AVAILABLE TO ASSIST THEM IN PROCESSING AND ANALYSIS; OTHERS WILL HAVE ONLY INEXPENSIVE TERMINALS WITH LIMITED PROCESSING CAPABILITY. SOME USERS CARE ONLY FOR SPECIFIC OUTPUTS SUCH AS WIND AND WAVE DATA FOR USE IN SHIP ROUTING; OTHERS, SUCH AS UNIVERSITY RESEARCHERS, WANT AS MUCH OF THE DATA AS AVAILABLE FOR APPLICATION TO DEVELOPMENT OF ADVANCED PREDICTION MODELS. THUS SEASAT'S END-TO-END DATA SYSTEM, CONSISTING OF NASA AND USER FACILITIES EQUIPMENT AND COMMUNICATION NETWORKS, MUST BE FLEXIBLE AND DYNAMIC ENOUGH TO MEET THE DEMANDS OF THIS BROAD SPECTRUM OF CURRENTLY IDENTIFIED AND FUTURE USER APPLICATIONS.



SEASAT-A OCEAN DATA DISTRIBUTION PLAN

AS INDICATED, THIS SYSTEM COMPRISES ALL ELEMENTS FROM REMOTE SENSING OF THE OCEAN PHENOMENA THROUGH COLLECTION AND STORAGE. ELEMENTS OF THIS END-TO-END SYSTEM INCLUDE LOCATION AND SENSOR CALIBRATION, ON-BOARD THE SATELLITE OR ON THE GROUND; TRANSMISSION TO THE EARTH FOR STORAGE; CONVERSION TO GEOPHYSICAL MEANING; MERGING OF THE VARIOUS SENSOR DATA; BLENDING WITH SUPPORTING EXTERNAL DATA; DELIVERY TO THE ULTIMATE USERS FOR DATA ANALYSIS, INTERPRETATION, AND UTILIZATION: THIS PROCESS IS SHOWN IN A SIMPLIFIED FORMAT. SOME ELEMENTS OF THE PRESENT DATA SYSTEM DESCRIBED BELOW PROVIDE AN EXAMPLE OF DATA FLOW TO A PARTICULAR USER, THE NAVY'S FLEET NUMERICAL WEATHER CENTRAL.

A. THE SATELLITE DATA SUBSYSTEM COMPRISES THOSE ELEMENTS ON-BOARD THE SPACECRAFT FOR COLLECTION, STORAGE, AND TRANSMISSION TO EARTH OF THE SENSOR DATA AND FOR THE COMMAND, CONTROL, AND TRACKING OF THE SATELLITE. TO FACILITATE ACCESS TO THE DATA AND TO REDUCE COSTS TO SMALL USERS, THE SATELLITE DATA SUBSYSTEM IS DESIGNED TO A BLOCK TELEMETRY FORMAT. THIS FORMAT SEPARATES DATA FROM EACH SENSOR INTO INDIVIDUAL TIME-TAGGED DATA BLOCKS. IN FUTURE SEASAT SYSTEMS IT IS EXPECTED THAT THESE DATA DLOCKS WILL ALSO BE GROUND LOCATED AND COMBINED WITH OTHER EXPERIMENT ON-BOARD ENGINEERING DATA.

B. THE GROUND TRACKING AND DATA ACQUISITION SUBSYSTEM TRACKS THE SATELLITE, TRANSMITS STORED COMMANDS FOR SEQUENCING SATELLITE EVENTS, AND RECEIVES SENSOR AND STATUS DATA FROM THE SATELLITE FOR RETRANSMISSION TO OTHER USING SUBSYSTEMS.

C. THE MISSION OPERATIONS AND CONTROL SUBSYSTEMS RECEIVES THE TRACKING AND GLOBAL SENSOR DATA FROM THE TRACKING STATIONS, MONITORS SATELLITE AND SENSOR HEALTH, REDUCES TRACKING DATA TO PROVIDE THE SATELLITE EPHEMERIS, MERGES SATELLITE ATTITUDE DATA WITH EPHEMERIDES TO FACILITATE SENSOR FOOTPRINTS, AND DELIVERS DATA TO THE SEASAT PROJECT AND OTHER USERS. THIS SUBSYSTEM ALSO GENERATES TIMED COMMANDS FOR TRANSMISSION TO THE SATELLITE.

D. THE PROJECT DATA PROCESSING SUBSYSTEM HAS THE PRIMARY OBJECTIVE OF PROVIDING DATA PROCESSING SUPPORT TO THE PROOF-OF-CONCEPT MISSION FOR SENSOR SYSTEM ENGINEEE RING AND FOR GEOPHYSICAL VALIDATION. IN THIS REGARD, IT WILL SUPPORT USER-DIRECTED EXPERIMENT TEAMS TO QUANTIZE SYSTEM PERFORMANCE CHARACTERISTICS WITH EMPHASIS ON ALGORITHM DEVELOPMENT. IN THIS WAY, WE HOPE TO ENCOURAGE AND PROVIDE TECHNOLOGY TO THE USERS IN ORDER TO PROMOTE DIRECT, INDEPENDENT, DISTRIBUTED, THEME ORIENTED DATA UTILITY BY THE USERS.

E. ONE OF THESE DIRECT, INDEPENDENT, THEME-PECULIAR USER DATA SYSTEMS IS EXEMPLIFIED BY THE NAVY FLEET NUMERICAL WEATHER CENTRAL FNWC) AT MONTEREY, CALIFOR-NIA. GLOBAL SENSOR AND STATUS DATA (ALL BUT THE SYNTHETIC APERATURE RADAR DATA) AS RECEIVED AT FAIRBANKS ALASKA ARE RETRANSMITTED IN NEAR REAL-TIME TO FNWC, WHERE THEY ARE PROCESSED AND REDISTRIBUTED TO THE OPERATIONAL OCEAN-USING COMMUNITY, CIVILIAN AND MILITARY, AS WEATHER MAPS AND ADVISORIES, WITH LESS THAN 8 HOURS TURNAROUND TIME. NASA AND THE DOD ARE CURRENTLY LAYING THE GROUND WORK TO EXPAND THIS REAL-TIME EXPERIMENT IN TWO MAJOR WAYS. 1. PROVIDE ALL SENSOR DATA (EXCLUDING SAR) TO FNWC BY BRINGING IN CAPE KENNEDY AND MADRID DATA COLLECTIONS TO MONTEREY. 2. REDISTRIBUTION OF FNWC REAL-TIME PRODUCTS TO SUPPORT INDUSTRY EVALUATION EXPERIMENTS AS WELL AS OTHER INTERESTED USERS.



Data Flow

THE INITIAL SYNTHETIC APERTURE RADAR (SAR) DATA PROCESSING SUBSYSTEM SUPPORTS THE UNIQUE REQUIREMENTS OF THE IMAGING RADAR EXPERIMENT TEAM. WIDEBAND SAR DATA IS RECORDED DIGITALLY AT SPECIALLY EQUIPPED STATIONS. THE TAPES ARE DELIVERED TO THE SAR DATA-PROCESSING SYSTEM, WHERE SELECTED DATA ARE PROCESSED INTO IMAGES AND PROVIDED, ALONG WITH EPHEMERIS, ATTITUDE, AND STATUS DATA, TO THE SAR EXPERIMENT TEAM AND TO NOAA'S ENVIRONMENTAL DATA SYSTEM WHERE THE DATA CAN BE PURCHASED BY ANY USER.



SAR PROCESSING DATA FLOW

FIGURE ____

- 3. SHODT SIGNAL HIGH DENSITY DIGITAL TAPE 4. SDR SUPPLEMENTARY DATA RECORD. 5. SPS SENIOR SENOR PERFORMANCE SUMMARY 6. SDPS SAR DATA PROCESSING SUBSYSTEM 7. PODR PRECISE ORBIT DETERMINATION RECORD. 8. ICCT IMAGE CCT. 9. EHDT EROS HIGH DENSITY TAPE

10. EROS - EARTH RESOURCES OBSERVATION SYSTEM

NASA HQ ES77 - 2419(1) 4--19--77

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Collog., nº 5, pages 249 à 259

USE OF EARTHNET FOR OCEAN MISSIONS

par

Livio MARELLI*

European Space Agency - 8-10, rue Mario Nikis - 75738 Paris Cedex 15

ABSTRACT

The European Space Agency initiated in early 1977 a new programme, termed Earthnet, whose objective is to promote the use of remote sensing satellite data in Europe. Its task is initially to acquire, archive, preprocess and distribute data from the US missions Landsat-1, 2 and C, HCMM, Seasat-A and Nimbus-G (CZCS and SMMR only). It relies on a network of five stations, i.e. Fucino and Kiruna for Landsat; Oakhanger and Maspalomas for Seasat; Lannion for HCMM and Nimbus-G, and a distribution centre at Frascati.

Earthnet is intended to be the nucleus of the ground segment of a European Remote Sensing Space Programme which is being elaborated by ESA. This programme can be of direct use for ocean applications :

- as a service ensuring availability of data to interested investigators;
 - as a channel by which new investigations can be proposed and relevant data made available after agreement with NASA;
- as a forum where investigators can exchange information and feed new requirements into the team in charge of defining future remote sensing missions.

* Earthnet Manager

1. INTRODUCTION

The purpose of this paper is to present the Earthnet programme with its structure, role and objectives, to identify which aspects of the programme can be of direct interest for oceanographic applications, and to provide some technical and planning information which could be of use to potential customers of Earthnet data and services.

Not all Earthnet activities are of direct interest to oceanographers; however, they will be briefly outlined as background information.

2. EARTHNET PROGRAMME

Since the Council meeting at Ministerial level in February 1977, Earthnet has been an approved ESA programme. Its objectives are the promotion of remote sensing satellite data in Europe as a first step towards the establishment of a European remote sensing space programme of which basis of the Earthnet would be the/ground segment. For the time being, the US remote sensing missions listed in Fig. 1 will be handled within the framework of the programme; however, other European and US missions could be added to the list as they are approved and according to users' interest in them.

2.1 Earthnet elements

Fig. 1 identifies the facilities which constitute the network, together with their salient characteristics and their expected data of entry into service.

Fig. 2 provides an overview of the theoretical coverage zones of the various stations and for the different missions. It should be noted that the first 4 stations are all approved and either operational or in final only integration stage, while the Maspalomas station is agreed upon/in principle,

The Frascati distribution centre is equipped with a computerized catalogue of all remote sensing imagery available to Earthnet installed on the RECON system and accessible via remote terminals throughout Europe. It is worth noting that all ground stations used by Earthnet represent national facilities which have been offered for integration into the network and which have been adapted as required to meet European needs. The Agency has, or will, established with the various national authorities responsible for the above facilities a Memorandum of Understanding (MOU) and yearly renewable contracts which set out the legal, technical and financial framework for the integration of the facility concerned into Earthnet.

2.2 Interfaces with the User Community

Member States have been invited to appoint, should they so desire, a "National Point of Contact" (NPOC) to Earthnet who would be in charge of remote sensing data distribution to the national user community; the already majority has in fact/nominated an NPOC.

For the time being, the Earthnet/NPOC relationship is focused on the distribution of Landsat imagery, but may in future be extended to cover data from experimental missions which are handled in a slightly different way.

The central distribution facility based at Frascati (Italy) is in charge of the distribution of Landsat imagery to users not served by NPOCs and international organisations, plus of experimental data.

2.3 Pricing Policy

In setting up the Earthnet programme, the Agency recognised that acquisition, preprocessing, archiving and distribution of remote sensing data could not be carried out in Europe on a purely commercial basis, at least for an initial period, if adequate promotion of this technology were to be achieved.

Therefore, it was decided that Landsat data products, both digital and photographic, would be subsidised, while data from purely experimental remote sensing missions (i.e. Seasat-A, Nimbus-G or HCMM) would be distributed at no cost to Principal Investigators and at cost of reproduction to others.

2.4 Interface with NASA

The Agency has negotiated a Memorandum of Understanding with NASA for access to data from the Landsat series of satellite; the text is to be signed shortly. Similar negotiaions have taken place with regard to the other missions handled by Earthnet; it is anticipated that formal agreements will be reached in the near future.

The principles agreed upon between ESA and NASA in the above agreements are as follows):

- Open and non-discriminatory distribution of data at fair and reasonable prices to all interested users of Landsat data.
- Distribution of data to Principal Investigators whose test sites are within the coverage areas of an Earthnet station on the same conditions as agreed upon by NASA and in format of equivalent standard as compared to that of NASA.
- Distribution of data at cost of reproduction to other users whose investigations are considered meritorious by the two Agencies for the purpose of allowing them to carry out their proposed investigation.

3. EARTHNET INVOLVEMENT IN REMOTE SENSING MISIONS OF INTEREST TO OCEANOGRAPHIC APPLICATIONS

Leaving aside Landsat MSS and RBV which are of limited use for the above purpose, and having mentioned HCMM and Landsat-C MSS 5th channel which could be of interest for coastal zone heat pollution applications etc., the two missions to which attention should be drawn are Seasat-A and Nimbus-G (particularly the CZCS and SMMR sensors).

3.1 Seasat-A Mission

Seasat-A, to be launched in May 1978, will be handled at Oakhanger (UK) and possibly Maspalomas (Gran Canaria). The Oakhanger (RAE) installation includes an 18 m dish, a reception chain for the low orbit rate data flow at 25 k Bits/sec (H/K, Altimeter, Scatterometer, SMMR and VISIR) and a reception digitalisation and recording chain for the SAR data almost identical to that selected for the NASA Seasat stations. Non SAR sensor data will be acquired and recorded as from launch (17 May 1978) and relevant data will be made available to Seasat investigators (initially the SURGE experiment team) shortly thereafter.

The SAR data reception and recording is subject to availability of US equipment, all of which is ordered but the delivery data is expected i.e. only to be late for Seasat launch in July/August 1978. ESA and NASA are cooperating closely to improve this situation to the greatest possible extent. For the time being, the Agency cannot commit itself to a specific in deadline for which the SAR reception chain will be operation .

From the operational standpoint, Oakhanger is scheduled to acquire all non SAR data recoverable within its coverage area and archive them; investigators will be able to obtain the information they require from this data.

The acquisition of SAR data, subject to availability of relevant equipment, will be scheduled by NASA/JPL at the indication of the SAR experiment team, on the basis of the data requirement of the approved or planned investigations within the station coverage zone. Taking into account the Seasat on-board power budget limitations, it can be anticipated that about 10 mins of SAR data per day will be acquired at Oakhanger.

A particular aspect related to SAR data is the need to process the raw radar returns as transmitted by the satellite in a SAR processor and obtain a corrected image.

The Earthnet plan is to procure a digital SAR processor capable of generating fully corrected images at 25 x 25 m resolution with 4 looks, etc. An industrial procurement action is at present underway and the order is expected to be placed in the near future. It is realistic, however, to anticipate that a full-scale Seasat SAR processor is unlikely to be available to Earthnet before mid-1979 for both technical and financial reasons. In the meantime, the Agency will archive the SAR raw data and arrange for a small percentage of it to be processed either through cooperative ventures with European national agencies or in the USA.

3.2 Nimbus-G Mission

Nimbus-G, scheduled for launch at end August 1978, will be handled at Lannion (France) and possibly Maspalomas (Gran Canaria). The Lannion station (Météorologie Nationale) includes an 8 m dish coupled with two reception chains capable of accepting data respectively for the Nimbus-G transponder and wide-band transmitter. Nominal operations involve acquisition of real time CZCS data via the transponder. Occasional acquisition of SMMR data is also anticipated but without commitment from NASA. This arrangement has been dictated by the Nimbus-G on-board power budget limitations.

The raw CZCS data will be archived and used to generate with fast turnaround a full resolution quick-look on film which will be circulated to investigators and used as visual catalogue for aiding image selection.

Lannion will also generate digital and photographic CZCS data in the well known NASA standard format upon retrospective request from the users.

The Earthnet product standard will be designed to be as compatible as possible to those of NASA; in effect, it is planned to install at Lannion whenever possible the software developed for the CZCS at Goddard SFC. The need for compatibility may slightly delay the availability of standard products since the algorithms to derive parameters as chlorophyl or sediment are not yet fully developed and will certainly require adaptation after launch based on sea truth measurement comparisons.

From an operational standpoint, Lannion plans to acquire all CZCS day passes within its coverage zone since they almost all fall within the agreed CZCS test areas (see Fig. 3). After a validation period expected to last 6 months, available data will be open to distribution to meritorious investigators who would request them for scientific or operational use.

A low volume of non CZCS data, i.e. SMMR, LIMS, etc. will be acquired at Lannion in compatibility with NASA's operational constraints. Earthnet is not expected to have responsibility to serve Nimbus-G SMMR European PIs.

A limited volume of SMMR data will be processed in order to enable comparison with the equivalent data from Seasat-A.

4. CONCLUSIONS

Following the details of the Earthnet implementation plans, it is perhaps useful to conclude this paper by recalling the role which Earthnet intends to paly in this complex field.

- Earthnet is first of all a service for the remote sensing user community in the field of remote sensing data acquisition, preprocessing, archiving and distribution. It intends to ensure longterm continuity in data availability, fast delivery of products at low or no cost. In the Agency's opinion, these are fundamental prerequisites for the creation of a strong and stable remote sensing user community.
- Secondly, with regard to experimental missions, Earthnet represents a <u>channel</u> through which investigators may have access to remote sensing data which otherwise would have to be obtained from the USA, or may not even be available. This is the case for the SAR on Seasat-A and the CZCS on Nimbus-G.
- Finally, Earthnet aims at becoming a forum for all the European remote sensing data users where information and experience may be exchanged and new inputs be elaborated which could be of benefit to an original and advanced European remote sensing satellite programme.

FIG. 1 EARTHNET SUMMARY

STATION	SATELLITE	LAUNCH DATE	SENSORS	CURRENT STATUS
FUCINO (ITALY)	landsat 1 landsat 2 landsat C	23.07.72 22.01.75 05.03.78	 MSS (4 band) MSS (4 band) MSS (5 band) RBV 	 1st station integrated into earthnet receives and preprocesses landsat 1/2 mss data will be updated during 1978 to handle landsat c mss and rbv data
KIRUNA (SWEDEN)	landsat 1 landsat 2	23.07.72 22.01.75	– MSS (4 band) – MSS (4 band)	. 2ND STATION INTEGRATED INTO EARTHNET . DURING INITIAL PERIOD OF OPERATION (THROUGH 1978) WILL MAKE USE OF FUCINO DATA PRE-PROCESSING FACILITIES
LANNION (FRANCE)	HCMM NIMBUS-G	april 1978 august 1978	- HCMR - CZCS (SMMR: LIMITED ACCESS)	• NEGOTIATIONS UNDER WAY ON THE USE OF THE STATION, WITH THE INTENTION OF HAVING IT READY TO ACQUIRE AND RECORD THE RELEVANT DATA FROM BOTH SPACECRAFT FROM TIME(S) OF LAUNCH
OAKHANGER (UK)	SEASAT-A	MAY 1978	- SAR SMMR ALTIMETER SCATTEROMETER VISIBLE & IR RADIOMETER	 PREPROCESSING WILL BE CARRIED OUT AT FARNBOROUGH FACILITIES (UK) NON-SAR DATA AVAILABLE FROM LAUNCH AVAILABILITY OF SAR DATA RELATED TO ACQUISITION OF US EQUIPMENT AND AVAILABILITY OF SAR PROCESSOR
MASPALOMAS (GRAN CANARIA)	NIMBUS-G SEASAT-A	august 1978 may 1978	- AS ABOVE - AS ABOVE	DECISION TO INTEGRATE THIS STATION HAS BEEN TAKEN IN PRINCIPLE RELEVANT TECHNICAL SPECIFICATIONS AND PROGRAMME PROPOSAL IN PREPARATION

In conclusion, the author is grateful to the organisers of this workshop for having given him the opportunity to present to a wide and knowledgeable audience the characteristics and perspectives of the Earthnet programme.





Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'Observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloqu., n° 5, pages 261 à 272

THE RADAR SCATTEROMETER ON SEASAT AND ITS POSSIBLE USE FOR MEASURING OCEAN SURFACE WINDS

par

W. ALPERS

Universität Hamburg – Institut für Geophysik Bundestrasse 55 – 2 Hamburg 13

ABSTRACT

The design characteristics of the SEASAT-A satellite scatterometer (SASS) are presented. The objective of the microwave scatterometer experiment is to measure wind speed and direction on the surface of the ocean over 1000 km swath width with a resolution cell size of 50 km x 50 km.

Results from airborne experiments showing the dependence of the radar cross section on wind speed and direction are presented.

Some comments are made concerning the accuracy of wind vector measurements by SASS. It is pointed out that the radar cross section also depends on the long waves and on natural surface films often encountered in the ocean.
1. Introduction

The SEASAT-A Satellite Scatterometer (SASS) is designed to measure surface wind speed and direction over the world's ocean. This is achieved by measuring the backscattered microwave power or the normalized radar cross section (NRCS) \mathfrak{F}_0 at different azimuth angles.

The backscattering of microwaves is primarily caused by short ripples on the water surface, which are highly correlated with the local wind. Thus, the radar cross section depends on surface wind, a fact which has been verified in many airborne scatterometer experiments. It is this wind dependence of \mathfrak{T}_0 which provides the basis for applying a microwave scatterometer as a wind measuring device (anemometer).

However, there are some doubts whether \mathfrak{S}_o is a unique function of wind speed and direction. E.g. the spectral energy density of the short ripple waves should also be a function of the long wave field and of the physico-chemical properties of the uppermost layer of the ocean. Furthermore, short surface waves which scatter the incident microwaves could also be generated by breaking waves.

But despite all these difficulties there is a good chance that estimates of ocean surface winds can be obtained by spaceborne microwave scatterometers, which are very valuable to meteorologists. Such wind data would serve as inputs for wave and weather forecast models.

The advantage of a spaceborne anemometer like SASS is that it can provide information about surface winds over large ocean areas almost synoptically.

SASS will be the second microwave scatterometer flown in space. The first was the S-193 RADSCAT on SKYLAB, which was a combined 13.9 G radiometer/scatterometer. SKYLAB was a manned spacecraft launched in May of 1973 and occupied by three different crews. The results of this S-193 RADSCAT experiment still seem to be controversial (Moore et al., 1974; Young and Moore, 1977).

2. Measurements with airborne microwave scatterometers

Extensive aircraft measurements with microwave scatterometers with the aim of measuring G_0 of the ocean as function of polarisation, incidence angle, azimuth angle and wind speed have been carried out in the United States. The Naval Research Laboratory (NRL) conducted an aircraft measurement program during the 1960's with pulse radars operating at 0.4, 1.2, 4.5 and 8.9 GHz (see Guinard and Daley, 1970; Daley, 1973). Later in the 1970's a combined radiometer-scatterometer (RADSCAT) operating at 13.9 GHz was developed under the NASA Langely Research Center's Advanced Applications Flight Experiments (AAFE) program. A large number of measurements were made with the AAFE FADSCAT, which is an airplane version of the SKYLAB RADSCAT, to evaluate the viability of radar remote sensing of ocean surface wind vectors.

Fig. 1 shows the wind speed dependence of \mathfrak{S}_0 (horizontal polarisation) for constant incidence angles and wind direction measured with this instrument (from Jones et al., 1977). Note that these data are plotted in a log-log form. The data comform to a power law:

$$\sigma_0 = A \cdot U,$$

where U is the wind speed, A is constant and γ the wind speed power coefficient.

The dependence of the scattering cross section from azimuth angle was obtained by making circle flights with the aircraft. In this way the antenna is conically scanned over the ocean's surface at an incidence angle equal to the roll angle of the aircraft. Results from these AAFE RADSCAT circle flight measurements are shown in Fig. 2. It can be seen from these curves that 6 has a very pronounced dependence on azimuth angle. The curves have maxima at upwind and downwind directions and minima in the crosswind directions. Note that the maxima in upwind and downwind directions are not equal. This implies that the short ocean ripples which cause the backscattering of microwaves are asymmetrically distributed with respect to the long wave field (see e.g. Alpers and Jones, 1978). This directional dependence of the radar cross section permits wind

directions to be inferred from scatterometer data.

3. Description of the SEASAT scatterometer

The SEASAT scatterometer operates at a frequency of 14.6 GHz. It has four dual polarized antennas which produce an X-shaped illumination pattern on the surface (see Figure 3). The peak of each antenna beam is centered at 47[°] incidence angle. By Doppler filtering and range gating it is possible to divide the ocean surface patches illuminated by the antennas into different cells. Twelve Doppler cells in the range between 25 and 65 degrees incidence angle allow the measurement of normalized radar cross section at twelve different incidence angles.

In general, only scatterometer data from the angular range between 25° and 55° are used for inferring wind vectors. For angles between 55° and 65° the return signal is very weak due to increased range and smaller σ_{o} . However, these data can be used for measuring wind speeds larger than 10 m s⁻¹. The swath width corresponding to the angular range $25^{\circ} - 55^{\circ}$ is approximately 500 km at each side (from 200 to 700 km).

Furthermore, measurements of the NRCS are also carried out at three angles near nadir: at 0.4 and 8 degrees incidence angle. But data from these measurements are not used for the determination of wind vectors, since the wind dependence of \mathfrak{S}_o for low incidence angles is not very pronounced.

The signal is switched sequentially through four antenna polarization combinations taking 1.89 s for each polarization.

Inferring ocean wind direction from microwave scatterometer data requires radar measurements at different azimuth angles. The forward and aft looking antennas of SASS provide such measurements. They are separated in azimuth by 90° . The design of the scatterometer is such that the forward and aft beams cross at the same geographic site. Each resolution cell is about 50 km x 50 km and has two footprints in it, giving \int_{0}° at azimuth angles 90° apart.

4. Data evaluation

The algorithm for converting SASS normalized radar cross section measurements to surface wind vectors requires a comprehensive set of radar/anemometer data. Such data sets were obtained during a large number of aircraft experiments.

Scattering models on which the algorithm can be based can only be semi-emperical. Various algorithms for inferring wind vector from \mathfrak{S}_{0} measurements are being developed in the United States. We mention here the one by Jones et al. (1978), which is a ten-parameter model based on two-scale scattering theory. The ten parameters are selected to minimize the mean-square deviations with the measurements. The aircraft cross section data used by Jones

et al. • were obtained in the Gulf of Mexico (1973) and in the North Sea (JONSWAP 1975).

The SASS algorithm often yields multiple wind vector solutions. This is due to the fact that the dependence of \mathfrak{S}_o on azimuth is nearly sinusoidal, and therefore a 180 degrees ambiguity evolves. In this case one has to use other information, e.g. inferred from conventional meteorological data and/or satellite obtained cloud pictures.

5. The effect of surface films on radar cross section

The cross section data obtained during aircraft measurements often show great scatter. For example, Jones et al. (1978) have found that the \mathcal{G}_{o} measurements obtained during the Gulf of Mexico flights are about 3.6 dB higher than the JONSWAP measurements for horizontal polarization, incidence angle of 30°, and light winds. Such scatter poses severe limits to all techniques for inferring ocean surface winds from radar cross section measurements. Jones et al.

(1978) propose as one possible explanation for this disagreement the presence of natural surface films in the North Sea.

In order to study the effect of natural surface slicks on the radar cross section we have performed a controlled slick experiment during JONSWAP 75 in the North Sea (Hühnerfuß, Alpers and Jones, 1978). An artificial monomolecular surface film of oleyl alcohol of about 1.5 $\rm km^2$ in area was produced in the North Sea area 27 km of the island of Sylt.

Under the influence of the surface active material the surface tension decreased from the normal value of about 75 dyn/cm to about 43 dyn/cm. NRCS measurements were made with the AAFE RADSCAT carried by the National Aeronautics and the Space Administration (NASA) C-130 aircraft. Aircraft lines were flown in various directions over the slick and the surrounding areas, so that good comparable data of the slick covered and clean surface were available.

Fig. 4 shows the vertical NRCS as a function of flight distance for flight line number 2-4 and 3-2. The maximum measured difference between a slick-covered and a non-slick-covered area was 7.3 \pm 3.5 dB (mean value).

Natural surface films of biological origin often give rise to a reduction of surface tension which can be as high as encountered in this artificial surface film experiment. Therefore we expect that natural surface films also can reduce the NRCS by the same amount qs measured here (7.3 + 3.5 dB).

Such changes in $\mathbf{5}_{o}$ which are not caused by the wind thus introduce errors in the algorithm for inferring wind speed.

6. Conclusions

The Seasat-A satellite scatterometer seems to offer the possibility to measure ocean surface winds from space almost synoptically. However, it remains doubful whether the requirements of the SEASAT User Working Group for the performance of SASS can be met <u>in general</u>. These requirements are: wind speed measurements in the range from 4 to 25 ms⁻¹ with an accuracy of $\pm 2 \text{ ms}^{-1}$ or 10% (whichever is greater) and wind direction measurements from 0° to 360° with an accuracy of $\pm 20^{\circ}$. The scatter found in aircraft scatterometer data seem to confirm this sceptical point of view.

REFERENCES

- Alpers, W. and W.L. Jones: The modulation of the radar backscattering cross section by long ocean waves. Paper no. D-18. 12th International Conference on Remote Sensing of Environment Manila, Phillipines, 20 - 26 April 1978
- Daley, J.C.: An empirical sea clutter model. NRL Memo. Rep. 2668, U.S. Navy, Oct. 1973
- Grantham, W.L., E.M. Bracalente, W.L. Jones and J.W. Johnson: The Seasat-A Satellite Scatterometer. IEEE Journal of Oceanic Engineering, Vol. OE-2, 200-206, 1977
- Guinard, N.W. and J.C. Daley: An experimental study of sea clutter model. Proc. IEEE, Vol. 58, No. 4, 543-550, 1970
- Hühnerfuß, H., W. Alpers and W.L. Jones: Measurement at 13.9 GHz of the radar backscattering cross section of the North Sea covered with an artificial surface film. Radio Science, 1978 (in press)
- Jones, W.L., L.C. Schroeder and J.L. Mitchell: Aircraft measurements of the microwave scattering signature of the ocean. IEEE Trans. Antennas Propagat. (USA) Vol. AP-25, 52-61, 1977
- Jones, W.L., F.J. Wentz and L.C. Schroeder: Algorithm for inferring wind stress from SEASAT-A. NASA Langley Research Center, preprint, 1978
- Moore, R.K., J.P. Claasen, J.D. Young, W.J. Pieron and V.J. Cardone: Preliminary analysis of Skylab Radscat results over the ocean. Proc. URSI Specialist Meeting on Microwave Scattering and Emission from the Earth, Berne, Switzerland, 23 - 26 Sept. 1974, 47-54, 1974
- Young, D.J. and R.K. Moore: Active microwave measurement from space of sea surface winds. IEEE Journal of Oceanic Engineering (USA), Vol. OE-2, 309-315, 1977

FIGURE CAPTIONS

- Fig. 1: The dependence of the 13.9 GHz radar cross section (HH polarization) on wind speed (from Jones et al., 1977)
- Fig. 2: The dependence of the 13.9 GHz radar cross section (VV polarization) on azimuth angle. (Data from JONSWAP '75).
- Fig. 3: Geometry of the SEASAT-A scatterometer (from Jones et al., 1977).
- Fig. 4: \mathfrak{G}_{o} (VV polarization) as a function of flight distance (flight numbers 2-4 and 3-2) measured during the artificial surface film experiment in JONSWAP '75. The dip in the curves correspond to the slick area (from Hühnerfuss et al., 1978).







FIGURE 2







Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publi. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 273 à 282

SEASAT-A SAR : DATA FLOW AND APPLICATION EXPERIMENTS

par

P. G. TELEKI*

United States Department of the Interior Geological Survey - RESTON - Virginia 22092 - U.S.A.

The SEASAT-A synthetic aperture radar (SAR) is an L-band instrument operating at the central frequency of 1274.8 GHz, equivalent to 23.6 cm wave length (Figure 1). The SAR antenna views a 100 km wide swath to the right of the spacecraft, the near edge of which is displaced 230 km for the subsatellite track. The spacecraft velocity of 7.5 km/second is equivalent to 6.6 km on the ground (Figure 2). Image resolution is 25 m, processed at 4 looks.

The power budget of SEASAT-A allows an average of 60 minutes of SAR data telemetry each day. Since a central pass over a station is approximately 10 minutes in duration, this is equivalent to six or more stations being activated daily. The small number of stations equipped to receive SAR signals and the cost of tape recording the data transmitted at the rate of 140 mbits/sec will further limit the amount of data obtainable annually to 15,000 minutes (Figure 3). The procedures for allocating the 15,000 minutes of data among U.S., Canadian and European users is under discussion. Of these digitized signal data, 2600 minutes will be processes into image products by the Jet Propulsion Laboratory, using an optical processor (Figure 4). Additional amounts of data will be processed by the Canadian Centre for Remote Sensing (CCRS) using a digital correlator, beginning some months after launch of the satellite.

* Chairman, SEASAT-A SAR Experiment Team

One Canadian and three U.S. stations are being readied for SAR data acquisition, the masks of which are shown in Figure 5. Adopting the STDN nomenclature, the U.S. stations are ULA (Fairbanks, Alaska), GDS (Goldstone, California) and MIL2 (Merrit Island, Florida). The Canadian station is coded SCO (Shoe Cove, Newfoundland). ESA is also considering activating a station for European users at Oakhanger, England, and negotiations with NASA on this matter are continuing.

Availability of processed SAR data during the first year of the mission will vary according to preset priorities. The first priority goes to validation experiments designed to evaluate the sensor's performance. These validation experiments will be conducted by the SAR Experiment Team consistent with similar exercises by other sensor teams. Following validation, the data will be released for public distribution to the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) which will distribute the information to other users on a cost-reimbursable basis.

SAR experiments are both ocean and land oriented. The classification agreed upon separates experiments into oceanographic, glaciological and terrestrial (geologic, hydrologic, and agricultural) categories. By virtue of station locations, most open ocean experiments are limited to continental shelf areas of North America and western Europe. A recent summary shows (Figure 6) that 42 validation experiments, 123 application experiments and 7 industrial users' experiments have been proposed. While validation is strictly the function of the SAR Experiment Team, application experiments encompass U.S., Canadian and European requests received before December 5, 1977.

Application experiments are about evenly divided between Canada and the U.S. There is a heavy emphasis on terrestrial applications both in the U.S. & in Canada (Figure 7). The discrepancy in the total number of experiments between the last two figures results from the fact that many validation and application experiments overlap (conducted by the same investigators). The total numbers will again increase, when additional proposals will be selected from the Announcement of Opportunities (AO) program administrated jointly by NASA and NOAA. This program excludes terrestrial experiments, leaving such to the resources of various U.S. agencies. By contrast, in Canada, a large percentage of terrestrial experiments will be funded through the SURSAT Project.

Geographical distribution of both application and validation experiments is shown in Figure 8. The total numbers are yet misleading, as several experiments contain more than one test site. The station loads for North American stations seems, at this time, to be quite uniform (Figure 9). Actual station loads and turn-on sequences now being refined in an exercise known as mission time line planning. Because of the limitations on SAR data acquisition, the SAR Experiment Team will be the focus for all SAR data requests and will designate SAR turn-on sequences for implementation of mission operations. Pre-planning for activating a station to acquire a SAR pass, will be carried out in three modes: pre-planning for routine operations 90 days in advance, intensive data acquisition in support of ongoing experiments modifiable 24 hours prior to the pass, and target-ofopportunity data acquisition with 2-6 hour notification to ensure that SAR imagery are obtained for waves in storms, extent of floods and perhaps earthquake damage.

Surface-truth programs, in support of SAR, are still being formulated. At least two open ocean ground-truth sites will support validation of all SEASAT-A sensors. These surface truth gathering exercises will take place in the Gulf of Alaska (July 1978) and in JASIN. The latter site's value to SAR is dependent on the ability of the Oakhanger station. Both sites will be instrumented with ship and buoy instrumentation. For coastal experiments, at least 2 sites will be instrumented to study wave mechanics and wave transformation in relation to coastal processes. Ice experiments range from sea ice movement in the Beaufort, Labrador and Baltic Seas and fresh water ice in the Great Lakes, to studies of glacier in Western Canada and Alaska. Another important element is the detection of icebergs as part of the International Ice Patrol. The greatest topical variety, however, is found in the proposed terrestrial experiments. Among the interesting proposals are those dealing with soil moisture measurement, penetration of certain types of vegetation, mineral resource exploration based on structural geology and differentiation of surficial materials as function of roughnessinduced backscatter changes.

The experiment plan for the SAR is undergoing revision, together with the incorporation of the SAR validation activities. Publication of the plan is expected to occur in March 1978.

SEASAT-A SAR CHARACTERISTICS

FREQUENCY
WAVELENGTH
TRANSMIT POWER
• TYPE
LOOK ANGLE
RANGE RESOLUTION
 AZIMUTH RESOLUTION
NO. OF LOOKS
 SWATH WIDTH
SWATH LENGTH PER PASS
POLARIZATION
RANGE OF MEASURABLE
SURFACE REFLECTIVITIES
 INSTANTANEOUS DYNAMIC RANGE
IMAGE GREY SCALE CALIBRATION
GAIN CONTROL
SENSITIVITY TIME CONTROL
 DATA TELEMETRY
 DATA RECORDING
PIXEL LOCALIZATION
ANIENNA SIZE

SENSOR WEIGHT

1275 MHz 23.6 cm 800 W PEAK SYNTHETIC ANTENNA, CHIRPED TRANSMITTER 20 deg FROM NADIR TO RIGHT OF ORBIT PLANE 25 m 7m, 1 LOOK OR 25m, 4 LOOKS 1.0 TO 4.0 100 km (3.5 db PIXEL SNR, 1 LOOK, $\sigma_0 = -13$ db) 250 TO 4600 km HH LINEAR -25 TO +5 db PER m²

16 db EXTENDED TARGET, 60 db POINT TARGET 3 db ABSOLUTE, 0.5 db RELATIVE AUTOMATIC AND COMMANDABLE **COMMANDABLE** ANALOG, 19 MHz BANDWIDTH DIGITAL, 110 MBps OCEAN: 50m ABSOLUTE, 10m RELATIVE LAND: 20m ABSOLUTE, 10m RELATIVE 2.3 m RANGE 10.75 m AZIMUTH 110 kg (EXCLUDES ANTENNA AND TELEMETRY)

F.T.B. 22 JUNE 76 FIGURE 1



SEASAT-A

SAR EXPERIMENT TEAM

SAR DATA INFORMATION

QUANTITY (EACH YEAR OF OPERATIONS)

- * No. of station opportunities: ≈6000
- * No. of recorded passes: 1500+
- * No. of processed passes: 260

AVAILABILITY

- DATA PROCESSED BY JPL:
 - * TO SAR EXPERIMENT TEAM: 10-40 DAYS AFTER ACQUISITION
 - * To investigators funded through AO: TBD

* IN GENERAL: AT CONCLUSION OF VALIDATION PERIOD (6-9 MONTHS)

- DATA PROCESSED BY CANADA: TBD

- DATA PROCESSED BY EUROPEANS: TBD

DEFINITIONS

Pass = average 10 min. of data

= 250-4700 км

SWATH = 4×25 km (100 km composite)

DATA PRODUCTS

FILM: 9 INCH B&W POSITIVE TRANSPARENCY, UNPERFORATED, ROLL, 1:500,000 scale, identifiers (pass no., orbit no., date, AGC, PRF, grey scale, signal dyn. range, station code), start-end marks, GMT, range reference, lat-long.

DIGITAL: 10% OF PROCESSED IMAGE DATA, 9-TRACK, 1600 BPI CCT'S

PGT/ROR: 12/77

FIGURE 3



LONGITUDE

SEASAT-A SAR Experiment Team SAR EXPERIMENTS EXPERIMENT CATEGORIES

	VALIDATION	APPLICATION	ASVT
OCEANOGRAPHIC			
OPEN OCEAN & SHELF	6	19	2
COASTAL REGIONS	5	9	
GLACIOLOGICAL		-	
SEA ICE & ICEBERGS	2	16	4
LAKE & RIVER ICE	1	2	1
GLACIERS & ICE SHEETS	1	3	
TERRESTRIAL			
HYDROLOGY	4	18	
GEOLOGY	6	27	
AGRICULTURE	10	16	
OTHER	7	15	
TOTAL	42	123	7

PGT/ROR:12/77

FIGURE 6

SEASAT-A SAR Experiment Team SAR EXPERIMENTS INTERNATIONAL DISTRIBUTION

	UNITED STATES	CANADA	EUROPE
OCEANOGRAPHIC			
OPEN OCEAN & SHELF	15	11	5
COASTAL REGIONS	8	3	2
GLACIOLOGICAL			
SEA ICE & ICEBERGS	11	13	2
LAKE & RIVER ICE	3	1	
GLACIER & ICE SHEETS	4	3	
TERRESTRIAL			
HYDROLOGY	15	7	
GEOLOGY	17	13	2
AGRICULTURE	9	16	
OTHERS	9	11	
TOTAL	91	78	11



SEASAT-A SAR Experiment Team SAR EXPERIMENT RECEIVING STATION DISTRIBUTION

	ULA FAIRBANKS	GDS GOLDSTONE	MIL 2 CANAVERAL	SCO ST. JOHNS	"OHR" FARNBOROUGH	TOTAL
OCEANOGRAPHIC						
OPEN OCEAN & SHELF	6	7	9	9	4	35
COASTAL REGIONS	5	7	4	1	2	19
TOTAL						54
GLACIOLOGICAL						
SEA ICE & ICEBERGS	16			14	2	32
LAKE & RIVER ICE	1		3	1		5
GLACIERS & ICE SHEETS	2			1		3
TOTAL						40
TERRESTRIAL						
HYDROLOGY	2	3	11	4		25
GEOLOGY	-4	16	9	4		33
AGRICULTURE		13	5	7		25
TOTAL						83
OTHERS	2	4	5	3		19
TOTAL	38	55	46	49	8	196
					FIGURE)

PGT/ROR:12/77

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 283 à 285

PROPOSITION D'ETUDE FAITE PAR L'I.F.P. POUR LA PARTICIPATION AU PROGRAMME SEASAT

par

A. FONTANEL

Institut Français du Pétrole - B.P. 311 - 92506 Rueil-Malmaison

RESUME

La proposition I.F.P. fait partie du programme SURGE de l'EARSel. La connaissance de l'état de la mer et des conditions météorologiques est essentielle pour les travaux offshore. L'objectif de la proposition est d'étudier l'application de SEASAT pour l'estimation de la hauteur des vagues et de leur spectre, de la direction et de la vitesse du vent. Le programme consistera en la collection et l'interprétation de mesures obtenues en mer sur des plateformes pétrolières situées depuis 60° N jusqu'à 53°32 de latitude Nord. Les compagnies pétrolières françaises participeront à ce programme. Des vols de radar latéral seront effectués en liaison avec les passages du satellite et une station de radar décamétrique sera probablement installée sur la côte allemande (Projet MARSEN). Les enregistrements de SEASAT seront évalués par comparaison avec les mesures décrites ci-dessus.

ABSTRACT

The IFP proposal is a part of the SURGE Program (EARSel). Information about sea state and meteorological conditions is essential for offshore operations. The objective of the proposal is to study the application of Seasat to the estimation of wave height and wave spectrum, wind direction and force. The program will consist in the collection and interpretation of sea truth measurements on oil platforms located in the North Sea from 60° North up to 53°32 North. French oil companies will participate in this program.SLAR aircraft underflights will be scheduled in connection with Seasat and a HF radar will probably be located on the German Coast (MARSEN Project). Seasat measurements will be evaluated and compared with the above-mentioned data.

MOTS-CLES: SEASAT, état de la mer, radar latéral, radar décamétrique KEYWORDS : SEASAT, sea state, side looking radar, HF radar.

INTRODUCTION

L'I.F.P. a proposé à la NASA de participer au programme du satellite expérimental SEASAT dès 1976, avec l'aide des compagnies pétrolières françaises CFP-Total et Société Nationale Elf-Aquitaine (Production). Cette proposition a par la suite été intégrée au programme SURGE de EARSEL en juillet 1977.

La connaissance de l'état de la mer et des conditions météorologiques revêt une grande importance pour les travaux en mer, qu'ils concernent le forage ou la production. En effet, les pétroliers s'efforcent de définir le type des structures qui devront être utilisées en un lieu donné en fonction des conditions que l'on peut s'attendre à y trouver. Il est pour cela nécessaire de mesurer pendant de longues périodes les différents paramètres météorologiques et d'état de la mer, de manière à aborder ces études sous un aspect statistique.

De plus, les prévisions météorologiques ont besoin d'être affinées de manière à mieux programmer la mise en oeuvre des moyens à la mer et il est pour ce faire essentiel de disposer, sur de vastes étendues, de données météorologiques précises.

Ces différentes mesures sont à l'heure actuelle obtenues soit grâce à des réseaux de bouées soit grâce à des navires océanographiques ; leur mise en oeuvre pose certains problèmes dus en particulier au mauvais temps. De plus, les mesures obtenues grâce aux bouées et aux bateaux sont la plupart du temps ponctuelles.

On saisit donc tout l'intérêt que pourrait présenter un système opérationnel de mesure et de collecte de données océanographiques par satellite en raison d'une part de la couverture globale des océans qu'il rendrait possible, d'autre part de la répétitivité automatique des mesures.

OBJECTIF

L'objectif de la proposition est d'étudier l'application de SEASAT à la mesure de la hauteur des vagues et de leur spectre directionnel ainsi qu'à celle de la vitesse et de la direction du vent.

LOCALISATION DE L'ETUDE

La Mer du Nord a été choisie comme lieu d'expérimentation en raison des nombreuses mesures qui sont obtenues sur les plateformes pétrolières, plateformes souvent situées loin des côtes. Ces mesures serviront à interpréter les enregistrements de SEASAT.

PROGRAMME

1. Collecte de données de "vérité-mer"

Grâce à la coopération des sociétés pétrolières françaises, des mesures pourront en principe être obtenues aux points suivants :

 Frigg
 : 59°56 N - 02°07 E

 Plateforme MCP 01 : 59°00 N - 0°00 E

 Petroland L7
 : 53°32 N - 04°12 E

Ces points de collecte sont intéressants car ils sont en général situés loin des côtes.

Paramètres mesurés sur les plateformes pétrolières

- niveau moyen de la surface à + 0,5 m.
- courant de surface : vitesse (de 0 à 5 m/s) et direction.
- courant de fond.
- vent : vitesse de O à 60 m/s ; direction à <u>+</u> 5° (10 m au-dessus de la surface de la mer).
- température de l'air de 30°C à + 50°C.
- température de l'eau de 5°C à 30°C.

2. Vols de radar latéral aéroporté

Des survols de certaines zones seront réalisées avec un radar latéral aéroporté. Les images de radar seront utilisées pour étudier le spectre directionnel des vagues et seront interprétées en liaison avec celles du radar latéral de SEASAT.

3. Radar décamétrique

Une station radar fonctionnant dans la bande de fréquences allant de 4 à 16 MHz sera réalisée dans le courant de 1978 avec l'aide du LSEET* par une association regroupant les sociétés et organismes C.F.P.-CNEXO-S.N.E.A.(P)-I.F.P.**. Cette station pourrait être installée en Mer du Nord dans le courant de 1979.

Ce radar permettra d'obtenir des enregistrements caractéristiques de la hauteur des vagues, de leur direction de propagation et des courants de surface jusqu'à des distances de l'ordre de 150 km par tranches de 15 km. La mise en oeuvre de cette station radar HF pourrait se faire dans le cadre du projet MARSEN (Marine Remote Sensing Experiment in the North Sea) dont le programme préliminaire a été élaboré en décembre 1977 au Max Plank Institut de Hambourg. Dans ce cas, les données radar seront corrélées avec les enregistrements de SEASAT et ceux obtenus sur une tour expérimentale (NORDSEE) située au large des côtes allemandes.

Données de SEASAT qui seront utilisées :

- altimètre : pour hauteur des vagues
- scatteromètre et radiomètre : pour estimation du vent et des vagues
- radar latéral : pour étude du spectre directionnel des vagues.

Laboratoire de Sondage Electromagnétique de l'Environnement Terrestre.

** Compagnie Française des Pétroles, Centre National pour l'Exploitation des Océans, Société Nationale Elf-Aquitaine (Production), Institut Français du Pétrole. Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 287 à 293

EVALUATION ET UTILISATION DES DONNEES D'ETAT DE MER DE SEASAT-A

Proposition du CNEXO dans le cadre de SURGE

par

A. CAVANIE

Centre Océanologique de Bretagne -BP 337- 29273 BREST Cédex

RESUME

Les trois capteurs actifs de SEASAT-A, l'altimètre radar, le scatteromètre (SASS) et le radar à antenne synthétique (SAR) permettent d'acquérir des informations de natures différentes sur la rugosité de la surface de l'océan, rugosité que les océanographes sont habitués à mesurer par d'autres techniques et qu'ils appellent état de la mer.

L'énorme attrait de SEASAT-A et des satellites qui lui succèderont sera d'offrir une couverture globale permettant pour la première fois des études de climatologie d'état de mer sur des régions peu fréquentées ou difficilement accessibles, tel que l'Océan Antarctique. Mais avant d'entreprendre ces travaux, un effort d'évaluation et d'étalonnage doit être fait pour utiliser au mieux les données satellite. Pour apporter sa contribution à cet effort international, le CNEXO a proposé et préparé, dans le cadre du SURGE, une étude de vérité mer dans l'Atlantique Nord. Il s'agit de réaliser et de mettre à l'eau huit bouées dérivantes munies d'accéléromètres, fournissant après un traitement du signal à bord, le spectre non directionnel d'énergie des vagues ; trente composantes du spectre ainsi que la pression atmosphérique et des paramètres technologiques seront transmis à terre par le système ARGOS.

La durée de vie de ces bouées, leur répartition géographique et la nature des données transmises permettent d'envisager des travaux scientifiques portant sur la propagation des houles et la distribution géographique des états de mer au sein des tempêtes, ainsi que des études de climatologie plus générales sur l'Atlantique Nord ; dans ces recherches, l'apport des satellites océanographiques couvrant l'ensemble des zones océaniques, important dans l'immédiat, doit devenir prépondérant dans la prochaine décennie.

ABSTRACT

The three active sensors of SEASAT-A, the radar altimeter, the scatterometer and the synthetic aperture radar all furnish informations of different nature concerning roughness of the ocean surface, roughness which oceanographers are accustomed to measure by other techniques, and call sea state. The enormous advantage of SEASAT-A and future satellites which will repace it will be to offer a global coverage permitting for the first time sea state climatology studies in for out regions such as the Antarctic Ocean. But before such work can begin, an effort must be done to evaluate and calibrate satellite sensors. As a contribution to this international effort, the CNEXO has proposed and is preparing in the context of SURGE, a sea truth experiment in the North Atlantic. The objective is to place eight drifting buoys at sea, measuring the non directional energy spectrum of waves ; thirty components of the spectrum as well as atmospheric pressure and a technological parameter will be transmitted to a land station by the ARGOS system.

The lifetime of these buoys, their geographic distribution and the type of data acquired are adapted to scientific studies concerning the propagation of swell, the spacial distribution of sea states in storms, and more general climatological studies in the North Atlantic. In this research, the contribution of oceanographic satellites covering the oceans'surface, immediately important, should become predominant in the next ten years.

INTRODUCTION

De tous temps, l'homme s'est intéressé aux vagues, à la fois comme phénomène d'onde éveillant sa curiosité, et comme nuisance entravant ses activités maritimes. Les états de mer sont des phénomènes complexes où se superposent des houles venant de sources lointaines et la mer du vent, liée aux phénomènes météorologiques locaux ; cette complexité a beaucoup retardé les constructions d'un cadre théorique satisfaisant pour étudier les vagues, et ce n'est que depuis une vingtaine d'années qu'un schéma cohérent, basé sur une extention de la théorie du bruit de fond,a été élaboré, schéma auquel de nouveaux travaux théoriques et des campagnes de mesures apportent régulièrement des améliorations.

Incontestablement, une révolution s'est opérée dans la conception des états de mer, et les océanographes comme les ingénieurs en ont déjà bénéficié. Mais dans ce cadre théorique enfin satisfaisant, ce sont les données océanographiques en quantité et en qualité suffisantes qui manquent. En dehors de zones précises comme la Mer du Nord, où l'intérêt économique en jeu pour l'exploitation pétrolière offshore a permis de réaliser des mesures régulières sur plusieurs années, il est à craindre que notre connaissance de vastes zones océaniques reste, au mieux, fragmentaire si des moyens d'observations nouveaux et moins coûteux ne sont pas mis en oeuvre. Ceci est réellement une grave lacune, car il est rare qu'une activité industrielle, une fois décidée, soit retardée de plusieurs années pour permettre aux scientifiques de décrire au mieux les conditions du site ; à titre d'exemple, la vague de projet en Mer du Nord, maintenant stabilisée, a vu sa hauteur augmenter de l'ordre de 50 % depuis les premiers forages d'exploration.

Ces raisons expliquent l'intérêt de la communauté internationale pour les moyens de télédétection par satellite qui offriraient une couverture globale de l'ensemble des océans. Sur SEASAT-A, satellite océanographique de faisabilité, trois capteurs actifs, l'altimètre radar, la scatteromètre et le radar à antenne synthétique, permettront d'acquérir des informations de natures différentes sur la rugosité de la surface de l'océan, c'est-à-dire sur l'état de la mer. Le SURGE (Seasat Users Research Group of Europe) a proposé à la NASA différentes expériences de vérité mer pour ces capteurs qui restent à étalonner et évaluer. A l'intérieur de ce groupe le CNEXO a proposé et prépare actuellement une de ces expériences, basée sur l'emploi de bouées dérivantes dans l'Atlantique Nord, bouées qui transmettront les paramètres du spectre non-directionnel des vagues par le système TIROS-ARGOS, qui les localisera. L'objet de l'exposé qui suit est à la fois de décrire brièvement le matériel utilisé, la nature du réseau et ses interactions avec SEASAT ainsi que les travaux scientifiques qui seront menés conjointement avec l'expérience de vérité mer à l'aide de ces moyens.

1. DESCRIPTION DES BOUEES UTILISEES

La décision a été prise de réaliser les bouées à partir de bouées DATAWELL Waverider série 5000, en modifiant l'alimentation et intégrant un analyseur de spectre du signal de déplacement de la surface de l'eau, fourni par le capteur de cette bouée. Par ailleurs, l'émetteur et l'antenne de la bouée Datawell seront remplacés par l'émetteur et l'antenne correspondant aux normes du système ARGOS. (Il faut noter qu'une instrumentation analogue, construite à partir d'une bouée Waverider, mais transmettant ses données par GOES, est en cours de réalisation au N.D.B.O.).

Ces bouées spériques, de 70 cm de diamètre, d'un poids de l'ordre de 80 kg, seront munies d'une ancre flottante rudimentaire faite d'un câble nylon de 100 m de long, lesté à son extrémité pour lui assurer une position verticale et donc une traînée importante dans l'eau.

Les spécifications de la bouée Datawell et de l'ensemble antenne-émetteur pour le système ARGOS se trouvent dans la littérature technique citée en référence et il ne nous semble pas nécessaire de reprendre cette description ici. Par contre, l'analyseur de spectre, dont le prototype est en cours de réalisation au Laboratoire de l'Exosphère du Professeur GARNIER, présente certains aspects originaux que nous allons brièvement décrire. Le signal de la surface libre échantilloné à 2 Hz pendant 1024 secondes est mis en mémoire et analysé pour fournir les coefficients de Fourier A, et B, de cet enregistrement. En sommant les carrés des coefficients de Fourier sur seize fréquences successives, une estimation de l'énergie dans la bande spectrale correspondante de largeur 16/1024 soit 1/64 Hz, est obtenue. Trente deux estimations de ce type sont ainsi calculées, dans le domaine de fréquences de zéro à 1/2 Hz, soit en période de 2 secondes à l'infini. Après en avoir pris la racine carrée, ces données sont normalisées pour des raisons de dynamique avant d'être transmises par le système ARGOS. Le message ARGOS ne comprenant que 32 mots de 8 bits, les deux données correspondant à la fréquence la plus basse et la plus élevée ne sont pas transmises, un de ces mots ainsi récupéré transmettant la pression atmosphérique, l'autre étant découpé pour transmettre à la fois le facteur de normalisation et un paramètre technologique.

2. RESEAU DE VERITE MER DANS L'ATLANTIQUE NORD

Sur la figure l sont reportées, à partir d'un premier passage en montant, dont l'heure de passage à 45° N est arbitrairement fixée à zéro heure, l'ensemble des trajectoires de SEASAT-A pendant les 25 heures qui suivent ce premier passage (ces trajectoires sont calculées en prenant une orbite inclinée de 108° à l'équateur et un temps de révolution de 100,75 minutes, paramètres fournis par le document NOAA publié en mars 1977 cité en référence) ; si cette couverture n'est certainement pas suffisante pour suivre en détail une dépression sur son trajet, elle doit permettre d'autres études plus ponctuelles en choisissant des situations météorologiques appropriées. Sur la figure 1 sont aussi reportées les positions de lacher de huit bouées décrites au paragraphe précédent et dont la construction est programmée pour permettre une mise en place en janvier 1979. Ce réseau, quoique bien lache, fournit chaque jour trois ou quatre passages du satellite à moins de 100 milles d'une des bouées, soit de l'ordre de 1200 passages au cours d'une expérience d'un an, ce qui devrait être suffisant pour décrire des états de mer très différents allant de houles longues à des tempêtes sévères. Bien qu'une sélection des situations météorologiques correspondantes soit nécessaire pour éliminer les cas où les états de mer seraient très variables dans l'espace ou dans le temps, on peut estimer à cinq cent le nombre d'observations qui seront retenues pour l'évaluation des capteurs de SEASAT-A.

3. EXPERIENCES SCIENTIFIQUES ADJOINTES

A raison de huit observations par jour et par bouée, une expérience d'un an devrait fournir de l'ordre de vingt mille spectres d'état de mer dont l'utilisation scientifique peut largement déborder le cadre de l'expérience de vérité mer pour SEASAT-A. Sans chercher à faire une liste exhaustive des travaux possibles, nous décrirons trois expériences particulières qui nous paraissent, d'après les connaissances actuelles, en mesure de déboucher sur des résultats intéressants. Ces travaux portent sur la propagation de la houle, la distribution des états de mer au sein d'une tempête et la mesure de la vitesse du vent d'après les caractéristiques des spectres d'état de mer.

3.1. Propagation de la houle dans l'Atlantique Nord-Est

Depuis les mesures de BARBER et URSELL (1948) sur les côtes anglaises, de nombreux travaux ont été effectués sur la propagation des houles venant de tempêtes lointaines. Sur les côtes françaises, des mesures des vagues à BIARRITZ faites régulièrement par le Service des Phares et Balises indiquent souvent des houles de 10 à 15 secondes de période et de hauteur significative au large supérieure à 1 m ; l'origine en est toujours une tempête distante parfois de plus de 2000 milles du point d'observation, dont les vents sur une certaine zone sont dirigés vers BIARRITZ. Au Nord de la Mer du Nord, plus proche des centres de formation, ces houles atteignent 2 à 3 m de creux significatif et interdisent souvent des travaux pétroliers importants.

La présence de bouées transmettant le spectre d'énergie des vagues doit permettre d'établir une carte de distribution statistique des houles dans l'Atlantique et fournir un outil de prédiction de ces houles sur nos côtes occidentales. Dans cette application, les données régulièrement mesurées à BIARRITZ par le Service des Phares et Balises seront utilisées, ce point représentant alors la limite orientale du réseau et un point de référence à long terme extrêmement précieux. Le réseau apportera aussi des données de vérité mer aux travaux sur l'altimètre radar entrepris au G.R.G.S. qui indiquent que non seulement la forme du signal réfléchi mais aussi son niveau, indice de la rugosité de la surface de l'eau, peuvent fournir des indications intéressantes sur les états de mer. Recoupées avec les données du scattéromètre, l'ensemble des données satellite permettront peutêtre alors de reconnaitre les houles des mers du vent ainsi que les situations mixtes, encore plus fréquentes.

3.2. Répartition des états de mer au sein d'une tempête

D'une dépression idéale aux isobares circulaires et concentriques, rayonne un champ de vagues, variable seulement en fonction de la distance au centre de la dépression. Par contre, si le centre de cette dépression se déplace à une vitesse constante V, cette symétrie cylindrique dans la répartition des états de mer disparait ; la zone de la dépression où des vents forts ont même direction que V accompagne dans sa propagation le champ de vagues qui d'y créent (Figure 2). Ce phénomène renforce les vagues dans cette zone, au moins jusqu'à ce que la vitesse de groupe caractéristique atteigne une valeur égale à V, après quoi les composantes du spectre se propagent plus vite que la dépression et s'échappent par l'avant de la zone de vents forts.

Dans les dépressions réelles, les champs de vent, fonction des fronts chauds et froids, n'ont pas une répartition à symétrie cylindrique ; par ailleurs, la vitesse de déplacement d'une dépression varie dans le temps en norme et direction. Néanmoins, les travaux de GELCI et al. (1955) à Casablanca et ceux de THOMSON (1970) à Monterey portant sur l'analyse des houles arrivant à la côte, indiquent que les pics des spectres d'états de mer les plus sévères sont situés à une fréquence telle que la vitesse de groupe des vagues est très proche de la vitesse de déplacement des dépressions, lorsque celles-ci sont relativement constantes sur de longues durées. Autre témoignage en faveur de zones restreintes d'états de mer plus particulièrement sévères au sein d'une dépression en déplacement, les observations régulièrement effectuées en Mer du Nord sur les plateformes pétrolières montrent des augmentations brutales des états de mer incompatibles avec une génération par les vents locaux, mesurés simultanément.

Le recoupement des données des bouées, de l'altimètre et du scatteromètre au cours de l'expérience de vérité mer, apportera déjà une contribution importante à la connaissance d'un mécanisme fondamental dans l'étude climatologique des états de mer extrêmes. Ultérieurement, ce travail pourraît être poursuivi sur une zone océanique importante couverte par le radar à antenne synthétique dont les données seraient particulièrement bien adaptées à ces recherches.

3.3. Mesure de la vitesse du vent d'après les caractéristiques d'état de mer

Le scatteromètre de SEASAT A mesure la vitesse du vent indirectement, d'après la diffusion de BRAGG d'ondes capillaires, elles mêmes influencées par les ondes de gravité de plus grandes longueurs d'ondes. Il est donc tout naturel d'envisager la mesure de la force du vent par les propriétés du spectre d'état de mer lui-même. Pour cette application, les travaux sur les spectres de mer formés (PIERSON et MOSKOWITZ, 1964) sont particulièrement précieux. Plusieurs contraintes doivent être imposées pour que cette méthode soit applicable :

- Le champ de vent doit être assez lentement variable en force et direction,

- La houle qui se superpose à la mer du vent doit être suffisamment décalée en fréquence de la mer du vent, pour qu'il n'y ait pas interaction non-linéaire entre les deux.

Ces conditions ne peuvent être vérifiées que cas par cas d'après l'analyse des cartes météorologiques et des spectres obtenus des bouées. Alors, la vitesse du vent à 19,5 m au-dessus de l'eau, U_{19,5}, en noeuds, serait obtenue par l'équation déduite de l'expression du spectre de PIERSON-MOSKOWITZ :

$$J_{19,5} = 1.37 f_{m}^{-1}$$

où f est la fréquence au pic du spectre correspondant à la mer du vent. Comptetenu des contraintes de l'analyse spectrale pour que les erreurs relation sur U_{10} restent inférieures à ± 15 %, il faut que f > 0,1, ce qui limite cette technique au domaine des vents inférieurs à 15 noeuds.

CONCLUSION

Satellite de faisabilité, précurseur de satellites d'application déjà en projet, SEASAT A ouvrira un vaste domaine de recherches et d'application dont nous ne mesurons encore que les frontières. Mais, dans une première étape, pour devenir réellement utile aux scientifiques, ses capteurs devront être évalués et étalonnés. Ceci va exiger un effort international dont les scientifiques européens au sein du SURGE ont proposé de prendre une part importante. L'expérience de vérité mer dans l'Atlantique Nord que prépare le CNEXO doit y contribuer et fournir un ensemble de données utiles à la communauté scientifique pour préparer des expériences plus élaborées, avec les satellites qui seront lancés ultérieurement.

BIBLIOGRAPHIE

- BARRICK D.E.(1972) Determination of mean surface position and sea state from the radar return of a short pulse satellite altimeter. Sea Surface Topography from space J.R. Apel Ed. U.S., Govt. Printing off.
- C.N.E.S. (1977) IIème Réunion des utilisateurs d'ARGOS. Service ARGOS, Toulouse.
- COUDERT E. (1977) Etude des relations entre les situations atmosphériques et les états de mer à Biarritz. Rapport A.R.A.E. - I.F.P..
- GELCI R., CAZALE H. et VASSAL J. Sur le déplacement et la formation des aires génératrices de houle au Maroc. Inst. Scient. Cherifien, Service de Physique du Globe et de Météo., Amnales T. XVI.
- HASSELMAN et al. (1973) Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint Nort sea wave project. Deutchen Hydro. Zetschrift. R.A (8°) Nr 12
- MOGNARD N. (1977) Utilisation des données GEOS 3 pour la mise en évidence des variations de l'état de la mer en fonction des conditions météorologiques. GDTA Symposium on Remote Sensing from Satellites. 21-23 Sept. 1977.
- N.D.B.O. (1977) Waverider data via GOES. Ocean Eng. Tech. Bul. Vol.3, n°4, Nov.
- PIERSON W., MOSKOWITZ L. (1964) A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii. J. Geophys. Res., 69.
- RUFENACH C., ALPERS W. (1977) Measurement of ocean wave heights using the GEOS 3 altimeter. G.D.T.A. Symposium on remote sensing from satellites. St- Mandé, 21-23 Sept. 1977.
- THOMSON W.C. (1970) Swell and storm characteristics from coastal wave records, Proceedings of the twelfth Coastal Eng. Conf..
- VERHAGEN C.M. et al. (1976) "Operation and Service Manual for Waverider". Datawell bv. Haarlem, Hollande.



Figure 1 : - Trajectoires de SEASAT (en trait plein) - Arcs de grands cercles (en passant par BIARRITZ) (en trait discontinu)



Figure 2 : Dépression théorique dans l'hémisphère Nord se déplaçant vers l'Est. Zone d'états de mer forts associés (hachurée) Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 295 à 307

TELEDETECTION DE L'ETAT DE SURFACE DE LA MER PAR RADAR DECAMETRIQUE COHERENT

par

P. BROCHE

Laboratoire de Sondages Electromagnétiques de l'Environnement Terrestre Centre Universitaire de Toulon - Bd des Armaris, 83100 Toulon

RESUME

On rappelle les phénomènes physiques fondamentaux impliqués dans la rétrodiffusion des ondes radio décamétriques par la surface de la mer, et les applications qui peuvent en être faites pour la télédétection de l'état de cette surface.

Des exemples de résultats expérimentaux sont ensuite présentés, et on montre comment ils conduisent à une estimation convenable de la direction du vent, dans des zones situées à plusieurs dizaines de kilomètres de la côte.

ABSTRACT

Fundamental physic phenomena involved in the backscatter of H.F. radio waves by the sea-surface are presented, both with their possible applications for the teledetection of the sea-state.

Examples of experimental results are given, and it is shown how they lead to a convenient estimation of the wind direction at a few ten kilometers from the shore.

MOTS-CLES : Radar décamétrique cohérent, Rétrodiffusion, Etat de la mer. KEY-WORDS : H.F. Doppler radar, Backscatter, Sea-state.

INTRODUCTION

Depuis plus d'une dizaine d'années, les radars décamétriques (ou H.F.)^X constituent un instrument potentiel pour l'observation à distance de l'état de surface de la mer et la mesure des principaux paramètres météorologiques qui le caractérisent. De nombreuses études ont été menées, principalement aux Etats-Unis, pour apporter les améliorations techniques et le support théorique nécessaires à leur utilisation routinière pour la télédétection et à leur emploi scientifique pour des études plus fondamentales d'océanographie.

La première partie de l'exposé présente les phénomènes fondamentaux impliqués dans la rétrodiffusion d'une onde électromagnétique H.F. par la surface irrégulière de la mer, et, en particulier, le phénomène de diffusion cohérente de Bragg qui sélectionne, parmi tous les trains de vagues, ceux dont la longueur d'onde est la moitié de celle de l'onde radio et qui s'éloignent ou se rapprochent radialement du radar.

La deuxième partie est consacrée à l'exposé des aspects spécifiques de la mise en oeuvre expérimentale, liés aux propriétés de propagation et à la technologie propres à la gamme H.F.

La troisième partie présente des résultats acquis par le radar du LSEET, installé sur la côte méditerranéenne à La Londe (Var), et l'exploitation qui en a été faite pour l'estimation de la vitesse et de la direction du vent. Par l'utilisation d'un modèle simple, qui devra être perfectionné par de nouvelles expérimentations, ce dernier paramètre peut être estimé avec une précision de l'ordre de 20°, dans une zone située à une quarantaine de kilomètres de la côte.

1. LES PHENOMENES FONDAMENTAUX

C'est en 1955 que CROMBIE, connu pour ses travaux en radioélectricité et en propagation, observa le premier le spectre d'une onde radio décamétrique rétrodiffusée par la surface de la mer. Il constata que ce spectre consistait essentiellement en deux raies bien définies, symétriques en position de part et d'autre de la fréquence émise f_0 , et, en général, d'amplitudes inégales. L'écart $\pm \Delta f$ de ces raies à la fréquence f_0 variait comme $\sqrt{f_0}$, à l'inverse de ce qui serait attendu de la rétrodiffusion par une cible solide mobile. CROMBIE en déduisit que la vitesse des "cibles" qui sont à l'origine de l'écho (v = $\lambda_0 \Delta f/2$, où λ_0 est la longueur d'onde radar) était celle des vagues de longueur d'onde égale à la moitié de la longueur d'onde radar

$$(v_g = \sqrt{\frac{g}{2\pi}}, \frac{\lambda_o}{2})$$

^xLes mots "décamétrique" ou "H.F." désignent strictement des ondes de fréquence comprise entre 3 et 30 MHz, de longueur d'onde comprise entre 100 et 10 m. On les utilise ici dans un sens élargi (2 à 30 MHz).



Figure 1 - Spectre de puissance de l'écho obtenu à 14,3 MHz (Unité arbitraire, échelle linéaire, A- = 125, A+ = 8).

Figure 2 - Représentation schématique du fonctionnement du radar en onde de surface et en onde de ciel



Il suggèra donc que le mécanisme de la rétrodiffusion était un mécanisme "résonant", analogue à la diffusion de Bragg dans les cristaux : tous les trains d'onde contribuant à l'état de surface de la mer interagissent avec l'onde électromagnétique. Deux seulement assurent des retours d'ondes cohérentes en phase et rétrodiffusent donc de l'énergie vers le radar: ceux qui ont une longueur d'onde égale à la moitié de la longueur d'onde radio et qui se déplacent respectivement vers le radar et dans la direction opposée, avec la même vitesse v_g. Cette vitesse provoque pour l'onde rétrodiffusée, un décalage doppler, positif dans le premier cas et négatif dans le second, de même amplitude

$$\Delta f = \frac{2\nabla g}{\lambda_0} = \sqrt{\frac{g}{\pi\lambda_0}} = \sqrt{\frac{g}{c\pi}} f_0$$

c étant la vitesse de la lumière.

La présence permanente de ces deux raies tient au fait que l'analyse de l'état d'une portion quelconque de la surface de la mer révèle toujours la présence de composantes satisfaisant les conditions de Bragg, c'est-à-dire ayant des directions et des longueurs d'onde convenables (de 75 à 5 m. pour des fréquences de 2 à 30 MHz.

Une dizaine d'années plus tard, apparurent les premiers travaux théoriques qui confirmèrent les hypothèses de CROMBIE (WAIT, 1966 ; BARRICK 1972 a.) et relièrent directement les amplitudes des raies spectrales aux amplitudes des composantes correspondantes dans le spectre directionnel de l'état de la mer (on désigne par "spectre directionnel" le spectre à deux dimensions de la hauteur des vagues, exprimé soit en fonction du vecteur d'onde k des composantes, soit en fonction de leur pulsation ω et de leur azimut θ).

Les spectres Doppler des échos de mer obtenus à l'aide des installations actuellement 'en service montrent tous très clairement ces "effets du premier ordre", en forme de raies discrètes, dites "raies de Bragg". A titre d'exemple, la figure 1 reproduit un spectre obtenu sur le radar du LSEET, à la fréquence de 14,3 MHz. Tous les résultats analogues à celui de la figure 1 montrent également la présence d'un continuum entourant les raies de Bragg, lié sans ambiguité possible à l'écho, et causé par des effets dits "du second ordre", dont la théorie, suggérée par HASSELMANN (1971) a été ultérieurement perfectionnée (BARRICK, 1972 b. ; BARRICK et al, 1974 ; JOHNSTONE, 1976).

Ces effets semblent liés à des interactions non linéaires :

- entre l'onde électromagnétique et la surface de la mer (diffusion successive de l'onde radio par deux trains de vagues),

- entre deux trains de vagues océaniques, donnant naissance à une déformation sur laquelle l'onde radio subit la diffusion de Bragg.

Très schématiquement, l'onde émise (\vec{k}_0, ω_0) interagit avec la surface de la mer pour donner l'onde diffusée (\vec{k}_1, ω_0) . Les effets du premier ordre sont obtenus par interaction avec une composante particulière (\vec{k}_1, ω_0) de l'état de surface de la mer, les effets du second ordre par interaction^gavec deux composantes (\vec{k}_1, ω_1) et (\vec{k}_2, ω_2) . On a dans les deux cas :

$$\vec{k}_{r} = \vec{k}_{o} \pm \vec{k}_{g} \qquad \omega_{r} = \omega_{o} \pm \omega_{g} \qquad (1)$$

$$\vec{k}_{r} = \vec{k}_{o} \pm \vec{k}_{1} \pm \vec{k}_{2} \qquad \omega_{r} = \omega_{o} \pm \omega_{1} \pm \omega_{2} \qquad (2)$$



Les fréquences des ondes océaniques sont très inférieures à la fréquence radio, et on a donc, en rétrodiffusion :

$$\vec{k}_{\rm r} = -\vec{k}_{\rm o} ,$$

d'où :

$$\vec{k}_{g} = \pm 2 \vec{k}_{o} \qquad \omega_{r} - \omega_{o} = \pm \omega_{g} \qquad (1)$$

$$\pm \vec{k}_{1} \pm \vec{k}_{2} = -2 \vec{k}_{o} \qquad \omega_{r} - \omega_{o} = \pm \omega_{1} \pm \omega_{2} \qquad (2)$$

Les premières relations confirment les conditions de Bragg, et montrent que le décalage Doppler est égal à la fréquence des ondes sélectionnées à la surface de la mer par le mécanisme résonant : on a

$$\omega_r - \omega_o = \pm \omega_g = \pm \sqrt{gk_g} = \pm \sqrt{2gk_o}$$

soit, en fréquence :

$$\Delta f(Hertz) \simeq 0.1 \sqrt{f_o(MHz)}$$
.

Les secondes relations montrent que, pour tout écart Doppler fixé, il existe une infinité de couples d'ondes océaniques satisfaisant les conditions de cohérence. Les effets du second ordre donnent donc naissance à un continuum, dont l'amplitude dépend de l'ensemble des composantes du spectre directionnel de l'état de la mer, à travers une équation intégrale non linéaire dont la solution est la condition de l'utilisation des effets du second ordre pour la télédétection. Quelques étapes dans cette voie seront citées ultérieurement.

La figure l montre enfin que l'ensemble du spectre est décalé d'une quantité Δf par rapport à la position attendue, comme on peut le voir à la dissymétrie des positions des raies de Bragg. Ce déplacement peut s'expliquer par l'entraînement des trains d'ondes responsables de l'écho par un courant superficiel, dont la vitesse radiale par rapport au radar serait :

$$v_c = \lambda_o \Delta f_c/2$$

Des mesures effectuées simultanément par radar et par des moyens conventionnels (bouées,...) ont confirmé la pertinence de cette explication (STEWART and JOY, 1974). La mesure par cette méthode des courants superficiels (à condition qu'ils présentent des conditions convenables de régularité au voisinage de la surface) est entrée dans une phase pratiquement opérationnelle (BARRICK et al, 1977).

2. LE RADAR DECAMETRIQUE COHERENT

Dans la gamme des fréquences utilisables, c'est-à-dire correspondant à des longueurs d'onde radio qui sont le double de la longueur d'onde des vagues océaniques, deux types de fonctionnement peuvent être envisagés pour le radar (figure 2) :
- en "onde de surface", l'onde électromagnétique est guidée, au delà de la zone de visibilité directe, par la discontinuité de conductivité qui existe entre la mer et l'atmosphère. L'atténuation croît avec la fréquence. L'obtention d'une portée intéressante (plus de 50 km) empêche d'utiliser des fréquences très supérieures à 15 MHz. La dimension des antennes nécessaires et les interférences avec les gammes réservées au trafic international empêchent de descendre bien au-dessous de 2 MHz.

- en "onde de ciel", l'onde électromagnétique subit, entre le radar et la cible, une ou plusieurs réflexions sur l'ionosphère, à une altitude comprise entre 100 et 300 km. La fréquence utilisée ne doit pas être trop élevée (l'onde traverserait l'ionosphère), ni trop basse (l'absorption serait trop importante). La portée ainsi atteinte est de l'ordre de plusieurs milliers de kilomètres, mais les irrégularités de l'ionosphère peuvent perturber gravement les échos obtenus et contrarier leur utilisation pour l'étude de la mer.

La définition avec une précision suffisante de la zone étudiée à la surface de la mer exige l'emploi d'antennes d'autant plus directives que la portée est plus grande. Ceci est en général réalisé par l'utilisation, à la réception, d'un réseau de longueur importante, croissante avec la longueur d'onde utilisée et avec la directivité recherchée (certains atteignent 2 km). Dans certains cas, la directivité est obtenue par la technique de"l'ouverture synthétique", qui consiste, très schématiquement, à déplacer le radar avec une vitesse v connue, pour ajouter au décalage Doppler attendu un décalage supplémentaire

$$\Delta f_a = (2) \frac{v}{c} \cos\theta$$

où θ est l'angle entre la direction du déplacement et celle de l'onde reçue. (le facteur 2 est absent si seul le récepteur - ou l'émetteur - est déplacé). C'est en particulier grâce à cette technique qu'ont été obtenues des mesures de la distribution angulaire de l'énergie dans le spectre des vagues (TYLER et al, 1974). Des expériences similaires sont projetées en utilisant le déplacement d'un bateau sur lequel serait embarqué le radar. C'est le même principe, le déplacement étant celui de la cible sous l'action d'un courant, qui est utilisé pour la mesure des courants côtiers (BARRICK et al, 1977).

Le tableau figurant à la page suivante rassemble les principales caractéristiques du radar installé par le LSEET à La Londe Les Maures (Var) qui fonctionne en "onde de sol".

En usage courant, pour une fréquence de 12 MHz, la zone étudiée à la distance de 40 km de la station a une profondeur de 15 km (pour une impulsion de 100 μ s) et une largeur, liée à la directivité du réseau, de 5 km. L'analyse spectrale, effectuée avec une cadence d'échantillonnage de 2,5 Hz, donne une résolution de 0,01 Hz et un temps de calcul de 100 s. Une sommation incohérente est effectuée sur 8 spectres consécutifs.





RADAR LSEET - La Londe Les Maures (Var) 43°07'18" N 06°15'36" E

Système d'émission réception synthétisé

bande : 2-30 MHz puissance à l'émission : 1 KW sensibilité à la réception : 1 μV

Pilote à cadence et largeur d'impulsion variables

cadence : 20, 50, 100, 300 Hz largeur : 10, 50, 100, 150, 200 µs

Traitement du signal par miniordinateur

calcul des spectres par FFT à 64 ou 256 points fréquence d'échantillonnage : division par 1,5,10,20,50 de la cadence d'émission Sommation incohérente de 2ⁿ spectres consécutifs $0 \le n \le 15$

Antennes

Emission : biconique large bande (4-15 MHz) Réception : 16 monopoles verticaux alignés sur une longueur totale de 225 m.

3. UTILISATION POUR LA TELEDETECTION. EXEMPLE.

Dans les applications à la télédétection, on recherche une estimation des paramètres essentiels de l'état de surface de la mer dans une zone éloignée du radar : spectre de la hauteur des vagues, vitesse et direction du vent. En principe, toutes ces informations pourraient être obtenues par inversion des spectres du second ordre. Celle-ci est actuellement étudiée de façon détaillée, mais n'a obtenu jusqu'à présent que des solutions partielles et approximatives (BARRICK, 1977 ; LIPA, 1977), basées sur l'utilisation de modèles définis par quelques paramètres.

Dans ces conditions, l'essentiel des résultats obtenus concerne l'exploitation des spectres du premier ordre ou des paramètres d'ensemble des spectres du second ordre, et la mise au point de relations empiriques avec les principaux paramètres décrivant l'état de surface de la mer (LONG and TRIZNA, 1973 ; AHEARN et al, 1974 ; BARRICK et al, 1974 ; STEWART and BARNUM, 1975 ; BARNUM et al, 1977 ; de MAISTRE et al, 1977 ; MARESCA and BARNUM, 1977 ; TRISNA et al, 1977).

Les résultats présentés ci-dessous concernent l'estimation de la direction et de la vitesse du vent à partir des caractéristiques des spectres du premier ordre, et, plus particulièrement, du rapport entre les amplitudes des deux raies de Bragg, sous la forme :

$$R (db) = 10 \log_{10} A - /A +$$

(A- et A+ étant, respectivement, les amplitudes des raies négatives et positives, c'est-à-dire correspondant à des ondes s'éloignant et se rapprochant du radar).

Il a déjà été signalé que ces amplitudes sont directement proportionnelles à celles des composantes correspondantes dans le spectre des vagues. Si la répartition angulaire de l'énergie dans ce dernier est désignée par $g(\theta)$ { θ angle entre la direction étudiée et la direction du vent }, on a :

$$R(db) = 10 \log_{10} g(\theta) / g(\theta + \pi)$$

Des études océanographiques antérieures ont permis d'avancer pour $g(\theta)$ un certain nombre de modèles. Nous avons retenu celui utilisé par TYLER et al (1974) :

$$g(\theta) = \cos^{s} \frac{1}{2} \theta$$

pour lequel :

$$R = -10 \operatorname{Slog}_{10} \left| \operatorname{tg} \frac{1}{2} \theta \right|$$

s est un paramètre d'anisotropie, fonction à la fois de la fréquence des ondes étudiées (ou de leur vitesse V) et de la vitesse du vent (U). Il atteint sensiblement sa valeur maximum pour V = U c'est-à-dire pour les vagues qui vont à la vitesse du vent. Ses variations sont en général représentées en fonction du paramètre

$$\mu = \alpha \frac{U}{V} \qquad (\alpha \sim 0, 1)$$

par les relations :

S = 4 si $\mu < 0,1$ $S = 0.4/(\mu-0.1)$ si $\mu > 0,1$

(figure 3).

L'utilisation de fréquences de travail trop basses placerait dans la partie des courbes qui est certainement la moins réaliste (on n'observe jamais les valeurs très grandes de s que suggérerait ce modèle pour $\mu \sim 0,1$). D'autre part, ce modèle suppose que les vagues étudiées sont en équilibre avec le vent, ce qui est d'autant plus certainement réalisé que les vagues étudiées sont plus courtes. Pour toutes ces raisons, l'étude a été menée à des fréquences voisines de 15 MHz (vagues de 10 m de longueur d'onde, vitesse V \simeq 10 noeuds).

La figure 4 montre la répartition des valeurs mesurées pour R à cette fréquence en fonction de l'angle θ mesuré, au même moment, in-situ, par un anémomètre à bord d'un bateau. Sur cette figure ont été également tracées les courbes représentatives de R pour des valeurs de s égales à 1,2,4 . On constate que la plupart des valeurs expérimentales sont comprises entre les courbes correspondant à s = 2 et s = 4, alors que le calcul direct de s par les formules indiquées précédemment, et à l'aide des mesures in-situ de la vitesse du vent, conduirait, pour les vents les plus faibles, à des valeurs très supérieures. Ces données sont trop fragmentaires, pour l'instant, pour étudier valablement les variations des valeurs de s déduites de l'expérience en fonction des paramètres géophysiques. Mais, elles indiquent clairement qu'il y a là une possibilité de déterminer un modèle pour g(θ) plus réaliste que celui qui a été utilisé.

En attendant ces perfectionnements, l'intérêt de ces résultats pour la télédétection est démontrée par la figure 5 où on a porté l'estimation $\tilde{\theta}$ de l'angle θ réalisée en prenant systématiquement s=4 (pour des vents supérieurs à environ 15 noeuds). L'accord entre $\tilde{\theta}$ et θ est réalisé à moins de 20° près (il subsiste bien entendu une ambiguïté sur le signe de $\tilde{\theta}$, repéré par rapport à la direction du faisceau radar).

Si maintenant on mesure la rapport R à plusieurs fréquences radio, on doit observer un maximum quand s est maximum, c'est-à-dire approximativement quand les vagues étudiées se déplacent à la vitesse du vent (V=U). Si f_o est la fréquence radio correspondant à ce maximum, les vagues étudiées ont une longueur d'onde :

$$\lambda = \frac{1}{2} \frac{c}{f_o}$$

et une vitesse :

$$v = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} = \sqrt{\frac{cg}{4\pi}} \cdot f_o^{-1/2}$$

On obtient ainsi une estimation de la vitesse du vent :

$$U = 15.6 f_0^{-1/2}$$
 (f_o: MHz; U : m/s)

La figure 6 montre des exemples de telles études en fonction de la fréquence, dans lesquels f_0 est de l'ordre de 7 MHz, et donc pour lesquels les estimations réalisées pour U sont environ 6,5 m/s soit 13 noeuds. Le vent effectivement mesuré in-situ était sensiblement supérieur (18 noeuds).

En fait, l'utilisation des propriétés d'anisotropie pour l'estimation de U suppose que la mer est en équilibre avec le vent et qu'elle a atteint son plein développement (sinon les vagues les plus anisotropes ne sont pas nécessairement celles pour lesquelles V=U). En plus d'un fetch suffisant (encore que sa limitation -si elle était connue- pourrait donner lieu à une erreur systématique dont la correction serait envisageable) cette condition nécessite une stationnarité temporelle des conditions météorologiques qui n'est pas toujours satisfaite, à l'échelle de temps nécessaire pour obtenir la saturation de vagues de 20 m ou plus de longueur d'onde (f inférieur à 7,5 MHz).

Dans l'exemple précédent, c'est probablement la première de ces restrictions (fetch insuffisant), qui a joué. Il faut enfin noter que la limitation inférieure à 4 MHz de la fréquence utilisable limite à 16 noeuds la vitesse maximum mesurable.

La condition d'un équilibre entre la mer et le vent est d'ailleurs une condition qui hypothèque toutes les déductions effectuées à partir des modèles océanographiques existants. On doit pouvoir partiellement y rémédier en introduisant comme paramètre la hauteur des vagues (par exemple la hauteur significative H 1/3) plutôt que la vitesse du vent, encore qu'en phase évolutive, la même valeur de H 1/3 puisse correspondre à des situations fort différentes donnant naissance à des échos eux-mêmes très différents.

Indépendamment de cette contrainte, des améliorations ne pourront être apportées que par la multiplication des études des relations empiriques entre les données in-situ et les mesures radar, et par la solution générale au problème de l'inversion des effets du second ordre.



AVERTISSEMENT

Les mesures in-situ dont il est fait réfèrence ont été mises en oeuvre par le CNEXO et l'Institut Français du Pétrole.

BIBLIOGRAPHIE

- AHEARN J.L, S.R. CURLEY, J.M. HEADRICK, and D.B. TRIZNA (1974) Tests of remote skywave measurements of ocean surface conditions. Proc. IEEE, 62, p.681.
- BARNUM J.R., MARESCA J.W and SEREBRENY S.M. (1977), High resolution Mapping of oceanic wind fields with skywave radar. IEEE Trans. AP 25, p. 128.
- BARRICK D.E. (1972 a). First order theory and analysis of MF/HF/VHF scatter from the sea. IEEE Trans. AP 20, p. 2.
- BARRICK D.E. (1972 b). Remote sensing of the sea state by radar, in <u>"Remote sensing of the troposphere"</u>, V.DERR Ed. US Government Printing Office, Washington D.C.
- BARRICK D.E., HEADRICK J.M., BOGLE R.W. and CROMBIE D.D (1974). Sea backscatter at H.F. : Interpretation and utilization of the echo. <u>Proc.IEEE</u>, <u>62</u>, p. 673.
- BARRICK D.E. (1977). Extraction of wave parameters from measured H.F. radar sea-echo Doppler Spectra. <u>Radio Science, 12</u>, n° 3, p. 415.
- BARRICK D.E., EVANS M.W. and WEBER B.L. (1977). Ocean surface currents mapped by radar . Science, 198, p. 138 .
- CROMBIE D.D (1955). Doppler Spectrum of sea echo at 13,56 Mc/s. Nature, 175, p. 681.
- de MAISTRE J.C., BROCHE P. and CROCHET M. (1977). Offshore wind measurements by H.F. Doppler ground wave radar. Boundary layer Meteorology, 13, p. 3.
- HASSELMANN K. (1971). Determination of ocean wave spectra from Doppler radio return from the sea surface. <u>Nature, 229</u>, p. 16.
- JOHNSTONE D.L (1975). Second order electromagnetic and hydrodynamic effects in H.F. radio wave scattering from the sea. <u>Radio Science Lab.</u>, Stanford University, Techn. Rep. SEL 75-004.
- LIPA B. (1977). Derivation of directionnal ocean wave spectra by integral inversion of second order radar echoes. Radio Science, 12, n° 3, p. 425.
- LONG A.E. and TRIZNA D.B. (1973). Mapping of North Atlantic winds by HF radar sea backscatter interpretation. IEEE Trans. AP 21, p. 680.

- MARESCA J.W and J.R. BARNUM (1977). Measurement of oceanic wind speed from H.F. Sea scatter by skywave radar. <u>IEEE Trans. AP 25</u>, p. 132.
- STEWART R.H. and JOY J.W. (1974). H.F. radio measurements of surface currents. Deep Sea Research, 21, p. 1039
- STEWART R.H. and BARNUM J.R. (1975). Radio measurements of oceanic winds at long ranges : an evaluation. <u>Radio Science, 10</u>, p. 853.
- TRIZNA D.B., MOORE J.C., HEADRICK J.M. and BOGLE R.W. (1977). Directionnal Sea spectrum determination using HF Doppler radar techniques. <u>IEEE Trans.</u> <u>AP25</u>, p. 4 .
- TYLER G.L., TEAGUE C.C., STEWART R.H., PETERSON A.M., MUNK W.H., and JOY J.W. (1974). Wave directionnal spectra from synthetic aperture observations of radio scatter. <u>Deep Sea Research, 21</u>, p. 989.
- WAIT J.R. (1966). Theory of H.F. ground wave backscatter from sea waves. J. of Geophys. Res. 71, p. 4839.

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 309 à 326

EXPERIENCES D'ETUDE DE L'ETAT DE LA MER PAR RADAR LATERAL

par

André FONTANEL

Institut Français du Pétrole - B.P. 311 - 92506 Rueil-Malmaison

RESUME

Des expériences ont été réalisées par I.F.P. et CNEXO en 1975 et 1976 dans le but d'évaluer les possibilités qu'offre le radar latéral pour l'état de la mer. Deux types de radar ont été utilisés : l'un à antenne réelle et polarisation horizontale, l'autre à antenne synthétique et polarisation verticale. Les images de radar sont comparées entre elles et avec des photographies conventionnelles prises au même moment. La hauteur des vagues a été mesurée avec une bouée munie d'un accéléromètre vertical.

Les meilleurs résultats ont été obtenus avec le radar à antenne synthétique grâce en particulier à sa bonne résolution spatiale.

ABSTRACT

Several experiments were carried out jointly at sea in 1975 and 1976 by IFP and CNEXO in order to evaluate the possibilities of imaging radar for sea state studies. Two types of radar were used : a real aperture horizontally polarized radar and a synthetic aperture vertically polarized radar. Their images were compared with conventional aerial photographs taken at the same time. Wave heights were measured using an oceanographic buoy equipped with a vertical accelerometer.

Best results were obtained with the synthetic aperture radar thanks to its good spatial resolution.

MOTS-CLES: état de la mer, radar latéral, hauteur des vagues, spectre directionnel.

KEYWORDS : sea-state, side looking radar, wave height, directional spectrum.

INTRODUCTION

La connaissance de l'état de la mer présente un grand intérêt pour les travaux pétroliers off-shore : forage, production, pose de canalisations, etc. Aussi le CNEXO et l'I.F.P. ont-ils réalisé en commun plusieurs expériences destinées à évaluer les possibilités qu'offre le radar latéral pour la détection des vagues et l'étude de leur spectre directionnel.

L'intérêt essentiel du radar est bien connu ; il permet d'obtenir des images même à travers une certaine couverture nuageuse. Les expériences réalisées en 1976 avaient pour but d'étudier la qualité des images en fonction des conditions de prise de vue et des caractéristiques des radars. Plusieurs vols ont été réalisés à des altitudes différentes et dans des directions variées. Deux types de radar ont été utilisés : l'un à antenne réelle, l'autre à antenne synthétique. Des photographies aériennes panchromatiques ont été obtenues en même temps que les images radar et les hauteurs des vagues ont été mesurées grâce à une bouée munie d'un accéléromètre vertical.

1. PRINCIPE DU RADAR LATERAL

Le radar est un appareil "actif" qui émet latéralement au porteur (avion ou satellite) une série d'impulsions radioélectriques qui vont se réfléchir, se diffracter ou se diffuser sur la surface étudiée. Le lobe d'émission (fig. 1) dépend des dimensions de l'antenne et de la longueur d'onde émise. A chaque cycle d'émission-réception, le radar éclaire une bande du sol étroite, orientée perpendiculairement au sens d'avancement du porteur.

L'image définitive est obtenue grâce à la succession et à la juxtaposition de ces différentes bandes.

1.1. Caractéristiques des radars utilisés au cours des expériences

1.1.1. Radar à antenne réelle de type EMI (National Aerospace Laboratory, Amsterdam)

- Fréquence : bande X, 9500 à 9700 MHz (λ # 3 cm)
- Puissance : 80 kW
- Durée de l'impulsion : 200 nanosecondes
- Cadence de répétition : 1260 à 2500 s⁻¹
- Longueur de l'antenne : 2,25 m
 Dimension du lobe : 36° dans le plan vertical
 - 1° dans le plan horizontal

- Résolution angulaire longitudinale : 13.10⁻³ radian

- Résolution transversale moyenne : 26 m à 2 km et 52 m à 4 km
- Polarisation horizontale
- Image photographiée sur un tube cathodique (Ø 2"), film de 5" de large à développement rapide
- Avion porteur : Beechcraft Queen Air Modèle 80 (utilisé à 1000, 2000 et 3000 pieds)
- Navigation : Centrale Litton 58

1.1.2. Radar à antenne synthétique de Thomson CSF mis en oeuvre par le Centre d'Essais en vol de Brétigny

- Fréquence : bande X
- Polarisation verticale
- Image obtenue à bord de l'avion sous forme d'interférences enregistrées sur un film et restituée au sol dans un corrélateur optique
- Avion porteur : Mirage III, vitesse de 175 à 275 m/s (utilisé à 1000 pieds)

L'antenne synthétique a pour but de fournir une résolution transversale constante quelle que soit la distance. C'est un avantage essentiel pour tous les porteurs qui volent à haute altitude. Elle est indispensable pour la mise en oeuvre d'un radar à partir d'un satellite.

Le principe de l'antenne synthétique est basé sur la détection de la phase du signal rétrodiffusé. L'enregistrement direct ressemble à un hologramme sur lequel chaque objet rétrodiffusant se traduit par un système de franges d'interférences. L'image est reconstituée grâce à un traitement du signal, traitement qui est la plupart du temps, réalisé en temps différé dans un corrélateur optique comme c'est le cas avec le radar que nous avons utilisé. Dans certains cas, il est réalisé sous forme numérique.

2. RESULTATS

2.1. Conditions de l'expérience

Les expériences se sont déroulées en Méditerranée à 100 km au large de Toulon pendant les journées du 30 novembre et du ler décembre 1976. Les deux avions équipés de radar latéral ont obtenu des images pendant que la hauteur des vagues, la vitesse et la direction du vent étaient mesurées à partir du navire Capricorne qui participait à l'expérience. Pendant la journée du 30 novembre, le vent a soufflé du secteur 230° avec une vitesse moyenne de 8 m/s. L'analyse des signaux enregistrés à partir d'une bouée Datawell pendant les prises de vue radar a donné un H 1/3 de 0,74 m. La vitesse du vent a ensuite progressivement augmenté pendant la nuit du 30 novembre pour atteindre 13 m/s vers 2 h. du matin. Vers 11 h. 30, heure des prises de vue radar de la journée du ler décembre, elle était retombée à 9 m/s et le H 1/3 était égal à 1,57 m.

2.2. Photographies conventionnelles

La fig. 2 représente une partie d'une photographie aérienne obtenue à une altitude de 2000 pieds le 30 novembre à 12 h., ainsi que son spectre optique à deux dimensions. On aperçoit assez nettement sur la photographie une vingtaine de crêtes de vagues mais il est difficile de les suivre sur plus de 80 m ou 100 m. La mer apparaît donc très hachée ; cela est certainement dû à ce que, ce jour-là, la forme des vagues changeait rapidement, ce qui produit des variations importantes du coefficient de réflexion et détruit la continuité du champ de vagues sur l'image. Le spectre optique présente un aspect assez diffus qui ne permet pas d'étudier les distributions de l'énergie en fonction de la longueur d'onde. Par contre, on peut repérer l'éventail des directions dans lequel l'énergie se concentre. En effet, le diagramme de la figure 2 représente l'analyse en direction de ce spectre. Ce diagramme montre que la presque totalité de l'énergie se trouve dans un secteur de 60° centré sur la direction NE-SW, parallèle à la direction du vent.

Les photographies ont été obtenues à des altitudes de 1000 et 2000 pieds avec une focale de 52 mm et un film Kodak tri x. L'altitude de prise de vue des photographies a été limitée à 2000 pieds en raison de la présence des nuages. Par contre, le radar n'étant pas gêné par les nuages, des images radar ont été obtenues jusqu'à 10 000 pieds.

2.3. Radar latéral à antenne réelle

Les images obtenues pendant la journée du 30 novembre sont inexploitables en raison de la courte longueur d'onde des vagues (fig. 6 b). Les figures 3, 4 et 5 montrent des images radar obtenues le ler décembre 1976 vers 13 h., dans les conditions up-wind, cross-wind et down-wind ainsi que leurs spectres optiques correspondants. Le spectre des signaux enregistrés par la bouée Datawell (fig. 6 a) présente un pic principal assez énergique à 0,12 Hz et un autre pic 4 dB au-dessous, à 0,145 Hz. Ces deux pics correspondent respectivement à des longueurs d'onde de 110 m et 74 m. L'énergie se répartit ensuite vers les hautes fréquences jusqu'à des longueurs d'onde voisines de 20 m.

La résolution de ce radar est voisine de 30 m. Elle est donc certainement insuffisante pour permettre de distinguer les longueurs d'onde de 20 m, de la journée du 30 novembre, mais doit permettre une certaine discrimination des longueurs d'onde de 100 m (et au-delà) de la journée du ler décembre. C'est bien ce que l'on constate sur les spectres des figures 3 et 4. Les échelles sont identiques à celle de la figure 3. Ces spectres sont assez bruités et présentent un aspect diffus ; on y distingue cependant une concentration d'énergie dans la direction du vent entre les longueurs d'onde 90 m et 130 m. L'analyse quantitative de ces spectres montre qu'une grande part de l'énergie est concentrée dans un secteur angulaire de 35° à 40° d'ouverture centré sur la direction du vent. Le spectre de la fig. 5 (down-wind) est par contre très confus.

En résumé, ces images de radar donnent une assez mauvaise représentation du champ de vagues, sauf pour les longueurs d'onde supérieures à 90 m environ. Par contre, elles permettent d'étudier la répartition angulaire de l'énergie.

2.3. Radar Raphael à antenne synthétique

L'image radar de la fig. 7 a été obtenue le 30 novembre 1976 à 12 h. dans les conditions up-wind. Le spectre correspondant des signaux de la bouée Datawell est représenté sur la figure 6 b. La plus grande partie de l'énergie y est comprise entre les longueurs d'onde de 17 m à 35 m.

C'est bien ce que l'on constate en analysant le spectre de l'image radar. Il montre une nette concentration d'énergie dans la direction du vent, dans une gamme de longueurs d'onde qui correspond bien à celles que l'on mesure sur les enregistrements de la bouée Datawell. Ce "paquet" d'énergie est compris dans un angle d'ouverture 25° environ. Comme cela a déjà été signalé, les images de radar EMI obtenues ce même jour sont inexploitables car les longueurs d'onde d'une centaine de mètres que l'on observe sur les images du ler décembre (fig.6 a) n'existaient pas le 30 novembre.

La figure 8 représente une image obtenue avec le radar à antenne synthétique dans les conditions cross-wind (20°), le ler décembre vers 11 h. 30, c'està-dire à peu près au même instant que les images des figures 3, 4 et 5. Nous voyons sur la fig. 6 a que l'énergie des vagues est principalement concentrée dans la gamme des longueurs d'onde allant de 150 m à 75 m et qu'elle décroît ensuite de manière assez régulière jusqu'à des longueurs d'onde voisines de 20 m. C'est bien ce que l'on observe également sur le spectre de l'image radar de la figure 8. Cette image donne donc une bonne représentation du champ des vagues. La presque totalité de l'énergie y est concentrée dans un secteur angulaire de 60° environ, centré sur la direction du vent. La qualité de cette image est essentiellement liée à la bonne résolution de ce radar.

Remarque - La grande tache noirâtre qui apparaît sur la figure 7 correspond à une nappe d'huile de 22 m3. On aperçoit le navire Capricorne sur cette image.

3. COMMENTAIRES SUR LES IMAGES RADAR

3.1. Erreur sur la mesure de la longueur d'onde

L'image radar permet de mesurer des longueurs d'onde (λ') qui suivant les cas peuvent être légèrement différentes des longueurs d'onde vraies (λ) . Cette erreur est due aux déplacements relatifs du radar et des vagues pendant le temps d'enregistrement ; elle dépend entre autre de l'orientation relative de l'axe de vol et de la direction de propagation des vagues. Plusieurs cas sont à envisager :

Cap de l'avion parallèle aux crêtes des vagues (éclairement up-wind et down-wind)



L'image radar présente un écart angulaire θ entre la direction vraie des crêtes et leur direction apparente. On peut écrire :

$$\lambda' = \lambda \cos \theta$$

avec tg $\theta = \frac{V}{v}$

 θ : angle entre la direction apparente des vagues et la direction vraie V : vitesse de propagation des vagues

v : vitesse du porteur

Dans l'expérience que nous décrivons, la vitesse du Beechcraft était égale à v = 55,5 m/s. Avec une vitesse de propagation des vagues V = 10 m/s, (ce qui correspond à une longueur d'onde voisine de 64 m), on obtient :

tg θ = 0,18 et θ \simeq 10°

L'erreur sur la direction est donc appréciable ; par contre, l'erreur sur la longueur d'onde est négligeable puisqu'on obtient une longueur d'onde (apparente) $\lambda' = 63$ m au lieu de λ (vraie) = 64 m.

Dans le cas du Mirage (radar à ouverture synthétique), l'erreur était encore plus faible puisque la vitesse de l'avion était nettement plus grande.

Cap de l'avion perpendiculaire aux crêtes des vagues (éclairement cross-wind 90°)



Dans ce cas, il n'y a pas d'erreur sur la direction des crêtes mais seulement sur la longueur d'onde. On a la relation :

$$\lambda' = \lambda (1 \pm \frac{V}{v})$$

 λ' : longueur d'onde apparente λ : longueur d'onde vraie

V : vitesse de propagation des vagues

v : vitesse de l'avion

On emploie le signe + lorsque l'avion et les vagues se déplacent dans le même sens et le signe - dans le sens contraire.

Dans le cas du Beechcraft (v = 55,5 m/s), on obtient avec λ = 64 m, une longueur d'onde apparente λ' = 75 m. Dans ce cas, l'erreur n'est pas négligeable.

La précision des mesures ne nous a toutefois pas permis de vérifier ces chiffres théoriques.

3.2. Obtention de paramètres complémentaires

Nous venons de voir que les images radar permettent, lorsque certaines conditions sont remplies, de mesurer les longueurs d'onde des vagues et leur spectre directionnel. On peut, à partir de la longueur d'onde et grâce à l'utilisation de certains modèles, obtenir d'autres paramètres grâce à des formules bien connues que nous rappelons ici :

- fréquence f :

$$f = (g/2 \pi \lambda)^{1/2}$$

avec g accélération de la pesanteur et λ longueur d'onde apparente

- vitesse de propagation V

$$V = g/2 \pi f$$

- valeur de H_e : hauteur des vagues (d'après le modèle de Pierson-Moskowitz)

 $H_{o} = 0,0213 (8,6/2 \pi f)^{2}$

H (estimé) exprimé en mètres et f en hertz.

3.3. Analyse de la forme des vagues

Nous avons vu dans les paragraphes précédents qu'il existait une bonne corrélation entre les longueurs d'onde mesurées grâce à une bouée et celles déduites des images radar. La théorie de la formation de l'image radar n'est cependant pas complètement établie, aussi avons-nous essayé de comparer la forme des vagues enregistrées sur l'image radar avec leur forme réelle mesurée à partir des déplacements verticaux d'une bouée. La figure 9 représente, en haut, le signal enregistré en fonction du temps par une bouée Datawell et, en bas, le signal issu d'une analyse densitométrique d'une partie de l'image radar de la figure 8. Cette analyse a été réalisée sur une image à l'échelle de 1/50 000, avec une fente d'analyse de 0,1 mm de large. Le déplacement de la fente a été réalisé dans une direction perpendiculaire à celle d'allongement des crêtes de vagues, c'est-à-dire parallèle à la direction du vent. Il existe une assez bonne analogie entre ces deux courbes qui ont été remises à des échelles comparables. C'est une preuve supplémentaire de ce que, dans les conditions de l'expérience, les images radar représentent assez bien le champ de vagues.

Des études complémentaires sont nécessaires pour pousser plus loin l'étude de la forme des vagues détectées par radar.

4. NATURE DES ECHOS RADAR

Plusieurs phénomènes peuvent être à l'origine des échos radar et de la formation d'images de vagues mais il est difficile, uniquement par études théoriques, de déterminer celui dont l'effet prédomine.

- Réflexion spéculaire

Elle se produit lorsque le rayon de courbure des vagues est nettement plus grand que la longueur d'onde du radar et que la direction du faisceau est parallèle à la normale au plan tangent à la vague dans la "zone" d'incidence.

- Diffraction de Bragg

Ce phénomène est bien connu dans le cas de la diffraction des rayons X par les structures cristallines. Il se produit lorsque les distances entre les crêtes des vagues (longueur d'onde λ) sont du même ordre que la longueur d'onde électromagnétique incidente (λ_i) et que l'on a la relation :

$$\lambda_{\rm w} = k \lambda_{\rm i}/2 \sin \alpha$$

k : nombre entier

- α : angle d'incidence
- λ. : longueur d'onde électromagnétique
- λ_{w}^{1} : longueur d'onde des vagues

- Diffusion de Rayleigh

Ce phénomène a lieu lorsque la surface de la mer présente des irrégularités (vagues capillaires) d'amplitude inférieure à la longueur d'onde λ_i . Cette diffusion se produit en principe avec une intensité comparable dans toutes les directions (diffusion isotrope).

A la suite de l'examen des images, il nous semble que deux conditions doivent être réalisées pour que l'on obtienne des images des vagues.

lère condition : il existe à la surface de la mer des ondes de gravité dont la longueur d'onde moyenne est au moins quatre ou cinq fois plus grande que l'élément de résolution du radar.

<u>2ème condition</u> : des vagues capillaires d'amplitude suffisante existent à la surface des ondes de gravité précédentes, par lesquelles elles sont modulées. Cette dernière condition est en général réalisée lorsque la vitesse du vent est supérieure à 1 ou 2 m/s.

Le mécanisme mis en jeu est schématisé sur la figure 10. L'onde radar "réfléchie" est plus intense sur le flanc des longues ondes de gravité qui fait face au radar car, dans ce cas, l'angle d'incidence est le plus voisin de la normale. De plus, il est bien connu que les ondes capillaires sont plus importantes sur le flanc des vagues qui est "sous le vent". Cela explique pourquoi l'énergie recueillie par le radar dépend de l'angle entre la direction du faisceau radar et celle du vent. Dans les conditions up-wind, l'énergie recueillie par le radar, est plus forte que dans la cas down-wind, et on peut évaluer à environ 6 dB cette différence. C'est ce qui a été schématisé sur la fig. 10. De plus, on ne doit pas oublier qu'étant donné l'éclairement rasant du radar, (H = 1000 pieds) certaines parties des vagues peuvent être dans l'ombre portée des crêtes qui les précèdent.

CONCLUSION

De bonnes images de la surface de la mer ont été obtenues avec un radar latéral à antenne synthétique dont la résolution spatiale était 4 ou 5 fois inférieure à la longueur d'onde moyenne des vagues. Les images de radar ont été comparées avec des photographies conventionnelles. Les longueurs d'onde extraites de l'analyse bidimensionnelle de ces images correspondent bien aux longueurs d'onde mesurées à partir d'une bouée.

Les images d'un radar latéral à antenne réelle dont la résolution était de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde moyenne des vagues n'ont pas permis d'étudier les vagues. Certains résultats peuvent cependant être obtenus concernant la direction des crêtes.

Un mécanisme est décrit pour la formation de l'image radar ; il suppose l'existence à la surface de la mer d'ondes capillaires d'amplitude suffisante, modulées par des ondes de gravité de longueur d'onde plus grande.

BIBLIOGRAPHIE

BROWN W.E., ELACHI C., THOMPSON W., 1976, Radar imaging of ocean surface patterns, J. Geoph. Res., vol. 81, n° 15, pp. 2657-2667.

BRUNSVELD VAN HULTEN, H.W., 1976, Application of SLAR to coastal zone phenomena, Rijkswaterstaat Report, FA 7601, Amsterdam.

BARRICK D.E., 1968, Rough surface scattering based on the specular point theory, IEEE Trans. Ant. Propag., vol. AP-16, pp. 449-454.

FONTANEL A., 1977, Détection d'une nappe d'huile et étude de l'état de la mer par radar latéral aéroporté, <u>Rapport I.F.P.</u> n° 25 269, 30 p., 92506 Rueil-Malmaison.



SCHEMA DE PRINCIPE DU RADAR LATERAL

Fig.1

PHOTOGRAPHIE CONVENTIONNELLE ET SON SPECTRE



Fig. 2

RADAR LATERAL EMI

"UP WIND"



RADAR LATERAL EMI

"CROSS WIND"





RADAR LATERAL EMI

"DOWN WIND"







RADAR A ANTENNE SYNTHETIQUE





Fig. 9

325



Fig. IO

326

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 327 à 338

DETERMINATION DE LA HAUTEUR MOYENNE DES VAGUES ET DE LA VITESSE DU VENT AU NIVEAU DE LA MER A PARTIR DES DONNEES ALTIMETRIQUES DU SATELLITE GEOS 3

par

N. MOGNARD, B. LAGO

Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale Centre National d'Etudes Spatiales 18, Av. E. Belin - 31055 Toulouse Cédex

RESUME

Nous avons traité les données altimétriques d'une centaine de passages de GEOS 3. L'analyse statistique de l'étalement du front de montée des impulsions radar réfléchies fournit une estimation de la hauteur significative des vagues. De plus, les mesures du niveau AGC de la puissance réfléchie donnent une évaluation de la vitesse du vent. La hauteur des vagues et les estimations de vitesse du vent sont en bon accord avec les données des cartes météorologiques utilisées en tant que vérité mer fournissant ainsi des compléments intéressants.

ABSTRACT

We have processed radar altimeter data from more than one hundred GEOS 3 passes. The statistical analysis of the stretching of the leading edge of the return radar pulses gives us an estimate of the significant wave heights. Moreover the AGC level measurements of the reflected power provides an evaluation of the wind speed. The wave height and wind speed estimates are in favorable agreement with the meteorological information obtained from weather maps used as sea truth thus resulting in interesting complementarities.

MOTS-CLES : Altimétrie, GEOS 3, Hauteur des vagues, Vitesse du vent.

KEY WORDS : Altimetry, GEOS 3, Waveheight, Wind speed.

INTRODUCTION

Le satellite GEOS 3 équipé d'un radar altimétrique a été lancé en Mars 1975. Un des prinpaux objectifs de la mission GEOS 3 dans le domaine océanologique est de montrer la capacité de l'altimètre de fournir des mesures de l'état de la mer sous-satellite.

Le radar altimétrique embarqué sur GEOS 3 fonctionne à une fréquence de 13,9 GHz. Il émet des impulsions d'une durée de 12,5 ηs avec une fréquence de répétition de 100 impulsions par seconde.

On peut définir schématiquement les trois quantités mesurées qui sont utilisées à des fins océanologiques (Figure 1). Il s'agit :

- de l'intervalle de temps entre l'émission et la réception de l'onde électromagnétique. Cette quantité permet de déterminer l'altitude du satellite au-dessus de la surface océanique et connaissant avec précision l'orbite du satellite d'en déduire la topographie superficielle océanique à condition toutefois de bien connaître le géoïde dans la zone considérée.
- de l'échantillonnage de la forme des impulsions électromagnétiques réfléchies en direction de l'antenne de l'altimètre. En effet, l'étalement du front de montée du signal reçu dépend de la hauteur des vagues le long de la trace du satellite. Un traitement statistique de la forme moyenne des ondes réfléchies permet d'estimer une hauteur moyenne des vagues H1/3.
- de la puissance moyenne réfléchie. Elle est obtenue grâce au contrôle automatique du gain de l'altimètre dont le niveau mesure la puissance réfléchie et fournit des indications sur la vitesse instantanée du vent à la surface de l'océan le long de la trace du satellite.



SURFACE OCEANIQUE

FIGURE 1 : Schématisation des quantités mesurées par l'altimètre radar et des paramètres physiques déterminés.

Pour analyser et interpréter les données altimétriques, nous avons utilisé les cartes météorologiques. Elles nous ont fourni des données vérité-mer quantitatives mais surtout qualitatives. Lorsque la situation météorologique est lentement variable les données de l'altimètre sont en bon accord avec les données météorologiques de vitesse de vent. Les déterminations de la hauteur des vagues H1/3 et de la vitesse de vent U à partir des mesures altimétriques apparaissent comme complémentaires. En effet, la hauteur des vagues est obtenue avec précision lorsque celles-ci dépassent 4 m seuil au-dessous duquel la mesure est trop bruitée alors que la détermination de la vitesse du vent est plus précise dans les régions de vent faible telles que les zones anticycloniques.

1. ETALEMENT DU FRONT DE MONTEE DU SIGNAL RETOUR ET DETERMINATION DE LA HAUTEUR MOYENNE DES VAGUES H1/3 CORRESPONDANTE

La hauteur moyenne des vagues le long de la trace du satellite est déterminée à partir de la forme moyenne des ondes réfléchies en direction de l'altimètre. C'est l'étalement du front de montée du signal qui fournit une estimation de la hauteur moyenne des vagues (H1/3). Les fluctuations aléatoires des signaux instantanés rendent nécessaire l'utilisation de signaux moyens obtenus toutes les 3,2 s soit à partir de 320 signaux instantanés. 16 portes permettent l'échantillonnage de la forme des signaux réfléchis à bord du satellite GEOS 3.

La forme moyenne des ondes réfléchies est le résultat de la forme de l'impulsion émise, de la réponse impulsionnelle de la surface océanique et de l'effet du bruit du récepteur. La réflection des ondes sur la surface océanique dépend de sa rugosité, c'est-à-dire de la hauteur des vagues. Lorsque la hauteur des vagues est importante le long de la trace du satellite, la puissance réfléchie provient de profondeurs différentes ce qui crée un étalement aléatoire au niveau du front de montée du signal réfléchi. La détermination de cet étalement par une analyse statistique fournit une mesure de la hauteur significative des vagues H1/3.

Nous avons supposé, comme de coutume pour ce genre d'analyses, que les différentes contributions à la forme d'onde moyenne peuvent être raisonnablement approximées par des fonctions gaussiennes. La réponse impulsionnelle de la surface océanique peut être mathématiquement approximée par le produit de convolution de la réponse impulsionnelle d'une mer plate par la fonction de densité de probabilité des hauteurs de vagues. La puissance réfléchie en fonction du temps peut alors être représentée par une fonction de distribution qui est l'intégrale de la gaussienne obtenue comme résultat du produit de convolution de fonctions gaussiennes du temps.

La fonction du temps résultante est pour ce qui nous intéresse entièrement caractérisée par sa variance σ^2 .

 $\sigma^{2} = \sigma_{0}^{2} + \sigma_{j}^{2} + \sigma_{s}^{2} \quad (\eta s^{2}) \qquad (1)$ où σ_{0}^{2} est la variance de l'impulsion émise, σ_{j}^{2} est la variance du jitter, et σ_{s}^{2} est la variance de la fonction densité de probabilité des hauteurs de vagues.

La hauteur significative des vagues H1/3 représente la hauteur moyenne du tiers des vagues les plus hautes. Elle peut être

calculée à partir de la variance $\sigma_{\rm S}$ de la distribution des hauteurs de vagues (LONGUET-HIGGINS, 1952).

$$H1/3 = 4\sigma_{c} (m)$$
 (2)

Nous avons déterminé la variance σ^2 en lissant la dérivée du signal moyen par une fonction gaussienne et utilisé comme valeurs moyennes de σ_0 et σ_j respectivement 6,35 η s et 4 η s (GOWER, 1977). La variance des signaux moyens peut être obtenue directement par lissage du signal par une fonction de distribution (RUFENACH et ALPERS, 1977), les résultats obtenus pour la détermination de H1/3 sont similaires.

Cette méthode a été utilisée pour déterminer la hauteur moyenne des vagues sur une distance d'environ 22 km qui correspond à la distance que parcourt le satellite pendant 3,2 s.

2. LES VARIATIONS DU CONTROLE AUTOMATIQUE DU GAIN ET L'EVALUATION CORRESPONDANTE DE LA VITESSE DU VENT

Un contrôle automatique du gain est utilisé pour adapter la dynamique du détecteur aux variations importantes de la puissance réfléchie par la surface océanique. C'est un signal vidéo échantillonné toutes les 10^{-1} s qui fournit une mesure de la puissance réfléchie P_r :

A.G.C. (dBm) = 10 log₁₀
$$\frac{P_r}{P_0}$$
 (3)

où Po est une puissance référence qui a pour valeur 1 mW.

La puissance réfléchie par la surface océanique peut s'exprimer en fonction de la puissance émise P_e , du gain de l'antenne G_t , de la longueur d'onde des ondes émises λ , de la distance satellite surface océanique R et de la surface équivalente radar σ (SKOLNIK, 1970).

$$P_r = \frac{P_e G}{4\pi R^2} \cdot \frac{\sigma}{4\pi R^2} \cdot \frac{G \lambda^2}{4\pi}$$
(4)

La surface équivalente radar (σ) qui est une mesure du rapport entre la puissance réfléchie par une surface unité et la puissance reçue par cette surface caractérise l'état de la surface réfléchissante. Si on modélise la surface océanique par un ensemble de points spéculaires où les pentes de la surface océanique ont une distribution approximativement gaussienne et isotrope (BARRICK, 1974 et HAMMOND et al., 1977), on peut exprimer la surface équivalente radar par :

$$\sigma = \frac{|R(0)|^2}{\overline{s}^2} \sec^4 \theta \exp\left(-\frac{tg^2\theta}{\overline{s}^2}\right)$$
(5)

où θ est l'angle d'incidence, R(0) le coefficient de réflexion de Fresnel de l'interface air-océan pour une incidence normale.

Il existe une relation empirique entre la pente moyenne produite par le vent $\overline{S^2}$ et la vitesse du vent (COX et MUNK, 1954) :

$$\overline{S}^2 = 0,003 + 0,00512 \text{ U}$$
 (6)

U est la vitesse moyenne du vent en m/s à 12,5 m au-dessus du niveau de la mer.

Dans le cas de l'altimètre, l'angle d'incidence est toujours très proche de l'incidence nulle, donc en posant $\theta = 0$, on obtient une relation entre le contrôle de gain AGC et la vitesse du vent en utilisant les équations (3), (4), (5) et (6).

$$AGC = AGC_{0} - 10 \log_{10} \left(1 + \frac{0,00512 \text{ U}}{0,003} \right)$$
(7)

où AGC_o est la valeur du contrôle du gain pour U = 0.

Une estimation de la valeur du contrôle de gain en l'absence de vent est possible connaissant les paramètres technologiques de l'altimètre de GEOS 3. On obtient :

$$AGC_{o} \simeq - 63.8 \, dBm$$

La mesure des variations du contrôle de gain va donc permettre d'obtenir une détermination de la vitesse du vent :

$$U_{m/s} = \frac{0,003}{0,00512} \left[10 \frac{AGC_{0} - AGC}{10} - 1 \right]$$
(8)

ou

$$U_{noeuds} = 1,14 \begin{bmatrix} \frac{AGC_{o} - AGC}{10} & -1 \end{bmatrix}$$
 (9)

Nous allons comparer les valeurs ainsi obtenues avec celles fournies par les cartes météorologiques établies sur la zone traversée par le satellite à l'époque la plus rapprochée possible du passage du satellite. Nous utiliserons les données des bateaux les plus proches de la trace du satellite et calculerons lorsque c'est possible le vent géostrophique le long de la trace du satellite.

3. TRAITEMENT DES DONNEES ET ANALYSE DES RESULTATS

Nous avons choisi deux passages caractéristiques du satellite GEOS 3 dans l'Atlantique Nord. Ils sont représentatifs de situations météorologiques différentes mais à évolution lente. Nous allons examiner pour ces deux passages les variations des hauteurs moyennes des vagues H1/3, du Contrôle Automatique du Gain AGC et de la vitesse du vent déduite du Contrôle Automatique du Gain.

3.1. Premier passage (Figure 2)

La trace du satellite est représentée sur la carte météorologique de la zone traversée (Figure 2.a). Le passage débute audessus d'une zone océanique perturbée soumis à l'influence d'un fort gradient de pression atmosphérique. Sur cette zone de tempête des vents d'une force moyenne d'environ 30 noeuds soufflent depuis 2 jours. Les vagues sont donc pleinement développées. Ce passage se termine au-dessus d'une zone plus calme à faible gradient de pression atmosphérique.

Les variations du Contrôle Automatique du Gain, de la hauteur moyenne des vagues et de la vitesse du vent sont en accord avec les conditions météorologiques (Figure 2). On distingue trois zones le long de la trace du satellite. La zone I correspond à la traversée de la région soumise au fort gradient de pression atmosphérique. La puissance réfléchie mesurée par le Controle Automatique du Gain est faible (Figure 2.b), alors que les hauteurs moyennes des vagues sont particulièrement élevées (Figure 2.c). La vitesse du vent déduite des variations du Contrôle du Gain est im-portante et en bon accord avec les relevés des bateaux et les estimations géostrophiques. La zone II marque l'éloignement de la région où règne la tempête. Elle est caractérisée par une augmentation progressive de la puissance réfléchie et une diminution parallèle de la hauteur des vagues. La vitesse du vent, déduite des variations de la puissance réfléchie, est en excellent accord avec les données météorologiques. La zone III est peu perturbée. La puissance réfléchie est stable et importante alors que la hauteur des vagues a nettement diminué. Dans cette zone, il n'est pas possible de calculer un vent géostrophique, un relevé de bateau à proximité de la zone de mesure indique un vent de 10 noeuds en accord avec la vitesse déduite du Contrôle Automatique du Gain.

the sector and the sector sector sector sector is



FIGURE 2 : (a) Passage du 25 Février 1976 à 8hT.U. tracé sur la carte météorologique du même jour à 12hT.U.
(b) Variations du Contrôle Automatique du Gain
(c) Variations des hauteurs significatives des va-

- - gues Variations de la vitesse du vent
- (d)

3.2. <u>Deuxième passage</u> (Figure 3)

Les zones océaniques traversées lors de ce passage sont sous l'influence d'une importante masse anticyclonique stationnaire (Figure 3.a).

Les données altimétriques permettent de distinguer 3 zones. Les zones I et III sont caractérisées par une puissance réfléchie stable et importante, des hauteurs de vagues de l'ordre de 4 m seuil en-dessous duquel les mesures sont trop bruitées. On traverse donc des zones calmes. Les estimations de la vitesse du vent sont faibles et en accord avec les estimations géostrophiques et un relevé de bateau. La zone médiane est définie par une augmentation brusque et importante de la puissance réfléchie elle est très bien localisée à proximité du centre de l'anticyclone. On note cependant un léger décalage par rapport au centre de l'anticyclone. Il peut être attribué au décalage de 3 h entre le passage du satellite et l'établissement de la carte météorologique. Dans la zone II la vitesse du vent est très faible et la hauteur moyenne des vagues est toujours à la limite du seuil de détection.



- FIGURE 3 : (a) Passage du 23 Avril 1975 à 3hT.U. dans l'Atlantique Nord orienté S-E, N-O tra-cé sur la carte météorologique du même jour à 6hT.U.
 (b) Variations du Contrôle Automatique du
 - Gain
 - (c) Variations des hauteurs significatives des vagues (d) Variations de la vitesse du vent
CONCLUSION

L'estimation d'une hauteur moyenne de vagues effectuée sur une distance de 22 km est bruitée mais les variations moyennes sont en bon accord avec les données météorologiques. Il est toutefois impossible avec l'altimètre de GEOS 3 de déterminer des hauteurs moyennes de vagues inférieures à 3 m. Ceci provient de la résolution de l'instrument, mais également de la modélisation grossière du bruit du récepteur et de la forme de l'impulsion incidente.

Au contraire, le calcul de la vitesse du vent est plus précis dans les régions calmes où le vent est faible. En particulier dans les régions de vent très faible comme au centre d'un anticyclone le niveau du Contrôle Automatique du Gain est très élevé. Ceci est dû à la relation logarithmique existant entre la vitesse du vent et la puissance réfléchie.

Les deux passages précédents correspondent à des situations météorologiques différentes mais à évolution lente. L'accord entre les données altimétriques et météorologiques est alors très **bon. Lorsque** l'évolution de la situation météorologique est rapide il est plus difficile d'utiliser les cartes météorologiques établies à plusieurs heures d'intervalle on a alors besoin de données vérité mer plus précises. Nous avons cependant traité une vingtaine de passages du satellite et comparé la détermination de la vitesse du vent avec les données des cartes météorologiques. Cette statistique établit une précision de l'ordre de 4 noeuds sur la détermination de la vitesse du vent à partir du contrôle automatique du gain, si on utilise le vent géostrophique comme référence.

Cette précision est du même ordre de grandeur que celle prévue pour le scatteromètre de Seasat. Cependant, lorsque la vitesse du vent est très importante de l'ordre et supérieur à 30 noeuds du fait de la dépendance logarithmique entre la vitesse du vent et la puissance réfléchie, l'estimation de la vitesse du vent perd de la précision.

Si les variations du Contrôle Automatique du Gain de l'altimètre de Seasat sont données elles permettront de déterminer la vitesse du vent le long de la trace du satellite de manière simple et avec une précision du même ordre de grandeur que le scatteromètre du moins pour des vents inférieurs à 30 noeuds. On aura donc des mesures supplémentaires dans la partie médiane située juste entre les traces des antennes du scatteromètre.

La diminution de la durée de l'impulsion de l'altimètre de Seasat devrait permettre d'améliorer la détermination de la hauteur moyenne des vagues. Elle devrait en particulier baisser le seuil de détection jusqu'à des hauteurs de vagues de l'ordre du mètre.

BIBLIOGRAPHIE

- BARRICK D.E. -1974- Wind dependence of quasi-specular microwave sea scatter, <u>IEEE Trans. Antennas and Propagat.</u>, vol. AP-22, p. 135-136.
- COX C. et W. MUNK -1954- Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the Sun's glitter, <u>J. of Op-</u> tical Soc. of America, vol. 44, p. 838-850.
- GOWER J.F.R. The computation of ocean wave heights from GEOS 3 satellite radar altimeter data, communication privée.
- HAMMOND D.L., R.A. MENNELLA et E.J. WALSH -1977- Short pulse radar used to measure sea surface wind speed and SWH, <u>IEEE</u> <u>Trans. Antennas and Propagat.</u>, vol. AP-25, n° 1, p. 61-67.
- LONGUET-HIGGINS M.S. -1952- On the statistical distribution of the heights of sea waves, J. of Marine Res., 11, 245-266.
- RUFENACH C.L. et W.R. ALPERS -1977- Measurement of ocean waveheights using GEOS 3 altimeter, soumis au J. Geophys. Res..

SKOLNIK M.I. -1970- Radar Handbook - Mc Graw-Hill Book Company.

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6 8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publi. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 339 à 341

PRESENTATION DE L'EXPERIENCE H.C.M.M. (HEAT CAPACITY MAPPING MISSION)

par

P.Y. DESCHAMPS

Laboratoire d'Optique Atmosphérique, ERA 466 - Université de Lille 1, -BP 36- 59650 Villeneuve d'Ascq

RESUME

L'expérience H.C.M.M. permettra de mesurer la température de surface de la mer avec une résolution thermique de 0,5K et une résolution au sol de 600m. L'investigation Française sélectionnée par la NASA porte sur la Manche, le Proche Atlantique et la Méditerranée nord-occidentale.

ABSTRACT

H.C.M.M. will allow to measure sea surface temperature with a noise equivalent temperature of 0,5K and a spatial resolution of 600m. An investigation for the french coastal zones (English channel, Atlantic Ocean, Mediterranean Sea) has been selected by NASA.

1 - PRESENTATION DE H.C.M.M.

L'expérience H.C.M.M. (Heat Capacity Mapping Mission) sera lancée en avril 1978 par la NASA sur le satellite A.E.M. - A. Les paramètres d'orbite du satellite ont été choisis de façon à obtenir des mesures de la température de surface de la terre à des intervalles de 12 heures lorsque la variation de température est minimum, c'est à dire autour de 2 heures, durant la nuit, et 14 heures, durant la journée, avec pour but de déterminer l'inertie thermique de la surface.

Les paramètres de l'orbite devraient être les suivants :

- orbite circulaire et synchrone du soleil,
- altitude 620 km,
- inclinaison 97,9 degrés

Compte tenu de ces paramètres d'orbite, et de la largeur du champ balayé par les capteurs, 700 km au sol, on obtient une répétitivité moyenne de une fois par jour à nos latitudes, des mesures consécutives à 12 heures d'intervalle étant obtenues tous les 5 jours pour l'inertie thermique.

2 - PERFORMANCES RADIOMETRIQUES

L'expérience H.C.M.M. comporte essentiellement un radiomètre à balayage à deux canaux, l'un dans le visible et le proche infrarouge (0,5 à 1,1µm), l'autre dans l'infrarouge thermique (10,5 à 12,5µm) avec les performances suivantes.

- bruit équivalent en luminance pour le canal visible : 0,1mW.cm⁻²sr⁻¹
- bruit équivalent en température pour le canal infrarouge:
- 0,5K à 280K

- résolution au sol de 600m à la verticale avec recouvrement de 20%

Il est intéressant de comparer la qualité des performances radiométriques de H.C.M.M. à celles du VHRR des satellites actuels NOAA, et des expériences AVHRR sur TIROS-N et MSS/LANDSAT-C qui doivent être lancées dans un futur proche.

Le tableau suivant résume ces qualités:

	NE∆T (300k)	Résolution au sol	Répétitivité		
VHRR/NOAA	1,5k	1 km	2/jour 2/jour 1/jour		
AVHRR/TIROS-N	0,2	1			
HCMM/AEM-A	0,4	0,5			
MSS8/LANDSAT-C	1,5	0,25	1/semaine		

Si l'on considère le produit du NEAT (bruit radiométrique instrumental) par la résolution au sol, les expériences H.C.M.M. et AVHRR/TIROS-N permettront un gain d'un facteur 10 des performances radiométriques par rapport au VHRR/NOAA actuel.

3 - TRAITEMENT DES DONNES

Les données reçues par les diverses stations d'écoute, Madrid pour l'Europe, sont ensuite traitées par la NASA au Goddard Space Flight Center. Ce traitement comporte une calibration de façon à convertir les données en température radiométrique (260 à 340K avec 256 niveaux) pour l'infrarouge, en reflectance diffuse équivalente (O à 1, avec 256 niveaux) pour le visible. Les données sont ensuite éventuellement rectifiées géométriquement et présentées en projection Mercatoroblique après convolution cubique.

Dans le cas de passages sucessifs à 12 heures d'intervalles, jour et nuit, les différences de températures ΔT sont formées, ainsi que l'inertie thermique apparente P, définie par:

$$P = \frac{c}{1-a} \Delta T$$

ou c est un coefficient à déterminer, et a est l'albédo dans le visible déterminé à partir du canal 0,5 à 1,1 μ m.

Finalement les données seront disponibles sous forme de produits photographiques à l'échelle du 1/4.000.000, ou de bandes magnétiques corrigées ou non corrigées géométriquement.

4 - OBJECTIFS DE H.C.M.M.

Les objectifs de la mission H.C.M.M. tels que définis par la NASA sont les suivants :

- discrimination des roches et localisation des ressources minières.

- mesure des variations d'humidité des sols,

- mesure de la température des couverts végétaux pour déterminer l'évapotranspiration,

- mesure de l'effet des ilots thermiques urbains,

- cartographie des gradients thermiques en surface, sur terre et sur mer,

- obtention d'informations sur la couverture nuageuse et sa fonte.

La NASA a sélectionné 23 investigations dont 11 étrangères pour l'utilisation des données de H.C.M.M. pendant la durée de vie prévue du satellite (1 an).

5 - INVESTIGATION FRANCAISE H.C.M.M.

L'investigation qui a été acceptée, en ce qui nous concerne, porte sur l'étude des gradients thermiques dans les zônes côtières Françaises avec pour investigateur principal, P.Y. DESCHAMPS (Laboratoire d'Optique Atmosphérique) Université de LILLE 1, et comme co-investigateurs, M.CREPON (Laboratoire d'Océanographie Physique, Muséum National d'Histoire Naturelle), J.M. MONGET (Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels, Ecole des Mines), F.VERGER (Laboratoire de Géomorphologie, EPHE). Cette investigation porte sur les zônes suivantes : Manche, Proche Atlantique (limité à 8°W) et Méditerranée nord-occidentale (limitée à 5°E et 38°30N). Les objectifs en sont les suivants:

- évaluation de la qualité des données radiométriques de H.C.M.M. et comparaison à celle des données de VHRR (Very High Resolution Radiometer) des satellites NOAA,
- cartographie des gradients thermiques provoqués par les principaux estuaires (Seine, Loire, Gironde, Rhône),
- cartographie des upwellings côtiers générés par le mistral dans le Golfe du Lion,
- étude des phénomènes de marée dans la Manche, à partir des données de H.C.M.M. et du VHRR/NOAA,
- faisabilité de l'obtention d'informations sur l'homogénéité ou la stratification thermique de la couche de surface à partir des différences thermiques mesurées entre le jour et la nuit par H.C.M.M..

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publi. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., nº 5, pages 343 à 363

> POTENTIAL APPLICATIONS OF THE OCEAN COLOR SCANNER NORTH SEA EXPERIMENT 1977

> > by

Benny Møller Sørensen Joint Research Centre, Ispra Establishment, Italy

ABSTRACT

The Ocean Color Scanner was flown over a test site along the Dutch, Belgian and French North Sea coast in June/ July, 1977. The campaign was sponsored by the Joint Research Centre, Ispra, Italy. It was carried out in cooperation with a large number of scientific institutes within the European Communities, and with NASA, USA. The objective was to simulate a satellite situation in order to prepare for the CZCS that will be launched on the NIMBUS-G satellite in fall 1978. The data acquisition and data archivation are described. Some problems in OCS vs sea truth data correlation are discussed as well as some potential applications of the results.

Introduction

The National Aeronautic and Space Administration (NASA) of the U.S.A. is launching the NIMBUS-G satellite in fall 1978. This spacecraft will enter into a polar orbit with 8 sensor systems which are designed to record features on the Earth's surface and in the atmosphere.

One of these sensors is the Coastal Zone Colour Scanner (CZCS) which will be dedicated to obtain information on the quality of marine coastal waters.

A group of experts, headed by Dr. W. Hovis, NOAA/NESS forms the NIMBUS-G Experimental Team (NET). Its task is to define the problems associated with ocean color monitoring from space, work on solutions to these problems, and to establish algorithms that can be used to determine chlorophyll, turbidity and yellow substances qualitatively and quantitatively from the CZCS data.

The Joint Research Centre (JRC) of the European Communities (EC), has accepted an invitation to participate in the satellite experiment (post-launch); and to contribute to the establishment of the many definitions necessary for a successful programme through a number of pre-launch experiments.

This European project was called EURASEP, an abbreviation for European Association of Scientists for Experiments on Pollution. The project is being coordinated from the JRC-Ispra Establishment in cooperation with a large number of universities and research institutes within the European Communities.

As a NET member, the JRC is active in preparing for the post-launch phase. This is done by participating in the NET meetings and by performing a number of pre-launch experiments.

The Ocean Color Scanner Experiment

Background

The major European pre-launch activity is the

OCS Experiment '77

The objectives of this measurement campaign was to:

- contribute to NASA's pre-launch program that primarily aims at the establishment of an algorithm through which chlorophyll-&, suspended sediments and yellow substances can be quantitatively determined (the three primary parameters),
- offer European scientists an opportunity to work on data similar to the data from the CZCS,
- experiment in waters where the three primary parameters would be found in steep gradients and in a variety of quantity ratios,
- experiment with "real" sea truth, that is, simultaneous air and sea data acquisition with a possibility of subsequent data correlation, accurate within the order of a few pixels,
- intercalibrate as many of the European instruments, that will be used for the post-launch experiment, as possible.

The test site selected for the experiment comprised the southern part of the North Sea along the Dutch, Belgian and French coast (Figure 1). This site was chosen because

- the three primary parameters existed in appropriate concentration and gradients,
- two major rivers, the Rhine and the Schelde, have outlets into the test site, offering a variety of mixing zones,
- a varied coast and bathymetry existed in the area,



- this coast line could be divided into two flight tracks that would make good flight planning feasible,
- this coast line has a relatively large number of ports, providing a good base for the participating vessels,
- the existing communication facilities, navigation aids and maps of the area were excellent.

A hydrodynamic 4 km grid model based on data previously collected in this area, has been made by Dr. Ramming, Univ. of Hamburg. Using such a model to correct sample stations along the ship tracks for tidal current would enable the analysts to simulate a real time correlation of sea truth data with flight data. On the other hand, much of the data acquired during the experiment could be used to further test the model.

Statistically the test site has a relatively low probability of good weather conditions for remote sensing. Therefore, a 2-week stand-by period from June 20 to July 3, 1977 was scheduled.

Description of the Campaign

Some important actions took place during the last week before the stand-by period. More than 100 scientists and technicians had to be briefed, and the sea truth instruments had to be intercalibrated and installed. Also the Ocean Color Scanner was installed and tested. Finally a test run with all participants was conducted from a control centre in the Netherlands to assure that all equipment and communication functioned well.

Aircraft and Sensors

The OCS, built and owned by NASA, was lent to the JRC for the campaign. It is a prototype 10 channel scanner with a unique signal-to-noise (S/N) ratio and narrow spectral bands. Table 1 shows a comparison of the OCS characteristics with 2 commercially available scanners.

OCS FOV (total) 90° IFOV 3.5 m		mr		M ² S 100° 2.5 mr				DAEDALUS 1260 90° 2.5 mr						
-	λ _c nm	Δλ nm	S/N rms	ΝΕ Δρ .%	λ _c nm	Δλ nm	S/N rms	ΝΕ Δρ %	NE ∆T °C	λ_c nm	Δλ nm	S/N rms	NE До %	NE ΔT °C
Channel 1	431	24.2	582	0.172	410	60	14.0	≤2.0		400	40	not	< 5.0	
Channel 2	472	26.0	949	0.105	465	50	67.6	≤0.5		435	30	ava	< 1.5	
Channel 3	506	25.0	876	0.110	515	50	156.4	≤0.3		475	50	ailat	< 0.5	
Channel 4	548	26.3	910	0.110	560	40	176.3	≤0.3		525	50	ole	< 0.3	
Channel 5	586	24.1	582	0.170	600	40	153.6	≤0.3		575	50	at th	< 0.2	
Channel 6	625	25.3	525	0.190	640	40	215.0	≤0.3		625	50	le t	< 0.2	
Channel 7	667	24.2	525	0.190	680	40	234.7	≤0.4		670	40	ime	< 0.2	
Channel 8	707	26.0	351	0.285	720	45	185.8	≤0.5		745	90	of	< 0.3	
Channel 9	738	24.0	351	0.290	815	90	223.1	≤0.5		845	90	writ	< 0.5	
Channel 10	778	26.1	351	0.285	1015	90	151.8	≤1.0		965	90	ting	< 1.0	
					μπ	1			-	μπ	n			
Channel 11					8 - 1	2	62.5		≤0.25	8.5	- 14			< 0.2

TABLE 1

In order to simulate a satellite situation, it was necessary to have the major part of the atmospheric layer between the aircraft and the water surface. Therefore, the OCS was flown on a French owned Mystere 20 Falcon Jet at an altitude of 11.500 m giving an effective ground swath width of 18.500 m and a spatial resolution of 40 m. The flight tracks shown on Figure 1 were carefully calculated to satisfy a very accurate timing and to avoid specular reflection (sun glint) by flying towards or away from the sun with a maximum deviation of \pm 5-6°.

A German owned Dornier 28 "Skyservant" aircraft was included in the project as a back-up system. It flew at 4.000 m altitude and carried the following instruments:

11-channel Bendix scanner
PRT-5 Barnes radiometer
Zeiss metric camera (color film for ship
identification)
Exotech LANDSAT compatible radiometer
(pointing up)
Hasselblad camera (color IR film).

It was well understood that the value of the experiment would be drastically reduced in case of malfunction of the OCS system. Including the Dornier aircraft with a conventional multispectral scanner to fly at medium altitude increased the probability of obtaining aerial data in any event, even though calculations show that the Bendix M²S is far from ideal for oceanographic remote sensing. It also added an aerial thermal infrared imaging sensor to the experiment.

Communication Center

A communication center called EURASEP Control from which aircraft, vessels and off-shore platforms could be reached was set up in the main building of the North Sea Directorate, Rijkswaterstaat in Rijswijk, the Netherlands. The entire OCS experiment was directed from this center.

Weather Forecasting

The satellite tracking station at the University of Dundee, U.K. recorded NOAA-5 signals every day at 9 a.m. and combined it with Bracknell meteorological station, U.K. A cloud cover forecast was telexed and telephoned to Holland at 10 a.m. GMT each day during the stand-by period from that station. When a "clear" signal was given, all vessels were directed to their starting positions where they waited for a "go ahead" call from the communication center. This "go ahead" message was based on a second "clear" signal from a new cloud cover forecast at noon. At the noon "clear" signal, the aircraft were also given a "go ahead" signal.

Sea Truth

Nine vessels participated in the experiment for sea truth data collection. Their ports and tracks are indicated on Fig. 2 which also shows the Noordwijk stationary platform where sea truth measurements were made as well.

Each vessel made continuous measurements of chlorophyll, turbidity, salinity and temperature. This was accomplished by using a floating water intake connected with an on board instrument arrangement^{*}. Approximately 20 near-surface samples were taken at equal distance along the track for a calibration of the continuous measurements.

Designed by Dr. J.A. Charlton, University of Dundee.



At the half way point of the track, each vessel stopped to make profile sampling to a depth of at least 2.5 x Secchi Disc depth. This was performed simultaneously with the Mystere overflight. The water samples were filtered immediately on board and frozen.

Secchi disc (SD) measurements were made at the start position, the vertical sampling station and the end position of the track. Subsequent to the SD measurements, the Munsell Color Code^{*} was determined. The SD extinction depth seen through the optical filters, Wratten 98, 99 and 29 (blue, green and red) were measured at the same stations.

Atmospheric Measurements

Atmospheric measurements were performed at the following locations:

- a) on the beach at Cap Gris Nez (F)
- b) on the Hamstede glider airfield of the Dutch island of Schouwen
- c) on the Valkenburg military airfield at Noordwijk (NL)
- d) on the Noordwijk (NL) platform
- c) on the Goeree light island (NL).

The positions of these stations are shown on Figure 1.

The primary objective of performing the atmospheric measurements was to compensate the scanner data for the atmospheric effect.

Using a panel designed by Dr. Austin, Scripps Institution of Oceanography, San Diego, California, U.S.A. The panel contains color chips coded by Munsell and corresponding to the water colors normally encountered in coastal and open sea marine waters.

The following parameters were measured:

- atmospheric transmittance (modified Exotech* and ISCO radiometers)
- global irradiance (pyranometers)
- direct solar beam, i.e. sun irradiance (pyrheliometers)
- sky radiance at different azimuths and sun elevations for calculation of path radiance as a function of wave length in the 350-800 nm spectral range (EG and G 585 spectrometer)
- continuous incoming sun irradiance (Exotech model 100 radiometers compatible with LANDSAT MSS bands).

Execution of the Experiment

After one week on stand-by without action, an alternative flight plan was made after which a zig-zag pattern perpendicular to the original flight tracks could be followed (Figure 3).

With this plan, the mission could be carried out at sufficient sun elevation in the morning - before a build up of cumulus clouds might take place - without deviating more than the required \pm 5° from the sun angle.

This flight plan was used on the following day, the 27th of June.

EURASEP Control received a telephone message from the Dundee Satellite Station in the morning that NOAA-5 pictures showed a hole in the cloud sheet over the North Sea which might be over the test site about 2 hours later. An immediate call

Some Exotech radiometers had been modified to measure in the first four spectral bands of the CZCS, namely 433-453 nm, 510-530 nm, 540-560 nm and 660-680 nm.



to ACC, Schiphol, produced an approval of the new flight plan in less than 10 minutes and all participants were alerted. Most of the vessels arrived at their start positions in time. The remainders were given ad hoc instructions over the radio.

The OCS was flown on schedule. At 7.45 a.m. G.M.T., most of the test site was covered with clouds. At 9.28 a.m. the site was cloud free, and at 11.22 a.m. the site was completely overcast. This sequence is documented by three series of NOAA-5 images.

During the 60-90 minutes of cloud free conditions, the Dutch part of the test site was flown with the OCS, data was collected from five vessels in Dutch waters and four atmospheric stations measured.

Within this short period of operation, good data was acquired by the LANDSAT-2 MSS and the NOAA-5 VHRR over the test site as well.

When the Mystere aircraft was entering over the Belgian and French part of the test site, the cloud sheet had closed.

An attempt to repeat the success of the 27th of June was made 2 days later when a message from Dundee on a hole in the cloud sheet over the southern flight track (Belgian and Franch coast) was received at EURASEP Control in the morning. All participants were given instructions to follow the alternative plan.

The Mystere and Dornier aircrafts acquired data over Belgian coastal waters under cloud free conditions but the French part of the test site was overcast by the time the aircrafts entered over this area.

The vessels from French and Belgian ports ran a complete sea truth programme.

The atmospheric measurement stations did not measure as none of them was situated within the cloud free area.

On the last day of the stand-by period, the 3rd of July, the entire test site was reported to be cloud free by the meteorological stations, the off-shore platforms and the sea truth teams. Some haze - particularly over the Dutch part of the site - gave rather poor horizontal visibility, but reasonably good vertical visibility. The haze decreased considerably during the afternoon.

The whole test site was flown by the Mystere according to the alternative plan. Some icing on plexiglass in front of the OCS scanning mirror was reported. The impact of the icing is not known at the time of writing but it is not expected to be severe. The Mystere returned to Valkenburg airfield for refueling after having completed the alternative plan and flew the southern track as originally scheduled, without icing problems.

The Dornier flew the whole test site in good cloud free and visibility conditions.

All vessels made a full sea truth programme for the mission following the alternative plan in the morning. A full programme was again made by the Belgian vessels to support the afternoon flight (original plan).

Data Archivation and Establishment of a Digital Data Bank

All raw data from the experiment was sent to JRC, Ispra for archivation in a "manual" file. The data arrived in different formats as plots, listings, magnetic tape, pictures etc. After a quick review of the recordings, it was decided which data should reformated to enter a digital data bank which had been specially designed for that purpose. All sea truth and atmospheric data are filed on punched cards in order that computer print-outs can be distributed to all investigators who may want to take part in the analysis. Data can also be distributed in a computer oriented format for automated processing.

Correlation of Sea Truth Data with Scanner Data

One of the reasons for choosing this test site was the presence of the three primary parameters in a wide range of concentrations and gradients. This is an advantage in discriminating color anomalies on the scanner images and for correlating many different combinations of seston quantities with these color differences. The correlation depends on

- the geometric fidelity of the scanner data
- the accuracy of the geographical positions converted from Decca positions
- the possibility of correcting for the tidal current over the period of sampling on the ship tracks to simulate that all samples were taken exactly at the time of the overflight.

Let it be assumed that a northgoing current of 4 km/h moved steadily during the OCS flight, and that all vessels needed one hour to go from their start positions to the position where vertical sampling was performed simultaneous with the overflight of the Mystere. In a very simplified model, it may be assumed that a given volume of surface water sampled at the start position one hour before the flight over the ship track would have been 4 km north of the start position when the Mystere passed over the track. Thus the water characteristics recorded by the OCS at the start position does not correspond to the water samples at that position (Figure 4).



The movements of coastal waters are not as simple as described here. Horizontal shear, vertical movements and mixing with water from estuaries are only a few of the factors that may disturb this model.

Eight current meters were placed at different positions within the test site boundaries. They measured throughout the stand-by period. This data will be used to validate Dr. Ramming's hydrodynamic model on the southern North Sea. If applicable, the model will be used to correct sea truth data for the tidal currents.

A correlation of scanner data with sea truth data without correction for the current will produce erroneous results. With a correction, as described, the results may be less erroneous. This thesis will be tested by making both correlations and subsequently compare them.

Potential Applications of the Results from the Experiment

Much valuable experience has been gained from the experiment, even before the data analysis has started. Some experience which could be shared is described in a data acquisition report on the experiment (Sørensen, Dec. 1977). Also the data archivation may be a new approach, offering guidelines for a centralized data bank for the post-launch experiment.

Most of the objectives of the campaign have been met. The intercalibration of sea truth instruments, however was only partially successful due to a number of unanticipated problems. Some of these were that

- the volume of the sample water was too small
- the water was heated by a submerged pump, giving a temperature rise during the measurements

- large rust particles had entered the sample water during the transportation to the water tank, giving unreliable results on turbidity
- the large variety of instruments measuring each parameter made a real correlation of results difficult.

A thorough analysis of the data from the experiment is likely to improve our understanding of a number of scientific problems related to the atmosphere and the ocean. The EURASEP scientists want to study:

Variation of Atmospheric Conditions within Short and Long Distances

The distance between atmospheric measurement stations varied from less than 10 km to more than 250 km. On one day 4 of them measured transmittance values in the order of 80 per cent. On the last day of the stand-by period all 5 stations measured the whole day. The data is currently being elaborated and the final evaluation should reveal how uniform parameters like path radiance, sky radiance and transmittance are over short and longer distances. The conclusion is important for the post-launch phase where **the acquisition of atmo**spheric data on a test site will often be limited to one station.

Development of an Interpretation Algorithm for OCS Data

To arrive at an interpretation algorithm that can be used for the OCS, and ideally for the CZCS as well, from the correlation of scanner data with the sea truth data is one of the most difficult pursuits of the experiment. Although the approach to develop such an algorithm is not quite clear at the time of writing, it is likely to be a combination of statistical and iterative processes.

Hydrodynamic Models as an Aid for Mapping of Subsurface Features

A working algorithm will be a necessary tool to produce thematic maps. Such maps, however, will be based on imagery which is composed of scan lines recorded within a relatively short time. Sea truth vessels move much slower than air craft. For bringing aerial data and sea truth into geometrical registration, it is necessary to compensate for this time lapse. This can be done by correcting the sea truth data through a hydrodynamic model before validating the scanner data.

The Use of Simple Optical Observations for a Determination of Ocean Color and Seston Quantities

Optical observations such as, determination of the Secchi depth, of the Secchi disc extinction depth looking through various color filters, and comparison of sea color with Munsell color should be correlated with types and quantities of seston, and with scanner data. The objective would be to test if such observations have any significance in remote sensing studies of coastal waters at all, and if so, how they could be developed into an operational tool.

Development of Techniques for Continuous Measurements of Sea Truth Parameters

Point sampling along a ship track does not allow for interpolation between sampling stations unless the stations are very closely spaced. The analysis of many samples, however, is very labor intensive. Therefore, the advantage of a continuous measurement technique with on board registration is obvious. With a few samples taken along the track to calibrate the continuous measurements, the labor can be considerably reduced. This technique was used in the OCS experiment and various improvements should be pursued for development of an operational standardized method.

Atmospheric Corrections on Scanner Data Acquired from High Flying Aircrafts and Satellites

It is well known that only a small part of the signal received by a scanner on board a high flying aircraft or a satellite comes from the water and particles in the water. The major part of the radiance is scattered light from the atmosphere, and this must be removed prior to the analysis of the data. Techniques, models and algorithms aiming at a compensation of radiometric data for the atmospheric effect have been studied at various European laboratories for some years. It is believed that the measurements made during the OCS Experiment may contribute to a better understanding of this problem.

Conclusion

The potential applications given here are probably only a few of the total. More will appear as the work with the data progresses. In this respect, it is particularly advantageous that many laboratories and individuals with different approaches, experience and ideas will be working on the data. This may yield results which were not anticipated during the planning of the project.

References

Sørensen, B.M., June 1977, "Working Paper for the European Ocean Color Scanner Experiment - EURASEP Project" Commission of the European Community, Joint Research Centre, Ispra Establishment, Italy. Sørensen, B.M., December 1977, "EURASEP Project - OCS Experiment 1977, Report N° 1, Data Acquisition" Commission of the European Community, Joint Research Centre, Ispra Establishment, Italy.

Sturm, B., 1978, Personal Communication, Joint Reearch Centre, Ispra Establishment, Italy.

Geerders, P., 1977, Personal Communication, Rykswaterstaat - DIV, The Netherlands.

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., n° 5, pages 365 à 377

CANADA'S PARTICIPATION IN SEASAT "A"

par

L. W. MORLEY

SURSAT Programme Chairman Director General, Canada Centre for Remote Sensign, Dept. of Energy, Mines and Resources, Ottawa - Canada

ABSTRACT

This paper describes the canadian surveillance satellite program (Sursat), a three-year program to assess the technical and economic feasibility of a microwave remote sensing satellite system for monitoring to the 200 mile coastal fisheries zones, the continental shelf offshore oil and gas zones, and the arctic development zones. The Sursat programm includes participation in NASA's Seasat-A program, research and development, and applications experiments. Interest is focussed on Seasat's high-resolution imaging synthetic aperture radar (SAR), and the integration of satellite data into overall ocean management information systems. Participation by Canada in SEASAT "A" is viewed as a first experiment in a wider program of integrating earth observation satellite data into an overall ocean information and management system. One scenario⁴ is to set in place at least three coordinated ocean operations centres (Atlantic Coast, Pacific Coast and Arctic) from which all the ocean management functions will be orchestrated, based on all available data from earth observation satellites, ships, aircraft and ocean data buoys (Fig. I). A system is also envisaged in which all government ships and aircraft would, for purposes of economy and efficiency, be multi-tasked for peacetime missions. The job is made difficult by the co-existence of offshore oil and fisheries occurring in the shipping lanes off all three coasts, further complicated by difficult sea-ice conditions off the Atlantic and Arctic coasts (Fig. II).

Until recent advances in Earth Observation Satellites, coordinated ocean operations centres were not critically required because it was neither technically nor economically feasible to collect enough data to make it worthwhile investing in, and manning such centres. Ocean operators at present must operate, as best they can, on presently available inadequate information.

As far as Canada is concerned, the success of NASA's SEASAT "A" experiment is crucial to the development of this scenario. The synthetic aperture radar is of particular importance to many of our applications, the most promising of which is timely and complete information on floating sea ice. Another reason for the Canadian concentration on the synthetic aperture radar is the land applications. Many of our LANDSAT users who require real-time data are frustrated by clouds blanking out areas of interest, just as the satellite is passing over - not to return again for 18 days. There is little incentive to set up operational systems based on visible and I.R. satellite data dealing for example with snow melt, snow mapping, run-off and flooding, soil moisture and crop inventory unless all-weather microwave systems capable of penetrating clouds are available. Canada is planning to read out SEASAT from Shoe Cove (Fig. III) and process the SAR data. To do so, optical and digital radar processing equipment is being developed. Although we shall also be reading out the non-SAR data, we have not yet obtained sufficient funding nor investigators to evaluate it.

In order to obtain airborne validation of the satellite data, arrangements were made through a Canadian company by the name of INTERA, based in Calgary, to equip the CONVAIR 580 remote sensing aircraft owned by the Canada Centre for Remote Sensing with the four-channel X-L band airborne radar belonging to the Environmental Research Institute of Michigan (ERIM). A circular went out to a large number of potential investigators asking them to submit proposals for experiments using the SEASAT "A" data and the airborne SAR data. These investigators are all self-funding, but they will be supplied the data free-of-charge.

Ninety-four replies were received. These experiments can be categorized as shown in Fig. IV.

Figure V - Organization of the SURSAT Project Office.

Experimental Philosophy

The ninety-four proposals are being grouped into about fifteen experiments with as many of the 94 respondees as possible participating in components of the experiments so derived.

The components will be re-aligned to fit one of the 15 EXPERIMENTS resulting in some changes to the original proposals. In this way the actual aircraft flights and satellite SAR images required can be reduced to fit the resources available. For example, it will reduce the numbers of aircraft line miles to be flown by a factor of 6. Yet it is hoped to retain the participation of nearly every person who submitted a proposed activity.

Experiments will be redefined and refined through consultations between the SURSAT Project Office, the Experiment Selection Panel, the Principle Investigator and the Contractor. Efforts will be made to define more tangible objectives, (i.e. questions to which there are expected to be reasonably clear answers). Working groups are organized for each EXPERIMENT, which will meet periodically throughout the life of the program for consultations and discussions.

Contingency Plans

In the event that there is a delay for one reason or another in obtaining SEASAT "A" coverage, the airborne program will go ahead, regardless. There are two reasons for this: firstly because the aircraft will be ready and waiting and is only contracted for a period of 18 months beginning January 1978, and secondly because most of the investigators have never had airborne SAR data available to them and they would thus have some data to start working on. It would be difficult and non-productive for these investigators to plan and then have to turn off their arrangements for ground truth parties if they could not get SEASAT data for the days they had planned in their area of interest.

Follow-on Work

The SURSAT program has already been provided with a report of an interdepartmental task force outlining the needs of the ocean managers. It is entitled "Satellites and Sovereignty" and was released as a public document in January 1978. Thus the office is not yet in the position of having to advocate a particular satellite. This report also envisages a number of SAR satellites in complementary orbits to provide the required frequency of coverage. The ultimate satellite system will have to be compared with alternative systems employing aircraft, ships and buoys. A global system internationally shared would help reduce the cost of a satellite system and make it more cost-effective.

If the satellite system appears to offer sufficient benefits, a recommendation will then be made for participation in a joint; international satellite program to be operational in the late 1980's. Canada is now seeking out potential international partners in such a venture.

Acknowledgments:

The contribution of the SURSAT Project Office is gratefully acknowledged:

Dr. A. L. VanKoughnett, SURSAT Project ManagerDr. Réné Ramseier,Assistant Project Manager(Applications)Dr. Keith Raney,Assistant Project Manager(Technology)

 "survalllance Satellate (10000 (speciment Clar, Part I" Requests for Proposale (in Constrate, Lovt. Of Canada, Sept. 1977, Surat: Of Constration (198, 520 Praston Street, Ottawa, Ontarlo, Canada)

Catellites and heveral control of the Interdepartmental Tark Force on Surveil control of the August 1977 published by the Government Canada, Sursat Office, Norm [185] 520 Presture Control Officer, Ontario, Canada.

REFERENCES

"Proposal for an Arctic Services Joint Operations Centre"

 W. Morley and D. J. Clough
 "Arctic Systems"
 edited by P. J. Amaria, A. A. Bruneau and P. A. Lapp
 N. A. T. O. Conference Series 11, Systems Service
 1977, Plenum Press, New York

- 2. "Surveillance Satellite Project, Experiment Plan, Part 1" Requests for Proposals for Experiments, Govt. Of Canada, Sept. 1977, Sursat Office, Room 1195, 520 Preston Street, Ottawa, Ontario, Canada.
- 3. "Satellites and Sovereignty" Report of the Interdepartmental Task Force on Surveillance Satellites, August 1977 published by the Government of Canada, Sursat Office, Room 1195, 520 Preston Street, Ottawa, Ontario, Canada.

CONCEPT OF COORDINATED OCEAN INFORMATION CENTRES

DATE ACQUISITION

BY

ANALYSIS OF DATA INTO INFORMATION MANAGEMENT DECISIONS AND ACTION BY

• Promulgating envi-

ronmental info. by

telecommunications

. Radio instructions

. Tasking government

ships and aircraft

to shipping

- Earth Observation satellites
- Ocean data buoys
- Aircraft
- Ships
- Oil platforms
- World Meteorological Network

- Sea ice
- Sea state
- Sea temperatures
- Surface winds
- Air temperatures
- Location and identification of ships
- Tracking of oil slicks
- . Tracking of icebergs
- Tides Currents
- Ocean Weather forecasts
- Fish stocks

Figure 1





	No. of Projects
OCEAN MONITORING	
Weather and sea state	18
Floating ice	18
Human activities	18
Oil spills	1
Oceanographic science	5
LAND MONITORING	
Forest monitoring	1
Crop monitoring	6
Snow hydrology	7
Soil moisture	1
Erosion monitoring - pipe lines	
& resevoirs	2
LAND THEMATIC MAPPING	
Cartography	5
Forest inventory	4
Geology	6
Wetlands	3
Coastal zone mapping	5
Engineering	2
Soil and land formation	2
Ecological mapping and land classification	9
TECHNOLOGY	11

Fig. 4

CANADIAN SEASAT "A" - Experiment Categories (Preliminary)


SURSAT COMMITTEE STRUCTURE



FIG VT

376

Appr. By Alu Status as of	SUF	RSAT	SUMMARY	SCHEDULE	
	1977		1978	1979	1920
	JFMAMJJASON	DJFM	IAMJJJASOND	JFMAMJJASOND	JFMAM
MAJOR MILESTONES	Cabinet, Approval Approval	!	Seusar Jaunch		Final Report
<u>Scasat Data Reception And Recording</u> Shoe Cove Modifications - Design Digital Data Recording Optical SAR Data Recorder Integration And Test Engineering Validation Operations <u>Seasat SAR Data Processing</u> Optical Processor Design Study Design, Fabrication, Test Operations Digital Processor Design Study Simulation Fabrication And Test Operations <u>Airborne SAR</u> - Mobilization - Operations SAR Research - Systems Studies					
Effects Of Sca Clutter					
APPLICATIONS EXPERIMENTS Solicit And Review Expt. Proposals Airborne Experiments Seasat Experiments Summary Reports Symposia Consolidate Expt. Results Final Report					
, i i i i i i i i i i i i i i i i i i i	C Plan	C	======= Current Prediction	Actual Status	

FIG VI

Troisième session

PROSPECTIVES

1ère partie

Intérêt et limites des possibilités offertes par les satellites d'observation

2ème partie

Dialogue concepteurs / utilisateurs

Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., nº 5, pages 381 à 394

OCEAN SCIENCE FROM SPACE*

par

J. APEL

N.O.A.A. -US Department of Commerce -Evironmental Research Laboratory-3711 - 15th Avenue Northeast - Seattle - Washington 98105

ABSTRACT

Spacecraft technology has progressed to a point where quantitative measurements of certains near-surface oceanic phenomena are often possible. Determination of sea surface temperature and ice œver may be made by infrared and microwave radiometers ; ocean color, chlorophyll and sediment concentrations may be established using spectroradiometers ; winds, waves, ice and the marine geoid may be measured using radar. Examples of data, estimates of their accuracy and means of incorporating the data into oceanographic research are given.

* Reprinted from EOS Vol. 57, n° 9, september 1976 Copyright 1976 by American Geophysical Union Reprinted from E Θ S Vol. 57, No. 9, September 1976 Copyright 1976 by American Geophysical Union

Ocean Science From Space

John R. Apel

Introduction

The ocean plays as fundamental a role in the natural scheme of things as does the atmosphere, although its functions, being considerably more varied and diffuse, are probably neither as well appreciated nor as well understood. The sea profoundly affects the weather and climate and in turn is affected by the atmosphere, acting as both a heat reservoir for storing, distributing, and releasing solar energy and as the source for most atmospheric moisture. It interacts with the bounding land and air over times ranging from minutes to millennia. Geological activity on all time and space scales takes place in and under the seas, which serve as the repository for the detritus of man and nature and, just as important, as practicable sources of petroleum and a few useful minerals. Its currents and dilutant powers are called upon to disperse sewage, poisonous and nonpoisonous wastes, solid trash, and excess heat, while it maintains a role as the aqua viva for an extremely complicated and commercially important food chain and a role as a means of recreation and refreshment for people. In the estuaries and the coastal zones these conflicting demands are especially severe.

This article attempts a rather limited review of the types of oceanic information that current experimental results and planning indicate should be available from spacecraft in the near future. To the author's knowledge, plans exist to orbit sensors that will yield measurements or observations of all of the parameters discussed here, albeit often only on an experimental basis.

Questions on the usefulness of satellites for ocean science have been raised by oceanographers since the first space-derived imagery was returned to earth. It was not at all obvious what relationships such data might have to the physical oceanographer's usual repertory of salinity, temperature, and depth measurements, the biologist's concerns with flora or fauna, or the geologist's interests in rocks or sediments.

After nearly two decades of activity in space it is becoming obvious that for several limited but nevertheless important classes of phenomena it is possible to make observations and measurements from spacecraft of considerable usefulness to oceanographers. In a few isolated instances it even appears one may do so with a breadth and accuracy exceeding anything attainable from ships or buoys. For these types of observations, the satellite represents a new tool of great power, and the information on physical and biological processes obtained from it will be worthy of inclusion in the data banks and in the minds of researchers.

However, for a sizable percentage of physical and biological ocean scientists, much of these data may fall far afield or might be too indirect or perhaps even too esoteric for their tastes. The value of the data to these workers will chiefly be in the concomitant enlargement of the general fund of oceanic knowledge.

By and large, satellite oceanography is confined to surface and nearsurface phenomena. This constraint is not as severe as it appears at first glance, because data taken from spacecraft will be appended to other, conventionally derived surface and subsurface measurements of parameters such as vertical current or temperature profiles in order to construct a more nearly three-dimensional view of the ocean. In addition, near-surface data are useful in their own right, since the coupled nonlinear interactions between ocean and atmosphere largely take place in the few tens of meters above and below the sea-air interface, at least for shorter time scales. Man's marine activities are mostly confined to near that surface as well, so that the kind of two-dimensional oceanography that one can pursue from spacecraft is often highly relevant.

Uses of Spacecraft Data

The answer as to who needs what information from spacecraft obviously depends on the type of information that is obtainable. In research areas the disciplines served with some degree of usefulness are marine geodesy and gravity; physical, geological, and biological oceanography; glaciology; boundary layer meteorology; and climatology. Various maritime operations, shipping, offshore mining, oil drilling, and fishing, all require an improved and expanded data base and more accurate marine forecasts. The ever-increasing fraction of the population living along the seacoasts needs improved forecasting and warning services for protection of life and property. However, because of the great length and breadth of the sea the difficulties in obtaining timely detailed information of sufficient observational density across its expanse have prevented an effective monitoring and forecasting system for the oceans.

Satellites of Utility to Oceanography

The number of satellites carrying sensors that yield data useful to ocean science is large, and the value of the data from them variable. Table 1 is a listing |LaViolette, 1974; Apel and Siry, 1974; NASA, 1975; Koffler, 1975| of the spacecraft that have been or will be sources of data having oceanographic significance. Of the several listed, the most useful are probably NOAA 3 and 4, ERTS 1/Landsat 2, Geos 3, the SMS/GOES quintuplets, Tiros-N, Seasat-A, and Nimbus-G. The data types are diverse, as is discussed below. The last three satellites, which are to be launched in 1978, are of much interest to oceanography. Tiros-N is the first of a new generation of operational meteorological and environmental polar-orbiting satellites. Seasat-A is dedicated to oceanography, geodesy, meteorology, and climatology |Apel and Siry, 1974|. Nimbus-G is designed to serve experimental ends for both pollution monitoring and oceanography |NASA, 1975|.

Data Available From Satellites

Spacecraft data presently available on any basis other than a primarily experimental one are quite limited and are effectively confined to low- and medium-resolution visible and infrared imagery (NOAA, GOES), from which sea surface temperatures having accuracies of order $\pm 1.5^{\circ}-2.0^{\circ}$ C may be derived, and small amounts of high-resolution Landsat images. However, the near future promises a large increase in the quantity, quality, and coverage of oceanic data.

The estimates of data accuracy and coverage cited below are thought to be valid for the general 1978-1982 era, when Tiros-N, Seasat-A, Nimbus-G, Landsat 3, and the GOES system are all to be active. In each case the dominant instruments contributing to the



Fig. 1. Surface isotherms in degrees centigrade of Lake Huron derived from the VHRR sensor on the NOAA 4 environmental satellite, August 7, 1975. Relative accuracy is approximately $\pm 1^{\circ}$ C (NOAA, National Environmental Satellite Service).

Satellite	Launch Date	Orbit	Utility of Data	Character	Sensors	Oceanic Parameters
Mercury Gemini Apollo Apollo-Soyuz	1962- 1975	Variable	Low to medium	Exploratory	Cameras	Imagery
Nimbus 4 Nimbus 5 Nimbus 6 Nimbus-G	1970 1973 1975 1978	Polar	Medium progressing to high	Experimental	IR and MW radiometers and bolometer; color scanner	Temperature, ice cover, radiation budget, wind, color
ITOS 1-4 ESSA 1-9 NOAA 1-4	1966- 1975	Polar	Medium and high	Operational	Visible vidicon; IR scanner	Imagery, temperature
ATS 1-3	1966 1967	Synchronous	Medium	Prototype	Visible, IR scanners; data channel	Imagery, temperature, data relay
SMS/GOES 1-5	1974- 1978	Synchronous	High	Operational	Visible, IR scanners; data channel	Imagery, temperature, data relay
Geos 1-3	1965 1975	Variable	High	Experimental	Laser reflectors; altimeter	Geoid, ocean geoid
ERTS 1 Landsat 2 Landsat 3	1972 1974 1978	Polar	Medium progressing to high	Prototype	Visible, near-IR scanner; thermal IR scanner	Imagery, temperature
Skylab	1973		Medium progressing to high	Experimental	Cameras; visible, IR scanner; spectro radi- ometer; MW radiom- clers; altimeter; scatter- ometer	Imagery, temperature, wave height, wind speed, geoid
Shuttle	1983	Varied	Medium to high	Varied	Varied	Unknown
Tiros-N	1978	Polar	High	Operational	Visible, IR scanners	Imagery, temperature
Seasat-A Seasat-B	1978- 1983	Near Polar	High	Experimental	Altimeter; imaging radar; scatterometer; MW radiometer; visible/IR scanner	Geoid, wave spectra, wind speed, ice, temperature

TABLE 1. U.S. Satellites of Utility in Oceanography

From LaViolette [1974], Apel and Siry [1974], and NASA [1975].

Short Form	Sensor Name	Wavelength or Frequency	Spacecraft	Spatial Resolution
SR	Scanning radiometer	Visible and thermal IR	NOAA 1-4	7 km
VHRR	Very high resolution radiometer	Visible and thermal IR	NOAA 1-4	1 km
VISSR	Visible and infrared spin scan radiometer	Visible and thermal IR	GOES	1-7 km
AVHRR	Advanced very high resolution radiometer	Visible and thermal IR	Tiros-N	1 km
MSS	Multispectral scanner	Four channels, visible and reflected IR:	ERTS/Landsat 1 and 2	70 km
	Thematic mapper	Thermal IR	Landsat 3. Landsat 4	25 m 100 m (IR)
CZCS	Coastal zone color scanner	Six channels, visible, reflected and thermal IR	Nimbus-G	800 m
ESMR	Electronically scanned microwave radiometer	19 GHz	Nimbus 5	15 km
SMMR	Scanning multichannel microwave radiometer	Five channels: 6.6, 10, 18, 21, 35 GHz	Nimbus-G, Seasat-A	15-140 km
Alt	Short pulse altimeter	13.9 GHz	Skylab Geos 3 Seasat-A	2 km
Scatt	Radar wind scatterometer	13.4 GHz	Skylab Seasat-A	25 km
SAR	Synthetic aperture radar	1.4 GHz	Seasat-A	25 m

TABLE 2. Sensors of Oceanographic Interest

measurement are listed, although to achieve the precision or accuracy cited, ancillary data will usually be required. There is every reason to blend surface and satellite data together, so that the space-derived information can be calibrated and verified by point surface measurements and thus can often extend the surface observations to near-planetary scales. The sensors of prime interest are also cited and with their shortened forms are listed in Table 2.

One finds a diverse list of features, or observables, that enter into oceanic processes. In listing these parameters it is convenient to begin at the level of the action of the atmosphere upon the sea; then follow the ocean's response, waves and currents, and its effects upon the shore. Other land-sea interactions are then listed. Identification of water mass properties established by natural and manmade influences is discussed next. Finally, some estimates of the role of the ocean in establishing climatology are given.

In many of the parameter values and ranges given below the lack of experimental verification requires that the data be regarded as preliminary estimates only, and the reader is cautioned to remain skeptical. In most cases they represent compromises between requirements leveled by the ocean scientists and the attempts of the instrument designers to meet those requirements via remote sensing.

Air-Sea Interaction

The transport of matter, momentum, and energy across the air-sea interface is chiefly due to solar radiation and atmospheric stress. Such parameters as the air-sea temperature difference, exchange of latent and sensible heat, and the vector surface wind field are important observables for climatological, meteorological, and oceanic purposes. For spacecraft the following estimates appear reasonable.

Sea surface temperature. For the estimated capability, in cloud-free areas it should be possible to determine absolute temperature accuracy to order 1°C and precision or relative accuracy to approximately $\pm 0.5^{\circ}$ C. Over coastal waters and lakes, space-time averaging of order 4 km and 1 day is needed [Koffler, 1975|; for regional ocean areas, 10km and few-day averages are required; in the open ocean, 50-km and several-day averages should suffice |Bromer et al., 1976|. The sensors to be used are VHRR, VISSR, and AVHRR (Table 2). In cloudy areas or in light rain a temperature precision of $\pm 1.5^{\circ}-2.0^{\circ}C$ should obtain with 100-km and fewday averages away from coasts by using SMMR. To the satellitederived temperatures should be appended ship surface and vertical temperature profiles to the maximum extent possible.

Figure 1 shows isotherms for Great Lakes surface temperatures as an example of the current highresolution thermal mapping in a limited region, derived from the VHRR sensor on the NOAA 4 satellite [Koffler, 1975].

Surface vector wind field. As

referenced to a 20-m height, the scatterometer may measure surface wind speed from a very few to perhaps 20 m/s, with a precision of about ± 2 m/s or 25% of the actual value (whichever is larger) and wind direction to $\pm 20^{\circ}$ through clouds and light rainfall; 25-km resolution over a several hundred kilometer swath width will be the case [Grantham et al., 1975]. For higher winds, attempts will be made to determine speed from 5 to perhaps 35 m/s within $\pm 25\%$ of actual speed over a several hundred kilometer swath through clouds and light rain by using the SMMR [Apel and Siry, 1974, p. 14; NASA, 1975; Barath and Gloersen, 1975!.

Figure 2 shows radar backscatter cross section of the ocean σ° as a function of wind speed at 20 m, with angle of illumination (measured from nadir) as a parameter. This effect forms the basis for the wind speed measurement with the radar wind scatterometer [Grantham et al., 1975].

Radiation budget. Precision



Fig. 2. Radar cross section σ_{HH}° of ocean surface at 13 GHz versus surface wind speed measured at 20-m height. Angle off nadir is the parameter. Horizontal polarization, cross-wind illumination (NASA Langley Research Center).



Fig. 3. Short-pulse method for determining significant wave height with a 3-ns radar altimeter.

radiometers are estimated to be able to determine spectrally integrated solar radiation absorbed in and reflected by the global ocean, with a precision of approximately ± 5 Ly/day, with various spatial resolutions [*NASA*, 1975].

Surface Wave Field

(a)

There is obviously a strong coupling between the surface wind field and ocean waves, with the wind initially generating short-length capillary waves which then cascade toward longer wavelengths and larger amplitudes, dependent upon the strength, direction, duration, and fetch of the wind. While significant wave height $H_{1/3}$ is a one-parameter specification of sea state, the proper description of a homogeneous surface wave field is more detailed, e.g., the two-dimen-



Fig. 4. (a) band synthetic aperture radar image of 60-m and 150-m ocean waves off Alaska; (b) two-dimensional Fourier transform of part a showing wave energy concentrations as bright spots; (c) interpretation of part b in terms of two dominant wave trains, with densitometer traces of the figure taken at 83° and -15° (Jet Propulsion Laboratory).

sional power spectral density as a function of surface wave vector. A reasonably complete determination of this function near storms, when used as input data to numerical models, would allow wave forecasts to be made at a distance of several hundred kilometers from the high wind regions. Where the field is nonhomogeneous, as near shorelines, near intense low pressure systems, or in shoaling water, an image of the surface field is more appropriate than a spectrum.

Significant wave height. For the estimated capability, it appears possible to measure significant wave height $H_{1/3}$ with a precision of ± 1 m or $\pm 25\%$ of the actual height over a range of 1-20 m along the subsatellite track on a near-all-weather basis by using the short-pulse altimeter |Walsh, 1974|. Figure 3 illustrates the effect of a rough ocean in broadening a 3-ns radar altimeter pulse, the measurement of which forms the basis for the determination of $H_{1/3}$.

Surface wave spectrum. For the surface wave power spectrum the synthetic aperture radar (SAR) may yield square amplitude measurements consistent with the precision for $H_{1/3}$ (above) for all wavelengths between 50 m and the largest observable length, measured at 10° interals for all angles of propagation; the spatial and temporal resolution is limited to small samples taken near the United States or to more intensive spectra in selected regions. The instrument appears to have an all-weather capability Brown et al., 1976].

Wave refraction patterns Surface waves reflect. refract, and diffract under the influence of shoal water and may converge or diverge, depending on bottom topography. Heavy wave action moves shoals and channels about and damages ocean structures such as jetties and offshore platforms. Wave, refraction studies for a given region assist in shoreline protection, channel maintenance, and understanding of wave-driven circulation. Under these conditions, images rather than spectra are required. The SAR should image wave refraction patterns for wavelengths greater than 50 m over swath widths of up to 100 km on a selected basis; it does so with a near-allweather capability [*Brown et al.*, 1976].

Figure 4 shows a surface wave field as obtained from the synthetic aperture imaging radar and a digital Fourier transform, which appears to yield a wave slope spectrum *Brown et al.*, 1976].

Currents and Vertical Motions

Ocean currents are driven by wind stress, by tidal forces, and by uneven temperature and salinity distributions in the body of the sea. On the rotating earth a moving fluid tilts its surface relative to the geoid with a slope proportional to the fluid velocity; this is called geostrophic flow. In the case of western boundary currents, e.g., the Gulf Stream, the slopes are of order 10^{-5} or less; the resultant topographic elevations across the stream, measured with respect to the geoid, are about 1 m or less.

Upwellings and downwellings are slow vertical flows usually brought about by wind stress and coastal topography. Upwellings in particular are of interest because the cold subsurface water often has a high nutrient level that may lead to a plankton bloom and ultimately an enhanced fish population. From the standpoint of spacecraft data the speed of the current in an upwelling is not observable, but rather the timely identification and location of the event are possible.

In order to determine the complete dynamical current velocity field, one must measure speed and direction as a function of position and time. In addition, the vertical distribution of current velocity throughout the water column is needed for measuring total transports of water, dissolved chemicals, nutrients, etc. This is obviously impossible from satellites, and therefore to any surface current measurements made from spacecraft must be appended subsurface current profiles taken by conventional means.

Present estimates [Kaula, 1970;

Apel, 1972; Apel and Byrne, 1974] give roughly ± 20 cm/s as the ultimate achievable precision in the determination of surface geostrophic speeds from spacecraft by way of surface slope measurements using a radar altimeter and perhaps several kilometers as the time-averaged error in the position of the current measurements along the subsatellite track only. Nevertheless, surface current speeds considerably below 20 cm/s are found in the ocean and are of interest. No apparent means exist for remotely determining such low speeds from spacecraft. However, drifting Lagrangian buoys may act as near-surface water movement tracers for these lower speeds

[Molinari, 1974]. When the drifting buoys are equipped with satellite positioning devices and data collection systems, they become extremely valuable adjuncts to the remote sensors on board the spacecraft.

However, it should be emphasized again that spacecraft remote sensors alone can by no means deliver all of the required information.

Figure 5, taken from *Defant* [1961], shows the long-time mean surface topography of the western North Atlantic as calculated assuming that geostrophy obtains, with elevations above and below an equipotential surface close to the geoid given in centimeters. The time-averaged Gulf Stream is



Fig. 5. Long-term topographic setup of western North Atlantic as calculated from oceanic density anomalies; elevations are given in centimeters relative to the geoid [Defant, 1961].



Fig. 6. Thermal infrared image made off U.S. East Coast on May 12, 1975, showing Gulf Stream, meanders, and eddies in lighter shades; dark areas are cold clouds (NOAA, National Environmental Satellite Service).

clearly visible; its instantaneous position may depart from the horizontal mean axis by amounts approaching 200 km, moving slowly (5- to 40-day periods) in comparison with the time (a few days) required to map the area with a satellite. The hope is that satellite altimetry will become sufficiently precise so that this dynamic topography, and hence surface current speed, can be determined by using it [Kaula, 1970; Apel, 1972; Apel and Byrne, 1974]. This requires that both the background geoid and the topographic departures from it be determined with precisions approaching ± 10 cm in the vertical. The requirement inextricably links dynamical oceanography and marine geodesy if such schemes are to be pursued.

Figure 6 illustrates a NOAA 4 thermal infrared image off the northeastern U.S. coast with the warm water of the Gulf Stream in lighter shades |Koffler, 1975|. Such imagery can be used to interpolate between the altimetry traces in order to obtain a more complete mapping of the Gulf Stream or similar intense flows in regard to surface position and current speed.

For upwellings it appears feasible to determine position, temperature, and areal extent of an upwelling event to 5 km within 1 to 2 days of its onset and to obtain estimates of the near-surface chlorophyll concentration by using combined temperature and color imaging devices such as CZCS [NASA, 1975].

Tides: Open Ocean and Shelf

Deep-sea tides, being largely astronomically driven by the moon and sun, occur at precise frequencies, some five of which contain about 95% of the tidal energy. Their amplitudes in the open ocean are typically 0-1 m. Open ocean and shelf tides are difficult and timeconsuming to measure, and their relationships to coastal tides are hard to establish. Worldwide deep-sea tidal measurements would aid in the theoretical understanding and prediction of tides at arbitrary locations along the coastlines.

By using precision altimetry in the way described earlier, it appears that one may determine tidal range to ± 25 cm (relative to mean sea level) and phase to $\pm 20^{\circ}$ for diurnal and semidiurnal periods |*Hendershott et al.*,1974|. The required spacings are 25 km on continental shelves and 100 km globally. Approximately 1 year of data is needed for the solution.

Sea-Earth Interactions

In the category of interactions between the ocean and the solid earth is found such a wide diversity of features that no general discussion will suffice. Instead, each observable will be taken up individually.

Storm surge and wind setup along a coast. Storm systems pile up water ahead of them as they approach a coastline from seaward. In the case of hurricanes this surge is often directly responsible for more damage and loss of life than the wind is. Hurricane surges are confined to a few tens of kilometers and a few hours of time during the landfall; amplitudes can exceed 9 m. Wind setup is the accumulation of water along a coast due to long-term stresses such as trade winds; a typical elevation is about 1 m. By altimetric means it should be possible to measure storm surge elevations to ± 1 m in a storm system on a target-of-opportunity basis, along a single subsatellite track [*Apel and Siry*, 1974]. It should be recognized that the spacetime coincidence of storm and satellite is a low probability event, however.

Tsunamis. Tsunamis are seismically excited long-length ocean waves capable of great damage. Their peak-to-trough amplitudes in midocean have never been measured but theoretically should be of order 1/2 m: wavelengths are a few hundred kilometers, and the disturbance ultimately fills an entire ocean basin. As they approach shore, the amplitude may increase to tens of meters. Assessing the energy content of a tsunami is a difficult task, and thus much overwarning results. In principle, altimetric measurements could yield a tsunami amplitude to ± 25 cm and a wavelength to $\pm 20\%$ in the open ocean on a target-of-opportunity basis along a subsatellite track. This is again a low-probability observation [Apel and Sirv, 1974].

Beach and shoal dynamics. Waves and currents erode and build shorelines and shallow water features. Base line data on shoreline and shoal configurations allow assessment of changes due to wave action. By using an imaging radar it should be possible under storm conditions to image shorelines and shoal waters with resolutions down to 25 m with image centers located to ± 500 m over swath widths of up to 100 km on a selected basis near the continental Unites States. High-resolution optical and near-infrared imagery taken at several wavelengths (such as will be available from the Landsat 4 thematic mapper) can yield data on subsurface conditions as well under clear skies.

Shallow-water charting and bathymetry. The positioning of newly formed or poorly charted shoals and some assessment of their topography can be obtained by using multispectral optical imagers such as MSS or CZCS. It is possible



Fig. 7. Microwave image of the Antarctic continent with brightness scales affixed made from the ESMR on Nimbus 5 during January 1973 (NASA Goddard Space Flight Center).

to image shoals of depths less than 10-15 m where the water is clear enough, with vertical resolutions of 2-5 m and horizontal resolutions of order 70 m, with image centers located to ± 500 m, on a selected basis [*Polcyn and Lyzenga*, 1974].

Near-surface sediment transport. Wave action, river discharges, tidal flushing, and advection by current systems result in transport of sediments and sands throughout the ocean. Surface sediment patterns and particulate concentrations are indicators of transport of material, which can be viewed at several optical. wavelengths with 800-m resolution over swath widths of up to 700 km (MSS, CZCS). By designing algorithms that use image brightnesses at these wavelength bands it may be possible to determine concentrations from approximately 0.2 to 100 mg/m³ on a selected basis |Pirie and Steller, 1974].

Ice cover, dynamics, and icebergs. Ice cover and ice movements vary greatly with the time of year and surface wind conditions. The percentage of ice cover in polar regions governs much of the

weather there, owing to the large exchange of heat between air and water occurring through open water areas, especially in narrow leads and openings. In coastal areas and lakes, shipping depends upon an accurate assessment of ice conditions throughout the navigable waters. Iceberg tracking and forecasting are vital for protection and navigation of shipping. The observation of ice from satellites is greatly compounded by the persistent cloud cover found in polar and subpolar regions. Thus the synthetic aperture radar will be very useful for imaging ice cover and perhaps very large icebergs, with a resolution of 25 m and with image centers located to ± 500 m, over swath widths of up to 100 km, on a near-allweather but very selected basis. With the SMMR it is possible to image ice cover with low resolution, 20 km, over the entire polar caps with swaths of 1000 km on a near-allweather basis [Gloersen and Salomonson, 1975.

Figure 7 is a brightness map of the Antarctic continent as obtained from the 19-GHz microwave radiometer on Nimbus 5 and gathered in the course of approx-



Fig. 8. (Top) Altimeter geoid heights referenced to a spheroid, as measured across western Puerto Rico by the Skylab S-193 altimeter; precision is about ± 1 m. (Bottom) Bottom topography over a portion of the subsatellite track (NASA Wallops Flight Center).

imately 5 days; the resolution is approximately 15 km [Gloersen and Salomonson, 1975].

Marine geoid. In a quite separate category from the previous observables is the marine or ocean geoid, defined as the surface assumed by a motionless uniform ocean under the influence of gravitational and rotational forces only. Geostrophic currents, tides, storm surges, setup, and waves lead to an ocean surface that departs from the geoid; the latter must then be known on a spatial grid with precision at least as fine as that with which the observable is to be determined. Although only preliminary data have been published, it appears altogether possible to measure relative short-scale vertical variations in the marine geoid to ± 20 cm and long-scale to perhaps ± 100 cm along the subsatellite track over a grid spacing of order 25 km over all open ocean areas by using the altimeter and precise orbit determination |Apel and Siry, 1974; Kaula, 1970; Apel, 1972; Apel and Byrne, 1974; McGoogan et al., 1975]. Data from Skylab | McGoogan et al., 1975] and Geos 3 (H. R. Stanley, private communication, 1975) support this view. Some of the data from Skylab are illustrated in Figure 8, which shows the variation in relative geoid height and water depth along the subsatellite track across Puerto Rico. By using the altimeter, whose noise figure was approximately ± 1 m, the gravity anomaly associated with the Puerto Rico trench is clearly seen as a geoidal depression of order 15-20 m McGoogan et al., 1975. Such short wavelength data, taken globally, can be combined with long wavelength geoidal models obtained via satellite tracking and orbit analysis to obtain a precision geoid over the ocean. While this has not yet been done, attempts have been made to combine marine gravimetric measurements with satellite geoids to produce a geoidal map such as is shown in Figure 9 for the western Atlantic | Vincent et al., 1972; Marsh et al., 1973]. Here heights are given in meters relative to the reference ellipsoid. The problem of measuring geostrophic



Fig. 9. Geoid calculated in the western Atlantic from satellite orbit perturbations and marine gravity measurements; elevations are in meters relative to the reference ellipsoid. The track of Skylab while taking the data of Figure 8 is shown as a stripe off Puerto Rico (NASA Goddard Space Flight Center).

currents is equivalent to discerning the 100-cm setup due to current shown in Figure 5 against the background of 100-m geoidal undulations illustrated in Figure 9 |*Kaula*, 1970; *Apel*, 1972; *Apel and Byrne*, 1974].

Climatology

The role of the ocean in climatic change is not completely under-

stood, but it it clear that the transformation of absorbed sunlight into thermal energy in the upper layers of the sea is an important one, as is the poleward transport of this heat by western boundary currents. Variations in the positions of major ocean currents in part appear to be induced by changing wind stress, which apparently lead to the El Niño phenomenon, for example. The appearance of anomalous large areas of warm water in the Pacific has been hypothesized as the origin of warm winters in the eastern United States through poorly understood processes involving motions of the upper atmosphere |Gates and Mintz, 1975|.

The contributions which spacecraft can make to ocean climatology therefore appear to be mainly related to the global determination of sea surface tem-





TABLE 3. Summary of Sensors a	nd	Observables
-------------------------------	----	-------------

perature and heat transport |Gates and Mintz, 1975; Stommel, 1974; NACOA, 1974|. The five GOES-type synchronous satellites appear capable of delivering the temperature data over mid-latitude regions with the required accuracy of $\pm 0.5^{\circ}$ C relative, if special processing is undertaken. Over polar regions the Tiros-N series is more suitable. Programs for optimal extraction of the global temperature fields, averaged over approximately $100 \times 100 \text{ km}^2$ areas and several days, are in the embryonic stages.

Water Mass Properties

Variations in the physical or chemical composition of a water mass lead to variations in its color or reflectivity, for example. These changes can be natural or manmade; in either case they tend to be more pronounced near continents. The color is determined primarily by molecular scattering and secondarily by nutrients, chlorophyll *a* in plankton and algaes, suspended sediment load, pollutants, and,

		Imaging Radiometers				
Observables	Visible	Thermal IR	Microwave	Short Pulse Altimeter	Imaging Radar	Scatterometer
Chlorophyll and algaes	1		1	2.1		
Current position	2	1	1	1	1	
Current speed		2.1		1	3	3
Estuarine circulation	1	. 1				2. T
Fog	1	1				-
Ice cover	1	2	1	1	1	
Icebergs					1	
Internal waves	1				1	2.0
Marine geoid				1		
Oil spills	1	-		1	1	
Pollutant identification	1					
Salinity			3			
Sea state and swell	2		2	1	1	2
Sediment transport	1					
Setup				1		
Shallow water bathymetry	1					
Storm surges	3	3	3	1	3	3
Surface winds			1	2	2	1
Temperature		1	1			-
Tides				1		
Tsunamis				1	-	
Upwellings	2	1	2	2		<u></u>
Water vapor		1	1	1		
Wave refraction	1				1	
Wave spectrum	2			-	1	

Numbers indicate order or importance in determining the observable with 1 for primary, 2 for secondary, and 3 for tertiary. Hyphens indicate no utility.

where water is sufficiently shallow, water depth and bottom type. Other environmental factors such as atmospheric conditions, sun and viewing angles, surface winds, and waves also influence the measurement of ocean color.

Figure 10 shows surface measurements of upwelling spectra from three types of water masses and illustrates the increase in energy in the green and red regimes of the spectrum as the transition from Gulf Stream to estuarine water is made [Maul and Gordon, 1975].

Figure 11 is a computer-enhanced Landsat image of a $140 \times 140 \text{ km}^2$ sector of the New York Bight, showing suspended sediments from the Hudson River, acid-dumping events, water mass variations, and internal waves, the last being visible because of the sun glint |*Apel et al.*, 1975|.

Ocean color. The CZCS on Nimbus-G will image the ocean surface and near-surface in multiple wavelengths of visible light and reflected and thermal infrared radiation with 800-m spatial resolution over swath widths of 700 km under controlled illumination conditions; the observation interval will be 1-6 days. The choice of wavelength bands was dictated by the requirement for making quantitative measurements relating to chlorophyll and sediment concentrations (W. Hovis, private communication, 1976).

Measurement of ocean color from radiometric quality imagery of the desired area in several spectral intervals will perhaps allow measurement, at least under certain limited conditions, of the following features: suspended near-surface sediment distribution and concentration: chlorophyll distribution and concentration between perhaps 0.1 and 20 mg/m3 (W. Hovis, private communication, 1976); fish stock location via relationship to biosignificant observables |Stevenson et al., 1973]; and pollutant distribution and concentration | Wezernak and

Fig. 11. Image of the New York Bight made with Landsat 1 on July 24, 1973. The 'marbling' effect is due to light winds: internal waves are visible in the southeast section (NOAA Environmental Research Laboratories). Thomson, 1972. The CZCS sensor may be used to make most of the measurements [NASA, 1975].

Surface reflectivity. By viewing toward rather than away from the sun it is possible to observe surface features in the sun glitter owing to the changes in surface reflectivity. A variable viewing angle is required to measure either color or reflected sunlight; viewing upsun allows determination of oil spills, internal waves via surface slicks, and variations in surface roughness (Figure 11).

Table 3 summarizes the various parameters discussed above and lists the sensors and instruments contributing to their determination. The estimates of their usefulness are given by primary (1), secondary (2), and tertiary (3) designations.

Surface Data Collection From Spacecraft

The United States and France have programs in data collection from unmanned automatic buoys, both anchored and drifting, with methods for data transmission through such satellites as SMS/GOES and Tiros-N. In addition, the United States maintains large archives for surface-derived oceanographic and meteorological data. It is felt that presently planned systems are sufficient to meet the buoy data collection and positioning requirements in the next 5 years:

Integrated Global Ocean Station System (IGOSS)

A system called IGOSS is an evolving cooperative services system for international exchange of ocean data proceeding under the auspices of the Intergovernmental Oceanographic Commission of Unesco [Junghans and Zachariason, 1974]. The coordination activities needed to amalgamate the quite disparate oceanic data sources, including some of the data coming from the spacecraft systems discussed here, will be undertaken by IGOSS



if present plans materialize. However, much of the spacecraft data are experimental, and their reliability and accuracy not yet established, and it is not clear how the archiving will be accomplished. The presently recommended method of utilizing satellite-derived data is to become involved with the ongoing programs as a scientific investigator or similar role.

Summary

It has almost invariably been the case that the introduction of a significant new instrument technology has vielded for the science to which it was applied a number of unsuspected and often highly significant results. Such serendipitous discoveries can surely be expected from instruments as advanced as those being orbited on ocean-looking satellites. Oceanographers have been hard put to gain the overview of their domain required to understand synoptic or planetary scale events in the sea; for a limited but important group of phenomena, satellites promise to provide the vantage point for this vision.

References

- Apel, J. R., Ed., Sea Surface Topography From Space, vol. 1 and 2, *Tech. Rep. ERL 228*, Nat. Oceanic and Atmos. Admin., Boulder, Colo., May 1972.
- Apel, J. R., and H. M. Byrne, Oceanography and the marine geoid, in *Applications of Marine Geodesy*, p. 59, Marine Technology Society, Washington, D. C., 1974.
- Apel, J. R., and J. W. Siry, A synopsis of Seasat-A scientific contributions, in Seasat-A Scientific Contributions, NASA, Washington, D. C., July 1974.
- Apel, J. R., H. M. Byrne, J. R. Proni, and R. L. Charnell, Observations of oceanic internal and surface waves from the Earth Resources Technology satellite, J. Geophys. Res., 80, 865, 1975.
- Barath, F. T., and P. Gloersen, The scanning multichannel microwave radiometer, paper presented at U.S. Annual Meeting, Int. Union of Radio Sci., Boulder, Colo., 1975.
- Bromer, R. L., W. G. Pichel, T. L. Segnore, C. C. Walton, and H. S. Gohrband, Satellite-derived sea-surface temperatures from NOAA spacecraft, NOAA/NESS Tech. Memo., in press, 1976.

Brown, W. E., Jr., C. Elachi, and T. W.

Thompson, Radar imaging of ocean surface patterns, J. Geophys. Res., 81, 2657, 1976.

- Defant, A., *Physical Oceanography*, vol. 1, Pergamon, New York, 1961.
- Gates, W. L., and Y. Mintz, Understanding Climatic Change: A Program for Action, National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1975.
- Gloersen, P., and V. V. Salomonson, Satellites: New global observing techniques for ice and snow, J. Glaciol., 15, 373, 1975.
- Grantham, W. L., E. M. Bracalente, W. L. Jones, J. H. Schrader, L. C. Schroeder, and J. L. Mitchell, An operational satellite scatterometer for wind vector measurements over the ocean, NASA Tech. Memo. X-72672, 1975.
- Hendershott, M. C., W. H. Munk, and B. D. Zetler, Ocean tides from Seasat-A, in Seasat-A Scientific Contributions, p. 54, NASA, Washington, D. C., July 1974.
- Junghans, R., and R. Zachariason, The integrated global ocean station system (IGOSS), in *Environmental Data Ser*vice, National Oceanic and Atmospheric Administration, Government Printing Office, Washington, D. C., July 1974.
- Kaula, W. M. (Ed.), The Terrestrial Environment: Solid Earth and Ocean Physics, MIT Press, Cambridge, Mass., April 1970.
- Koffler, R., Uses of NOAA environmental satellites to remotely sense ocean phenomena, in Ocean '75 Conference Record, Institute of Electrical and Electronics Engineers and Marine Technology Society, Washington, D. C., 1975.
- LaViolette, P. E., Remote optical sensing in oceanography utilizing satellite sensors, in *Optical Aspects of Oceanography*, edited by N. G. Jerlov and E. S. Nielsen, Academic, New York, 1974.
- Marsh, J. G., F. J. Lerch, and S. F. Vincent, The geoid and free air gravity anomalies corresponding to the Gem-4 earth gravitational model, NASA/GSFC X-592-73-58, Feb. 1973.
- Maul, G. A., and H. R. Gordon, On the use of the Earth Resources Technology satellite (Landsat-1) in optical

oceanography, in *Remote Sensing of the Environment*, p. 95, Elsevier, New York, 1975.

- McGoogan, J. T., C. D. Leitao, and W. T. Wells, Summary of Skylab S-193 altimeter altitude results, NASA Tech. Memo. X-69355, Feb. 1975.
- Molinari, R. L., Buoy tracking of ocean currents, Advan. Astronaut. Sci., 30, 431, 1974.
- NACOA, Third annual report to the President and Congress, Government Printing Office, Washington, D. C., 1974.
- NASA, Announcement of opportunity Science support for the Nimbus-G sensors, NASA A.O. OA-75-1, Washington, D. C., 1975.
- Pirie, D. M., and D. D. Steller, California coastal processes study, Third ERTS 1 Symposium I, NASA Spec. Publ. 351, 1413, 1974.
- Polcyn, F. C., and D. R. Lyzenga, Updating coastal and navigational charts using ERTS-1 data, Third ERTS-1 Symposium I, NASA Spec. Publ. 351, 1333, 1974.
- NASA, Announcement of opportunity: Science support for the Nimbus-G sensors, NASA A.O. OA-75-1, Washington, D. C., 1975.
- Stevenson, W. H., A. J. Kemmerer, B. H. Atwell, and P. M. Maughan, A review of initial investigations to utilize ERTS-1 data in determining the availability and distribution of living marine resources, in Third ERTS-1 Symposium I, NASA Spec. Publ. 351, 1317, 1973.
- Stommel, H., The Ocean's Role in Climate Prediction, National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1974.
- Vincent, S., W. E. Strange, and J. G. Marsh, A detailed gravimetric geoid of North America, the North Atlantic, Eurasia, and Australia, NASA/GSFC X-553-72-331, September 1972.
- Walsh, E. J., Analysis of experimental NRL radar altimeter data, *Radio Sci.*, 9, 711, 1974.
- Wezernak, C. T., and F. J. Thomson, Barge dumping of wastes in the New York Bight, ERTS-1 Symposium Proceedings, NASA Doc. X-650-73-10, 142, 1972.



John R. Apel is a supervisory oceanographer and Director of Pacific Marine Environmental Laboratory in Seattle, Washington, a component of the NOAA Environmental Research Laboratories. He holds B.S. and M.S. degrees in theoretical physics from the University of Maryland and a Ph.D. in applied physics from Johns Hopkins University. His specialties are in the physics of fluids and in remote sensing. Apel is a consultant to numerous government organizations, and has played a leading role in the development of satellites for oceanography. Journées d'études nationales organisées par le CNES et le CNEXO - Brest, 6-8 février 1978 "Utilisation pour l'Océanologie des satellites d'observation de la Terre" Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., nº 5, pages 395 à 410

LE PROGRAMME SPOT ET LES POSSIBILITES POUR L'OCEANOGRAPHIE

par

M. CAZENAVE

CNES - 18, avenue Edouard Belin - 31055 Toulouse Cedex

RESUME

Dans le cadre de son programme de télédétection, le CNEXO développe une plateforme multimissions qui embarquera fin 1983 une charge utile orientée vers la connaissance de l'utilisation du territoire.

Cette plateforme a été définie de manière à pouvoir être équipée de toutes les charges utiles envisagées pour l'Observation de la Terre. Cet exposé montre en particulier comment pourraient être conçues et embarquées des charges utiles à caractéristiques océanographiques et précise les types de missions réalisables compte tenu des performances possibles.

* Système Probatoire d'Observation de la Terre

LE PROGRAMME SPOT ET LES POSSIBILITES POUR L'OCEANOGRAPHIE

Lors de la première journée de ce colloque de nombreux résultats expérimentaux obtenus à l'aide de satellites en orbite depuis 1972 ont été présentés. La plupart sont encourageants, certains montrent très nettement les limites qu'on peut attendre de tels systèmes.

La deuxième journée de ce colloque a permis d'avoir des idées très précises sur les programmes à moyen terme concernant l'océanographie ; les possibilités et les difficultés à attendre ont été mises en évidence.

Simultanément de nombreux programmes d'expérimentation à caractère océanographique basés sur l'utilisation des données du satellite SEASAT sont proposés.

Devant toute cette panoplie de moyens et l'étendue des problèmes à résoudre pour interpréter complètement les données, on pourrait tenter de repousser à plus tard l'idée d'étudier et de définir ce que pourrait être un satellite océanographique nouveau.

Mais, si les résultats de la première journée ont pu être présentés, c'est bien parce que depuis au moins 1968 des équipes avaient étudié et défini les satellites LANDSAT par exemple. Ceci donne une idée de l'échelle de temps nécessaire entre les études de définition et l'obtention de résultats solides à caractère préopérationnel. Par ailleurs l'ampleur des dépenses nécessaires pour mettre en orbite de telles charges utiles peut paraître inquiétante. Pour arriver à un tel caractère préopérationnel il faut essentiellement disposer de quatre éléments :

- un lanceur de satellites : le lanceur ARIANE sera disponible dès le début de la prochaine décennie (premier lancement probatoire mi-79) ;
- une plateforme orientée vers la Terre et permettant de porter une charge utile adaptée à une mission océanographique ;
- une charge utile spécifique ;
- des moyens, des méthodes et des équipes au sol pour faire le meilleur usage des données recueillies.

Les deux premiers éléments existent et la présentation qui va suivre montrera que la plateforme multimission SPOT a été étudiée et dimensionnée de manière à pouvoir recevoir des charges utiles conséquentes et en particulier un radar à synthèse d'ouverture.

Les programmes expérimentaux engagés sur SEASAT, NIMBUS-G et HCMM doivent permettre de préparer sérieusement tant les équipes que les moyens au sol. Il est donc nécessaire dès maintenant, et sans attendre les résultats des expérimentations précédentes d'étudier avec tous les utilisateurs actuels ou potentiels de télédétection représentés dans ce colloque ce que devrait être une charge utile océanographique de manière à pouvoir disposer au niveau européen d'un outil performant au milieu de la prochaine décennie.

. . .

BASES DE L'ANA SE DE MISSION

La présentation succincte qui suit (recueil des diapositives du congrès) sera éditée sous forme complète séparément au cours du deuxième trimestre 1978 et sera disponible au C.N.E.S.

CONCLUSIONS (JUIN 76)

NECESSITE D'UN SALE TE MULTIMISSIONS
 PRIORITES

- ETUDE DES PHENDORES DE COURTE DUREE UTDISATION DU HARTOIRE EXPLORATION DE OCEANS CESTION DES PHENDORES DE L'ONBUE DUREE

DEVELOPPEMENT D'UN PROGRAMME DE RECMERCHE EN TELEDETECTION ET

BASES DE L'ANALYSE DE MISSION

DOMAINES D'EXPERTISE

- EXPLOITATION DES OCEANS
- GEOLOGIE, RESSOURCES MINERALES, ENERGETIQUES
- CARTOGRAPHIE DE LA VEGETATION
- AGRICULTURE
- ECOLOGIE, ENVIRONNEMENT

CONCLUSIONS (JUIN 76)

- NECESSITE D'UN SATELLITE MULTIMISSIONS
- PRIORITES :
 - ETUDE DES PHENOMENES DE COURTE DUREE UTILISATION DU TERRITOIRE EXPLOITATION DES OCEANS GESTION DES RESSOURCES EN EAU
 ETUDE DES PHENOMENES DE LONGUE DUREE RESSOURCES MINERALES

• DEVELOPPEMENT D'UN PROGRAMME DE RECHERCHE EN TELEDETECTION ET D'AIDE A L'INTERPRETATION



OBJECTIFS DE LA PREMIERE MISSION

- UTILISATION DU TERRITOIRE (EUROPE, PAYS EN VOIE DE DEVELOPPEMENT)
- CARTOGRAPHIE ET INVENTAIRES SYS-TEMATIQUES
- GESTION DES RESSOURCES AGRICOLES
- ETUDE DES FORMATIONS VEGETALES (NATURELLES ET PROVOQUEES)
- ETUDE DE L'IMPACT DU DEVELOPPE-MENT URBAIN SUR L'ENVIRONNEMENT



POLYVALENCE (MULTIMISSION)
PROBATOIRE (PREMIERE MISSION)

CONCEPT DE BASE

PLATEFORME STANDARD

CHARGE UTILE SPECIFIQUE DE LA MISSION





CONFIGURATION SOUS COIFFE



MISE EN ORBITE ET SEQUENCE D'ACQUISITION D'ATTITUDE DEPLOIEMENT PREACQUISITION PANNEAU CALAGE DU PANNEAU LANCEUR SOLAIRE **EN FONCTION** DE L'HEURE LOCALE TOTAL - TOTAL - TOTA EJECTION COIFFE Po VOL 3^e ETAGE **SEPARATION** ACQUISITION D'ORBITE ALLUMAGE 2^e ETAGE ACQUISITION SOLEIL (CONFIGURATION 12 H) VOL PREMIER . ETAGE 偏 TERRE

TRACES DESCENDANTES SUR L'EUROPE



ORBITES SUR UNE JOURNEE





SPOT 1

PLATEAU CHARGE UTILE

PERFORMANCES DE LA PLATEFORME MULTIMISSION

- LANCEE PAR ARIANE
- DUREE DE VIE : 2 ANS
- ORBITES HELIOSYNCHRONES
 - HEURE DE PASSAGE A L'EQUATEUR 8 H 16 H (STABILITE 0,25 H)
 - CIRCULAIRES (e < 2×10^{-3})
 - ALTITUDE 600 1200 KM

PHASAGE DES TRACES SUR LE SOL POSSIBLE

• PUISSANCE DISPONIBLE

- ≤ 1200 w EN DEBUT DE VIE
- CONSOMMATION MAXIMALE CHARGE UTILE
 2 kw PENDANT 10 mn
- MASSE CHARGE UTILE EMBARQUABLE
 - ≤ 650 Kg

• SYSTEME COLLECTE DE DONNEES

 MULTIPLEXAGE AVEC LA TM SERVITUDE ET LA TM CHARGE UTILE

• CONTROLE ET MESURE D'ATTITUDE

	ROULIS	LACET	TANGAGE
POINTAGE	0.15°	0.15°	0.15°
VITESSES RESIDUELLES	310 ^{-4 %}	$5 \times 10^{-4\%}$	$1.5 \times 10^{-3 \%}$
MESURE DES ANGLES	0.11º	0.11°	0.11°

CONTROLE D'ORBITE

CAPACITE DE 60 Kg D'HYDRAZINE (POUR SPOT 1, 15 Kg A L'ACQUISITION, 1 Kg/AN POUR LE PHASAGE A 800 Km)

- TM-TC EN BANDE S (2000 MHz) INDEPENDANTE DE LA TELEMESURE CHARGE UTILE
- GESTION BORD PAR CALCULATEUR PROGRAMMABLE
- ORBITOGRAPHIE

FAITE PAR MESURE DE DISTANCE PREDICTION 24 H - 2500 m LE LONG DE LA TRACE - 500 m PERPENDICULAIREMENT RESTITUTION - 200 m (3σ)

DISTRIBUTION CUMULATIVE DES FREQUENCES DES SURFACES DES PARCELLES



PREMIERE CHARGE UTILE SPOT (SPOT 1)

• DEUX INSTRUMENTS HRV (HAUTE RESOLUTION VISIBLE)

	MODE 1	MODE 2
RESOLUTION SPATIALE	20 m	10 m
CHAMP AU NA- DIR	60 Km	60 Km
LONGUEUR D'ONDE	$3\lambda \dot{a} 4\lambda$	PANCHRO
DEBIT D'INFOR- MATION (7b)	21 à 28 Mb/s	28 Mb/s

- SELECTION DES MODES PAR TELECHARGEMENT
- ORIENTATION LATERALE DE L'AXE DE VISEE MAXI ± 25° - PAR PAS DE 0,3°, VITESSE 1°/s
- TRANSMISSION DE L'INFORMATION (TMCU)
 8 GHz MODULATION QUADRIPHASE
 STOCKAGE BORD 30 mn MAXIMUM

ILLUSTRATION DE LA TECHNIQUE DU BALAYAGE PUSH BROOM



ARCHITECTURE DES MOYENS AU SOL

...



SYNTHESE DES DISCUSSIONS ET REMARQUES

SYNTHESE DES DISCUSSIONS ET REMARQUES DE LA

PREMIERE SESSION

(par M. J.L. HYACINTHE, Président de session)

Cette session "Expérience acquise au niveau national" avait pour but de mettre à jour le bilan des expérimentations françaises comparé aux objectifs initiaux, en insistant sur les difficultés rencontrées, afin d'aider à préciser la vision prospective des développements à promouvoir.

Les communications de MM. TOURNIER et FAVARD décrivent les possibilités des satellites défilants (l'utilisation opérationnelle de Tiros pouvant déjà s'entrevoir) et stationnaires (avec Météosat).

Sur une question M. BALMINO précise qu'à sa connaissance il n'y a pas encore de résultats géodésiques probants dans le domaine de la détermination des pentes océaniques, ce problème étantlié à celui de la précision avec laquelle est connue l'altitude du satellite.

Les communications de MM. CAZAUX et ALBUISSON sur la mise en forme des données donnent lieu à débat. L'ensemble de l'installation de traitement d'images sur laquelle travail l'équipe de M. ALBUISSON peut être évalué à 1 MF dont 0,40 MF correspondent au processeur de visualisation sur moniteur télévision et dont 0,60 MF recouvrent le prix du minicalculateur avec ses périphériques ; le développement du logiciel de traitement des données et images VHRR a coûté de 0,30 à 0,40 MF en temps de travail (il existe maintenant des sociétés de service américaines pour le développement de logiciels). Le prix de fourniture à l'utilisateur d'un produit fait intervenir les postes suivants : acquisition des données (tarification GDTA pour l'imagerie Landsat), copie de la donnée (prix du support), et, à peu près du même coût, le poste correction géométrique et radiométrique et le poste génération du produit photo (environ 1 000 F la restitution 4 canaux à l'échelle du millionième). S'il a pu s'écouler de 10 à 15 mois entre la prise de vue en imagerie Landsat et la disponibilité, ce délai doit s'améliorer dans le cadre du programme Earthnet de dissémination des données ; pour HCMM et Nimbus G, Lannion jouera le rôle de station Earthnet. Les corrections géométriques, pour la superposition d'une image à une carte ou de deux images en multitemporel, posent le problème des points caractéristiques : dans le visible, les points sur la côte ne sont pas forcément les mieux définis géométriquement ; dans l'infra-rouge, la résolution de un km impose les points côtiers comme amers mais ils sont décalés jusqu'à l'obtention de la meilleure corrélation entre les deux images ; enfin, dans le cas de l'imagerie Landsat, un "mauvais" prétraitement entraîne la présence de distorsions dégradant la précision que l'on peut espérer après correction.

Les communications de MM. DESCHAMPS et BECKER traitent du problème de transmission atmosphérique, problème majeur pour les capteurs "classiques". La solution, utilisant deux longueurs d'onde, présentée par M. BECKER, reprend un axe de recherche en analyse multicanal datant de 4 à 5 ans, mais avec une originalité au niveau du modèle des phénomènes atmosphériques conduisant à une méthode
de correction plus simple, au prix d'hypothèses dont la plus drastique est celle correspondant aux atmosphères claires. On ne peut pas dire si la présence d'aérosols permet de garder le caractère linéaire en fonction de l'état différentiel. Il conviendrait aussi d'améliorer la statistique des relations obtenues ; le point actuel, sans qu'il y ait correction complète, est celui d'une précision raisonnable de l'ordre de la précision instrumentale et on peut avoir une corrélation entre la mesure satellitaire VHRR et la mesure Aries (mesure Aries supérieure de 1,5 à 3° à celle de VHRR). Sur le plan pratique, on ne sait pas s'il faut prendre deux canaux adjacents de la fenêtre (10,5 - 12,5) car l'effet différentiel faible peut rendre difficile une correction proportionnelle à l'inverse de la différence des températures obtenues.

M. MOREL indique que le problème de l'ozone est majeur pour les corrections atmosphériques dans le visible.

M. FONTANEL voit mal comment adapter à l'océan la méthode d'invariant pour le recalage de différentes images sur des cibles de réflectance connue.

Les communications de MM. MOREL, VIOLLIER et THOMAS traitent du problème de la mesure de la chlorophylle, de la turbidité et de la couleur de la mer. M. FAVARD se demande si le CZCS (Cosatal Zone Color Scanner) permettra de distinguer les eaux vertes des eaux bleues, et, si oui, quelle précision on peut attendre sur la concentration en chlorophylle : M. MOREL répond qu'on aura d'autant plus de difficultés qu'il y aura présence de matières autres que phytoplanctoniques (turbidite).

La discussion est ensuite ouverte sur les questions de température de la mer. Sur une question de M. CAZAUX relative aux problèmes de disponibilité en temps réel ou différé, M. NOEL indique que, pour l'aide à la pêche, les délais de temps sont de l'ordre de la journée pour l'avion et la flottille sur les lieux de pêche. A M. BRACHET qui pose la question de l'utilisation des cartes thermographiques, M. TOURNIER répond qu'actuellement la Météorologie Nationale est seule utilisatrice (mais à un stade non opérationnel) des cartes établies journalièrement à partir de VHRR (avec le complément des mesures de température par bateaux). Des laboratoires français et étrangers sont demandeurs de données non absolues mais de gradients. Le Centre de Météorologie Satellitaire de Lannion, essentiellement pour des questions de personnel, ne peut envisager actuellement de développer ces activités. M. BARD précise les besoins pour une utilisation appliquée à la recherche du thon germon en Atlantique : précision 0,2 °C, surface de l'ordre du quart de la France, délai de transmission 6 à 12 h. M. ALBUISSON indique que son laboratoire est équipé pour la cartographie à échelle fine à partir des données VHRR fournies par la Météorologie Nationale, et pour des échelles allant jusqu'à 1000 km.

La conclusion de la session porte sur le caractère satisfaisant des progrès faits depuis cinq ans dans le domaine de l'utilisation des capteurs classiques.

* *

SYNTHESE DES DISCUSSIONS ET REMARQUES DE LA

DEUXIEME SESSION

(par M. G. BRACHET, Président de session)

La deuxième session, consacrée essentiellement à la présentation du programme SEASAT-A de la NASA et aux expériences européennes prévues dans le cadre de ce programme, s'est terminée par un débat où le caractère très expérimental du système SEASAT- est apparu nettement ; les questions se sont concentrées autour de :

- 1. L'altimètre : les résultats déjà obtenus avec l'altimètres de GEOS 3 ont-ils pu mettre en évidence les effets de "pente" en travers des grands courants géostrophiques tels que le Gulf Stream ? Si aucun résultat quantitatif n'est encore publié, des résultats qualitatifs sont annoncés par le groupe de Wallops Island, mais ils doivent être considérés avec prudence car le problème est extrêmement compliqué ; il fait appel à la définition très précise d'une référence (le géoïde) qui est mal connue et doit être améliorée avant de pouvoir extraire les variations à caractère océanographique du niveau de la mer (marées, courants ...).
- 2. Le radar à synthèse d'ouverture : la cohérence de phase indispensable dans ce type de système est-elle conservée après rediffusion par la surface de la mer ? La résolution spatiale théorique de 25 m sera-t-elle réellement atteinte ? La réponse à ces questions n'est pas connue et plusieurs des programmes d'expérimentation retenus dans le cadre du programme ont justement pour objectif de répondre à ces questions ... et à de nombreuses autres (effets de la traversée de l'atmosphère et de l'ionosphère par exemple). Plus généralement, la reconstitution des images, opération très lourde numériquement, est-elle indispensable à l'extraction de l'information scientifique ? Ne peut-on pas accéder directement (et plus simplement) au spectre directionnel et en amplitude des vagues ? Certains programmes d'investigation sont effectivement basés sur cette idée. Si elle s'avère praticable, elle faciliterait beaucoup le dépouillement de ce type d'instrument.

L'utilisation du radar à synthèse d'ouverture sur les terres émergées semble retenir l'attention de beaucoup d'investigateurs. Est-ce prévu d'une manière systématique ? L'objectif principal de SEASAT reste océanographique, mais plusieurs programmes d'étude sur les continents sont prévus, dont deux dans le cadre du groupe européen SURGE (SEASAT Users Group in Europe). 3. Scatteromètre : Dans SEASAT, comme d'ailleurs sur la première mission du SPACELAB qui emportera un scatteromètre à deux fréquences, l'un des objectifs de cet instrument est d'examiner la possibilité d'obtenir des informations statistiques valables sur le spectre des vagues sans avoir à passer par un instrument aussi puissant et complexe que le radar imageur. Cet objectif a fait l'objet de certaines critiques à l'intérieur de la communauté scientifique car la surface de la mer n'est ni en état stationnaire dans le temps, ni homogène dans l'espace. Ce problème se retrouve d'ailleurs autant dans le radar imageur que dans le scatteromètre. Afin de l'examiner plus en détail, des études sur des zones côtières sélectionnées sont prévues.

La dernière question relative à SEASAT porte sur l'intérêt qu'il soulève chez les océanographes étudiant la circulation générale océanique. Cet intérêt est encore très limité, la contribution des techniques spatiales à ces études s'effectue actuellement surtout par la localisation de bouées dérivantes (expériences EOLE, NIMBUS G, ARGOS).

Le débat se poursuit avec des questions relatives aux missions NIMBUS G (capteur de la couleur de l'eau), HCMM et LANDSAT 3 (canal infrarouge thermique). Sur les deux premières, les expérimentateurs européens se posent le problème de l'accès aux données. A ce sujet, il est précisé que, même si les données en sont acquises directement en Europe dans le cadre du programme EARTHNET de l'Agence Spatiale Européenne, elles ne sont disponibles que pour les investigateurs ayant présenté à la NASA une proposition formelle comme c'est la règle générale. Seul le programme LANDSAT y fait exception, les données pouvant être acquises directement à un coût de l'ordre de 200 à 300 dollars par scène. La conséquence de cette situation est que ceux qui n'ont pas été sélectionnés par la NASA à la suite de l'appel à propositions de 1975 (A.O. n° O.A.) ne peuvent avoir accès aux données si elles correspondent à la zone d'investigation d'un autre groupe. Un tel cas se présente pour la zone du Folfe de Gènes qui aurait intéressé le groupe du Laboratoire de Physique et Chimie Marine de Villefranche-sur-Mer.

Plus généralement, l'organisation de la communauté scientifique française pour une participation active aux nombreuses nouvelles missions de télédétection spatiale de la surface de la mer semble pouvoir être améliorée. Si pour certains, cette participation représente déjà un niveau très convenable compte tenu du caractère expérimental de ces missions, il reste que des organismes tels que la Météorologie Nationale ont du mal à faire face à cet afflux de données nouvelles dont l'intérêt pour ces missions opérationnelles est certain (par exemple : prévision de l'état de la mer).

SYNTHESE DES DISCUSSIONS ET REMARQUES DE LA

TROISIEME SESSION - 1ère PARTIE

PROSPECTIVE SUR LES SUJETS ET LES PROGRAMMES

(par M. J.-L. HYACINTHE, Co-Président de session)

La session de prospective portait sur l'échange d'information relative aux besoins exprimés par les océanographes usagers et aux posssibilités ouvertes à moyen terme (5 à 10 ans) par les concepteurs de systèmes spatiaux.

Pour souligner la disproportion entre les aspects "télédétection" (appliquée, localisée, à finalité opérationnelle ou économique) et "service national", il est fait remarquer le poids relatif, dans le projet canadien décrit par M. MORLEY, des expériences relevant de l'"ocean monitoring" :

-	prévision du temps et de l'état de la mer	:	18	expériences,
-	problème des glaces	:	18	11
-	activités humaines (pêche, pollution)	:	18	
-	science océanographique	:	5	

L'océanographie spatiale a un caractère synoptique qui rejoint celui des modèles et apparaît comme un besoin national à développer : la question est posée du recensement des utilisateurs scientifiques et opérationnels, ne travaillant pas de façon seulement marginale sur les possibilités offertes par la technique satellitaire relativement coûteuse en prix global ; est posée également la question de l'impact économique.

Le cas particulier de l'aide à la pêche et de ses utilisateurs est abordé par MM. THIBAUDEAU et CHERKI. Le but d'Interthon, utilisateur actuel et société de service possible de l'avenir, est de promouvoir de nouvelles méthodes de recherche de thonidés dans la zone tropicale, tenant compte des tendances politiques et techniques repoussant la pêche vers le large. Un rôle partiel de la "courroie de transmission", entre les données de télédétection signalant des phénomènes subsuperficiels et la mise en forme d'utilisation pratique, pour le mouvement de la flotte vers les concentrations de thons, est assuré par l'ORSTOM. M. THIBAUDEAU souligne les contraintes administratives (ordonnance de 1945) pour l'aspect société de service et aussi l'importance de l'impact psychologique sur les professionnels. Le marché européen de la conserve de thon représente de 1,5 à 2 milliards de francs. M. ALONCLE précise le contexte de la pêche au germon dans l'Atlantique entre les côtes européennes et les Açores : 150 petits bateaux et 6 000 t de poisson à 10 F le kg. Sur le plan national, après une réflexion interorganismes (CNES, CNEXO, ORSTOM, DMN), le projet d'aide à la pêche tropicale appuyé sur Météosat géostationnaire apparaît comme le premier cas européen de "courroie de transmission" pour l'utilisation directe de données de télédétection.

Dans le domaine de l'industrie pétrolière, M. FONTANEL donne deux exemples d'application des données de satellites :

- application de Landsat devenu "opérationnel" après 4 ans aux problèmes de

géologie : les utilisateurs ne se sont prononcés que sur un produit fini et il est apparu la nécessité de placer une société de service entre la "courroie de transmission" et l'utilisateur (80 % des études de géologie aux USA et en France) ;

 application à l'état de la mer d'impact économique considérable mais difficile à chiffrer (prix d'utilisation des barges 150 000 \$ par jour) : l'effort financier des utilisateurs finaux est relativement modeste dans l'attente de la preuve d'un produit fini utilisable. On reviendra plus loin sur le sujet d'état de la mer.

Les échelles de temps de mise en oeuvre pratiques sont, pour un satellite, de 7 à 8 ans et, pour la première phase de "courroie de transmission" avant une éventuelle société de service de 2 à 4 ans.

L'utilisation scientifique est abordée par M. AUBRY : les scientifiques utilisateurs, sans nécessité, le plus souvent, de temps réel ne sont pas assez nombreux et il n'y a pas encore de politique à long terme affichée par les organismes nationaux. M. CREPON souligne le fait que le satellite permet d'avoir, à faible coût pour l'utilisateur, mais encore au stade de produit non fini et sans support logistique, la répartition spatiale de paramètres océaniques : on a ainsi visualisé des phénomènes comme l'upwelling dû au mistral dans le Golfe du Lion, les fronts thermiques dans la Manche, les tourbillons dans la mer d'Alboran. M. CHERKI, étonné de la faible mobilisation autour de Seasat, pense que la France pourrait ne pas être prête à utiliser d'ici 5 ans les données de ce satellite ; dans le cas même de Spot, il convient d'approfondir l'effort de réflexion sur le projet.

L'océanographie côtière et littorale appliquée aux problèmes d'aménagement, de gestion du littoral et de pollution, apparaît comme un domaine d'utilisation privilégiée des données de satellites, avec la même nécessité d'une "courrroie de transmission". Dans ce domaine, d'après M. ALLEN, on constate une utilisation (en particulier pour des "inventair&") avant même la mise au point complète d'une méthodologie d'interprétation : cela peut conduire à des erreurs graves. L'IGN participe à la préparation de cet effort de réflexion : il est centré actuellement sur les données de Landsat, assez décevant en océanographie littorale d'après M. THOMAS pour des raisons techniques et logistiques (nombre de vues disponibles sur un site marin comme par exemple le Mont Saint-Michel) ; on peut espérer que Spot permettra de bien meilleures résultats, comparables aux résolutions photographiques aériennes.

Le domaine du "monitoring" de l'état de la mer est ensuite abordé. M. CAVANIE fait part de son scepticisme - non partagé par M. BRACHET - sur la possibilité de voir, sur le cas de Seasat et avant longtemps, un système opérationnel type météorologie pour la connaissance à court terme de l'état de la mer : pour lui le problème instrumental de Seasat n'est pas encore résolu. La climatologie des états de mer, développée par l'ARAE (Association de Recherche Action des Eléments), appliquée à un site ou à un océan pourrait s'appuyer sur les données de satellites : si une couverture globale ne peut se concevoir qu'à l'échelle internationale, il est possible de considérer à l'échelle nationale des zones de couverture réduite. Au sujet de Seasat, M. LEFEBVRE est surpris du peu de demandes faites dans le cadre de la proposition initiale de SURGE adressée à la NASA par le canal de l'ESA. Il précise que l'organisation européenne, comme celle de la NASA, a retenu des groupes par instrument avec pour responsables désignés M. ALPERS pour le SAR, M. GUDMANDSEN pour le SMMR et lui-même pour l'altimétrie ; le canal SURGE n'est cependant pas financier et ne peut être considéré comme une "courroie de transmission". Au sujet des études d'état de la mer, M. DELLOUE précise le complément que pourraient apporter les installations de son laboratoire à l'étude présentée par M. BROCHE : l'utilisation de l'onde de ciel permet d'aller explorer des zones marines lointaines. Il convient cependant de vérifier que l'on peut séparer le "doppler" ionosphérique du "doppler" océanographique pour déconvoluer les spectres ; le test pourrait être fait avec Seasat en fin 1978 au prix d'un financement relativement modeste. M. FONTANEL pose la question de savoir si le radar, visant au Nord, pourrait contribuer à la détection du front des glaces.

Le dernier domaine abordé est celui de l'aide à la prévision du temps que pourrait fournir le satellite, appuyé sur l'outil parallèle des modèles. M. BERROIR insiste sur le fait que la démarche de modélisation, parallèle, n'a pas encore abouti au stade de l'introduction des données. Un point positif est que la conservation des données satellites est maintenant acquise grâce à l'ESA (et à Lannion pour les données VHRR de Tiros N). On voit également apparaître aux USA des cartes globales de température de surface de la mer réalisées dans un délai de 15 jours et avec, selon M. APEL, une précision de 1 à 2°C. M. TOURNIER souligne la difficulté d'associer les paramètres tirés da la donnée satellite aux paramètres actuellement entrés en modèle (exemple : température de l'air). Enfin, il n'existe pas encore de modèle couple océan-atmosphère car le modèle océanique s'avère plus complexe et nécessite le développement de compétences au plan national. M. AUBRY précise qu'un effort de réflexion sur les évolutions climatiques a été entrepris au CNRS (malgre l'imprécision du mot climat) et qu'une action nationale dans ce domaine pourrait être recommandée par la DGRST.

SYNTHESE DES DISCUSSIONS ET REMARQUES DE LA

TROISIEME SESSION - 2ème PARTIE

PROSPECTIVE SUR LES HOMMES ET LES STRUCTURES

(par M. G. BRACHET, Co-Président du session)

La décision récente du Gouvernement d'engager le programme SPOT conduit le CNES à mettre en place une structure rassemblant les organismes utilisateurs des données du satellite. Celle-ci sera placée auprès du Conseil des Applications Spatiales et aura pour but de suivre le développement du programme et d'en préparer l'exploitation.

Le dialogue nécessaire avec les océanographes pour la définition d'un éventuel projet SPOT 2 plus orienté vers leurs préoccupations est envisagé dans le cadre d'un groupe de réflexion CNES/CNEXO dont la mise en place sera l'une des conséquences de ce colloque. A ce sujet, l'IGN, l'IFP, l'ORSTOM font remarquer que même la première mission SPOT n'est pas sans intérêt océanographique (marges littorales, géologie par observation stéréoscopique, prises de vue sur les îles).

La préparation de l'utilisation de ces nouvelles données n'est pas toujours bien prise en compte dans les structures de recherche : on peut regretter, par exemple, que l'initiative des équipes qui ont formé le "Groupe de Recherche en Océanographie Spatiales" (GROS) sur le modèle du "Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale" n'ait pas reçu un soutien plus marqué du CNRS. Il est reconnu, à ce sujet, que le problème n'est pas tant un problème de financement qu'un problème d'affectation de postes frais. La règle des 3 % d'augmentation annuelle retenue pour les programmes d'action prioritaire du 8è Plan n'a pas beaucoup de sens dans des domaines comme l'océanographie physique où seulement 30 chercheurs sont recensés au CNRS ! Il apparaît, cependant, que le fléchage nécessaire des orientations est souvent plus facile à obtenir, et surtout à concrétiser dans les faits (affectation de postes), lorsqu'il s'agit de programmes propres au CNRS que lorsqu'il s'agit de programmes soutenus et développés par d'autres organismes. Il y a là un problème de cohérence de la politique nationale de recherche que, pour leur part, le CNES et le CNRS essaient de résoudre par une concertation fréquente au plus haut niveau. Cette concertation va permettre, en particulier, le démarrage dès l'année prochaine d'une action d'incitation commune en télédétection qui devrait contribuer à résoudre les problèmes évoqués ci-dessus.

Une autre approche de ces problèmes de structure et d'orientation des équipes pourrait être celle d'une politique plus ferme de reconversion en direction des axes de recherches jugés prioritaires. Des exemples récents dans des équipes d'océanographes physiciens montrent la précarité de certaines situations, où le départ d'un technicien peut avoir des conséquences désastreuses. Une intervention plus marquée d'organismes tels que la DGRST semble être nécessaire pour traduire les intentions en faits précis.

Cette réorientation, nécessitée par l'avènement de techniques nouvelles, ne se fait pas non plus sans difficulté. S'appuyant sur l'exemple de l'ORSTOM où il est chargé du Bureau de Télédétection, M. CRUETTE évoque l'effort considérable de reconversion de certains chercheurs pour prendre en compte les informations d'un caractère très différent que ces techniques peuvent fournir. Si un tel phénomène a pu être rencontré de la même manière il y a quinze ans chez les astronomes, il reste que l'enjeu politico-économique est tout autre : qui dans les années 1980-1990 contrôlera les systèmes météo-océaniques ? La France et l'Europe seront-elles partie prenante ou seront-elles totalement dépendantes de l'étranger ?

Autre exemple d'évolution rapide et réussie dans le domaine du traitement des données d'observation spatiale de la Terre : le Laboratoire de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels de l'Ecole des Mines. Créé il y a trois ans (avec l'aide du CNEXO et du CNES), il peut montrer des résultats concrets depuis un an et demi et son activité se développe à un rythme très rapide. Son rôle ni ses moyens ne sont cependant ceux d'une unité opérationnelle et les techniques qu'ils ont développées sont adaptées à certaines situations qui ne prétendent pas s'appliquer dans tous les cas. La détermination de la température de la surface de la mer est à cet égard un cas exemplaire : trois méthodes différentes ont été mises au point (CEMS Lannion, CNES Toulouse, CTAMM de l'Ecole des Mines). La méthode retenue, mise au point par M. FAVARD au CNES/Toulouse, n'est pas la plus précise mais probablement la plus adaptée à une zone à forte couverture nuageuse.

Imprimerie INSTAPRINT 47, rue Jules-Charpentier 37000 TOURS