

N° d'ordre 503

50376
1980
224

50376
1980
224

THESE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES
ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES SCIENCES PHYSIQUES

par

Michel VIOLLIER



TELEDETECTION DES CONCENTRATIONS DE SESTON
ET PIGMENTS CHLOROPHYLLIENS
CONTENUS DANS L'OCEAN



Soutenue le 16/12/1980 devant la Commission d'examen

Membres du Jury : M. DESCHAMPS, Chargé de Recherches CNRS, -Université Lille I
M. GORDON, Professeur, Université Miami
M. HOJERSLEV, Professeur, Université de Copenhague
M. JACQUES, Maître de Recherches CNRS, Université Paris VI
Mme LENOBLE, Professeur, Université Lille I, rapporteurs
M. MOREL, Professeur, Université Paris VI
M. RICHARD, Professeur, Université Lille I, examinateurs

U. E. R. DE PHYSIQUE FONDAMENTALE

50378
1980
251

50378
1980
251

THESE

Présenté par

L'UNIVERSITE DES SCIENCES
ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR EN SCIENCES PHYSIQUES

par

MICHAEL VIGLIER

en

LE TRAITEMENT DES CONCENTRATIONS DE SESTON
ET LA CHIMIE CHLOROPHYLLIENNE
CONTINUES DANS L'OCEAN



Thèse présentée en 1972/1980 devant le Jury d'Examen

- M. RICHARD, Professeur, Université Lille I, examinateur
- M. KREIL, Professeur, Université Paris VI
- Mme LENOIR, Professeur, Université Lille I, rapporteur
- M. JACQUES, Maître de Recherches CNRS, Université Paris VI
- M. MOJSEWITZ, Professeur, Université de Cosmopolis
- M. GORDON, Professeur, Université de Cosmopolis
- M. DESBRIÈRE, Maître de Recherches CNRS, Université Lille I

Ce travail a été effectué au Laboratoire d'Optique Atmosphérique à l'Université des Sciences et Techniques de Lille. Je remercie son directeur Madame LENOBLE qui m'a permis de le mener à bien et en a constamment favorisé le développement.

Monsieur GORDON, professeur à l'Université de Miami et membre du "Nimbus Experiment Team" m'a fait le grand honneur de juger mon travail. Je voudrais à cette occasion rendre hommage aux scientifiques et techniciens Américains engagés dans les projets Nimbus, qui (c'est une retombée parmi beaucoup d'autres), ont donné une matière essentielle à ce travail.

Monsieur HOJERSLEV, professeur à l'Université de Copenhague, et Monsieur MOREL, professeur à l'Université de Paris VI, ont bien voulu exercer leur critique de spécialiste de l'Optique Marine et je les en remercie vivement.

Monsieur JACQUES, maître de recherche au Laboratoire Arago de l'Université de Paris VI et Monsieur RICHARD, professeur à l'Université de Lille ont accepté de juger un travail qui s'écarte de leur discipline et de donner leur avis d'utilisateur des méthodes que nous avons développées. Qu'ils trouvent ici l'expression de mes sincères remerciements. Que Monsieur RICHARD reçoive également témoignage de ma reconnaissance pour m'avoir communiqué une grande part de sa passion pour l'écologie marine.

J'adresse à Monsieur DESCHAMPS (Puis-je t'appeler Pierre Yves ?) mes expressions de reconnaissance à plus d'un titre. Tu as joué un rôle essentiel dans le développement de ces travaux, en parallèle à tes propres recherches sur la température de la mer. Tu as été à l'origine du projet dès 1972 en incluant la couleur de l'océan dans les expériences du Cap Lopez. Puis tu n'as pas ménagé tes efforts pour me faire participer à l'expérience C.Z.C.S.. Enfin tu as pris la responsabilité de l'étude de définition du projet spatial Européen, "Ocean Colour Monitoring" exposée en partie dans cette thèse.

Le Centre National d'Etudes Spatiales (C.N.E.S.) a financé la majeure partie de nos travaux. Le Ministère de l'Environnement, le Centre National pour l'Exploitation des Océans et l'Agence Spatiale Européenne ont également contribué. Que les responsables de programme de ces administrations, qui nous ont accordé leur confiance soient assurés de ma profonde reconnaissance. De même, les responsables du projet EURASEP qui nous ont permis d'avoir accès aux données C.Z.C.S..

Je tiens également à exprimer le plaisir que j'ai eu de travailler avec l'ensemble du personnel du Laboratoire d'Optique Atmosphérique. Je voudrais cependant souligner la part particulièrement décisive sur l'accomplissement de mes travaux que m'ont apporté

- Monsieur TANRE pour son développement de la théorie de l'optique atmosphérique, sans oublier les travaux antérieurs et parallèles de Messieurs HERMAN, DEVAUX et FOUQUART.

- Messieurs LECOMTE et VERWAERDE pour le développement des instruments ; Monsieur LECOMTE est à l'origine du réflectance-mètre qui est l'une des bases de notre étude expérimentale.

- Monsieur BALOIS, pour tous les miracles qu'il accomplit pendant les expériences sur le terrain.

- Monsieur GONZALES dont la science informatique nous a permis de disposer d'un moyen efficace d'accès aux données satellite.

- Mademoiselle DEROO qui gère avec efficacité les nombreuses opérations informatiques.

Je remercie vivement Mesdames THEROUX et DEVAUX pour leur travail de dactylographie et de gestion administrative, qu'elles accomplissent toujours avec gentillesse malgré des situations de plus en plus compliquées. Je remercie également tout le personnel de l'U.E.R. de Physique et plus particulièrement le service de reproduction que nous mettons souvent à rude épreuve.

Merci également aux nombreux marins et aviateurs, aux services desquels nos expériences ont fait appel.

A cause de notre sujet de recherche et de notre position géographique, nous avons été conduits à participer aux programmes d'étude de la Manche et ses abords. Au travers de différentes campagnes basées à Wimereux, Dinard, Roscoff et Brest, nous avons vu se développer des relations amicales et scientifiques. C'est dans ce cadre que je remercie Monsieur VERGER pour avoir favorisé notre association au travail fondamental accompli par Monsieur THOMAS et Mademoiselle ZBENDEN dans la maîtrise des techniques de mesure de la turbidité marine. J'exprime également à Monsieur LE FEVRE le plaisir que j'ai eu de contribuer au programme "Satellite Iroise" dont les résultats apparaissent tellement prometteurs. Je déplore enfin de n'avoir pu apprécier que pendant trop peu de temps les immenses qualités de Monsieur GRALL.

Finalement je dois témoigner du courage des nombreux étudiants (plus de 10 en 1980) boursiers, vacataires ou chômeurs qui ont participé au recueil des mesures en mer ou aux calculs.

SOMMAIRE

PRINCIPALES DEFINITIONS ET NOTATIONS

INTRODUCTION

CHAPITRE I - HISTORIQUE ET OBJECTIFS DE L'ETUDE DE LA COULEUR DE L'OCEAN

I-1 - Historique

I-2 - Applications diverses

CHAPITRE II - MODELISATION DU SIGNAL RECU PAR LE SATELLITE

II-1 - Introduction

II-2 - Décomposition du signal

II-3 - Réflectance de rétrodiffusion de l'eau ρ_w

II-3-1 - Définition de la réflectance de rétrodiffusion

II-3-2 - Résultats

II-3-3 - Caractère bidirectionnel de la rétrodiffusion de l'eau de mer

II-3-4 - Signature spectrale de l'océan

II-4 - Modèles d'atmosphère

II-4-1 - Absorption par les constituants gazeux atmosphériques

II-4-2 - Diffusion atmosphérique

II-4-2-1 - Diffusion Rayleigh par les molécules

II-4-2-2 - Diffusion de Mie par les aérosols

II-4-3 - Réflectance atmosphérique ρ_a

II-4-4 - Transmission diffuse

II-4-5 - Influence de l'environnement.

II-5 - Effets de surface

II-5-1 - Réflexion de Fresnel

II-5-2 - La réflexion du rayonnement solaire direct (glitter), ρ_g

II-5-3 - La réflexion de surface diffuse. (foam et whitcaps), ρ_f

II-5-4 - Interaction réflexion de surface. - Atmosphère

Annexe 1 - Revue des phénomènes d'absorption optique des constituants de l'eau de mer

A1-1 - Les divers constituants de l'eau de mer

A1-2 - Le dosage des constituants

A1-3 - Méthode de mesure du coefficient d'absorption

A1-4 - La notion de coefficient d'absorption spécifique de la chlorophylle.

Annexe 2 - RAPPEL SUR LES PHENOMENES DE DIFFUSION OPTIQUE

A2-1 - Définitions

A2-2 - Variations spectrales de b_p

A2-3 - Relation entre b_p et la concentration en chlorophylle

CHAPITRE III - INVERSION

III-1 - Méthode

III-1-1 - Correction des effets atmosphériques invariants

III-1-2 - Correction des effets variables (aérosols et réflexion de surface)

III-1-3 - Calcul des paramètres marins

III-2 - Sensibilité de ρ_w aux paramètres marins

III-3 - Evaluation des termes d'erreur

III-3-1 - Algorithmes

III-3-2 - Erreurs liées à la modélisation de la rétro-diffusion de l'eau de mer

III-3-3 - Erreurs liées aux performances instrumentales de l'instrument

III-3-4 - Erreurs liées à la correction des effets atmosphériques et de réflexion de surface

III-3-4-1 - Termes de transmission atmosphérique

III-3-4-2 - Extrapolation de $\rho(\lambda_o)$

III-3-4-3 - Extrapolation de ρ_g

III-4 - Discussion

CHAPITRE IV - TESTS EXPERIMENTAUX

IV-1 - Introduction

IV-2 - Problèmes associés à la calibration radiométrique

IV-2-1 - Principe de la calibration absolue

IV-2-2 - Méthode indirecte : lampe d'étalonnage

IV-2-3 - Exemples de Landsat et C.Z.C.S.

IV-2-4 - Calibration directe en réflectance

IV-3 - Relation réflectance - Paramètres marins

IV-3-1 - Présentation

IV-3-2 - Relation réflectance - Seston

IV-3-3 - Relation réflectance - Chlorophylle

IV-3-3-1 - Détermination indépendante de b_p et de C

IV-3-3-2 - Relation entre le couple de mesures

"bleu - vert" et C

IV-3-3-3 - Discussion

IV-4 - Correction atmosphérique des données satellite C.Z.C.S.

IV-4-1 - Principe

IV-4-2 - Mesures in situ

IV-4-2-1 - Vérité mer $\rho_w (0^+)$

IV-4-2-2 - Vérité atmosphère

IV-4-2-3 - Autres mesures

IV-4-3 - Données satellite

IV-4-3-1 - Caractéristiques des images C.Z.C.S.

IV-4-3-2 - Schéma de correction

IV-4-4 - Comparaison des mesures satellite et in-situ

IV-4-5 - Conclusion

CHAPITRE V - APPLICATIONS OCEANOGRAPHIQUES

V-1 - L'enrichissement biologique associé aux phénomènes d'upwellings dans la région du Cap Lopez (Golfe de Guinée). Expérience aéroportée

V-2 - L'enrichissement biologique sur le front d'Ouessant observé par Landsat

V-3 - L'utilisation de la télédétection en région littorale : le Détroit du Pas de Calais - Expériences aéroportées et imagerie Landsat

CONCLUSION

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

PUBLICATIONS

PUBLICATIONS JOINTES

- 1 - M. VIOLLIER, P.Y. DESCHAMPS, P. LECOMTE - Airborne Remote Sensing of Chlorophyll Content Under Cloudy Sky as Applied to the Tropical Waters in the Gulf of Guinea. - Remote Sensing of Environment, 1978.
- 2 - P.Y. DESCHAMPS, P. LECOMTE, M. VIOLLIER - Remote Sensing of Ocean Color and Detection of Chlorophyll Content. - Proceedings of Symposium ERIM - Ann Arbor, 1977.
- 3 - M. VIOLLIER, P. LECOMTE, M. BOUGARD, A. RICHARD - Expérience aéroportée de télédétection (température et couleur de la mer) dans le détroit du Pas de Calais. - Oceanologica Acta, 1978.
- 4 - M. VIOLLIER, D. TANRE, P.Y. DESCHAMPS - An Algorithm for Remote Sensing of Water Color from Space. - Boundary Layer Meteorology, 1980.
- 5 - M. VIOLLIER, N. BAUSSART - Enhancement of Landsat Imagery for the Monitoring of Coastal Waters. Application to the Southern Part of the North Sea. - Proceedings of Symposium ERIM Ann Arbor, 1979.
- 6 - M. VIOLLIER, N. BAUSSART, P.Y. DESCHAMPS - Preliminary results of C.Z.C.S./ Nimbus 7 Experiment for Ocean Colour Remote Sensing : Observation of the Ligurian Sea. - Congrès d'Océanographie Spatiale, Venise, 1980.
- 7 - M. VIOLLIER, J.R. GRALL, P. LE CORRE, J. LE FEVRE, C. DUPOUY - L'enrichissement biologique sur le front d'Ouessant observé par le satellite Landsat. Eléments de comparaison avec les données de terrain. - Soumis à Oceanologica Acta.
- 8 - M. VIOLLIER, J.. BALOIS, P. LECOMTE - Wavelength Dependence of the Aerosol Optical Thickness. - O.C.S. Workshop, Ispra, 1979.

PRINCIPALES DEFINITIONS ET NOTATIONS

- Q : énergie radiative (radiant energy), Joule
- Φ : flux radiatif (radiant flux), Watt
- E : éclairement (irradiance), W.m^{-2}
- L : luminance (radiance), $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$

Toutes ces grandeurs peuvent être également définies comme des densités spectrales, c'est à dire normalisées à l'unité d'intervalle spectral.

- ρ : albédo, ou réflectance hémisphérique

$$\rho = \frac{\Phi_r}{\Phi_i} \quad \text{où } \Phi_r \text{ et } \Phi_i \text{ sont les flux réfléchis ou incidents.}$$

- $\rho(\theta, \varphi)$ réflectance directionnelle (sous entendu pour une incidence hémisphérique), (θ, φ) est la direction d'observation

$$\rho(\theta, \varphi) = \frac{\pi L_r(\theta, \varphi)}{E_i}$$

- Lorsque le flux incident se propage dans une seule direction, on trouve également la notion de réflectance bidirectionnelle $\rho(\theta, \varphi; \theta_0)$

- θ : angle zénithal d'observation
- θ_0 : angle zénithal d'incidence
- φ : angle azimutal entre les plans d'observation et d'incidence.

- La décomposition du signal conduit à définir différentes réflectances :

- ρ : mesurée par le satellite
- ρ' : ρ définie en l'absence d'absorption atmosphérique
- ρ_a : atmosphère
- ρ_c : cible
- ρ_e : due à l'environnement
- $\langle \rho_c \rangle$: moyenne spatiale
- ρ_w : rétrodiffusée par l'eau
- ρ_f : écume (floam, whitecaps)
- ρ_g : glitter

- T coefficient de transmission (transmittance)

$$T = \frac{\phi_t}{\phi_i} \text{ où } \phi_t \text{ et } \phi_i \text{ sont les flux transmis et incident}$$

- τ épaisseur optique

$$T = e^{-\tau}$$

(si T est défini comme le coefficient de transmission dans la direction d'incidence)

- σ_e , c coefficient d'extinction (m^{-1})

$$\tau = \sigma_e z \text{ (atmosphère)}$$

$$\tau = c.z \text{ (mer)}$$

σ_a (ouk), a coefficient d'absorption (m^{-1})

σ_s , b coefficient de diffusion (m^{-1})

$$\sigma_e = \sigma_a + \sigma_s \text{ (atmosphère)}$$

$$c = a + b \text{ (mer)}$$

- ω_o albédo pour une diffusion simple

$$\omega_o = \frac{b}{c} \text{ (mer) ou } \frac{\sigma_s}{\sigma_e} \text{ (atmosphère)}$$

$-\gamma(\alpha)$ fonction de diffusion ($m^{-1}.sr^{-1}$)

$p(\alpha)$ fonction de phase

$$p(\theta) = \frac{\gamma(\theta)}{b} \cdot 4\pi$$

(telle que $p(\theta) = 1$ en cas de diffusion isotrope)

-B rapport de rétrodiffusion

$$B = \int_{\text{espace arri\ere}} p(\theta) d\Omega$$

b' coefficient de rétrodiffusion

$$b' = B.b$$

- Toutes ces propriétés (absorption et diffusion) sont repérées par les lettres o et p ou R et p suivant le type d'interaction :

o : eau de mer pure

p : particules marines

R : molécules atmosphériques

p : particules atmosphériques

Pour la mer, on a les définitions suivantes :

C : concentration en pigments chlorophylliens (mg/m^3)

a_c : coefficient d'absorption rapporté à l'unité de concentration en pigments chlorophylliens ($m^{-1}/mg/m^3$)

a^* : coefficient d'absorption par tout autre matériel qu'eau pure et pigments chlorophylliens, rapporté à l'unité de b_p

b_p^* : coefficient de diffusion par les particules associé à l'unité de C (dans l'hypothèse d'une covariance b_p et C).

INTRODUCTION

"Les enthousiastes ont eu raison", c'est par ces mots que le professeur NIERENBERG, directeur de la Scripps Institution of Oceanography a débuté le discours inaugural du dernier congrès consacré à l'océanographie spatiale (congrès SCOR - COSPAR - IUCRM tenu à Venise en mai 1980). On peut être surpris de trouver le mot "enthousiaste" dans un discours scientifique, mais ce terme illustre le caractère pragmatique des travaux qui préludent aux progrès de la télédétection et il évoque les divisions des spécialistes à chiffrer l'apport réel de cette nouvelle technique. Au propos "la télédétection donne le moyen unique d'étendre les observations dans le temps et l'espace" s'oppose la question "quel est le degré de confiance de la mesure ?". Le rapport "extension spatiale / qualité de la mesure" peut difficilement s'exprimer en terme mathématique et dépendra du caractère de chaque application. Ce débat, ouvert quelque soit la technique de télédétection (visible, infrarouge, micro-onde) est encore plus vif dans le domaine de la couleur de l'océan, méthode de télédétection dont l'objectif ambitieux est de donner la répartition spatiale des concentrations en chlorophylle et par suite de contrôler la production végétale océanique. Malgré l'intérêt d'un tel objectif le scepticisme quant à sa réalisation est de rigueur et tient à plusieurs raisons. D'une part les problèmes d'interprétation du signal en terme de paramètres optiques (marins et atmosphériques) sont réellement compliqués et n'ont été abordés que très récemment. D'autre part la nécessaire modélisation des phénomènes apparaît considérablement simplificatrice devant la nature complexe des paramètres biologiques à détecter. Chaque prélèvement d'eau de mer contient des centaines d'espèces planctoniques dont le comportement pose encore beaucoup d'énigmes au biologiste. L'utilisation de la télédétection conduit celui-ci à la tâche extrêmement ardue de faire la synthèse entre des documents de dimensions aussi différentes que les surfaces océaniques découvertes par satellite et les détails d'une cellule de plancton observée au microscope.

Les travaux exposés dans cette thèse apportent un certain nombre de réponses à ces interrogations. La description théorique des problèmes de transfert du rayonnement (chapitre II), des méthodes d'inversion (chapitre III), et la comparaison avec les mesures (chapitre IV) répondent au premier point en chiffrant la précision espérée sur les modèles de correction atmosphérique et d'extraction des paramètres marins. L'exposé de plusieurs applications (chapitre V) donne un aperçu de ce que la télédétection peut apporter aux études d'océanographie biologique.

Les trois premiers chapitres ont été présentés sous forme d'un rapport "Evolution critique des exigences radiométriques pour un équipement mesurant à bord d'un satellite la couleur des océans", préparé en collaboration avec P.Y. DESCHAMPS et D. TANRE pour le compte de l'Agence Spatiale Européenne. Plus particulièrement, les sections II-4 et III doivent à mes deux collègues une grande part de réflexion, de calcul et de rédaction.

CHAPITRE I

HISTORIQUE ET OBJECTIFS DE L'ETUDE DE LA COULEUR DE L'OCEAN

I - HISTORIQUE ET OBJECTIFS DE L'ETUDE DE LA COULEUR DE L'OCEAN

I-1 - Historique

A partir de l'observation du fait que la couleur de l'océan présentait des variations, une branche de l'océanographie en "optique dite marine" s'est développée pour relier ces observations qualitativement (échelle de couleur MUNSELL) ou quantitativement (réflectance, indice de couleur JERLOV) aux propriétés optiques de l'eau, milieu où le transfert radiatif est influencé à la fois par l'absorption et la diffusion. Cette première étape, en grande partie académique, a été localisée dans quelques instituts en Europe, au Danemark (JERLOV, KULLENBERG, puis HOJERSLEV), en France (LE GRAND, LENOBLE, IVANOFF, puis MOREL), en U.R.S.S. (TIMOFEEVA, PELEVIN), et aux Etats-Unis, à la Scripps Institution (DUNTLEY, TYLER, PREISENDORFER, AUSTIN, SMITH). Les articles et ouvrages référencés de 1 à 16 dans la partie bibliographique de ce rapport fournissent une revue représentative de ces travaux, qui ont conduit à une classification des eaux et à diverses relations, souvent empiriques, entre propriétés optiques et phénomènes de turbidité et de production primaire.

En 1960, C.S. YENTSCH⁽¹⁷⁾ établit par des mesures en laboratoire que le spectre d'absorption d'une suspension de phytoplancton présentait un maximum dans le bleu (440 nm) et secondairement dans le rouge (670 nm). Il montre que la présence de chlorophylle déplace du bleu vers le jaune la longueur d'onde du maximum de transparence de l'eau (voir figure I-1), ce qui modifie en conséquence les variations spectrales de l'eau, et donc de la couleur de l'océan. A partir de cette constatation, il apparut possible de mesurer qualitativement par télédétection la présence de chlorophylle dans le milieu marin, et de la relier à la production primaire (photosynthèse).

Le principe de cette méthode s'est vu valorisé par les observations effectuées par les astronautes des programmes Gemini et Apollo. Leurs photographies montrèrent en effet que des variations de couleur étaient susceptibles d'être observées à partir d'une plateforme spatiale.

A l'époque où se dessinait un vaste programme de télédétection des ressources terrestres, de telles observations encouragèrent la NASA à établir un programme d'étude sur la couleur de l'océan. Le contrôle des paramètres biologiques de l'océan en grande partie inexplorée et couvrant 70 % de la surface du Globe, était l'une des applications potentielles de la télédétection dont

l'intérêt apparaissait le plus clairement. Ces études aboutissaient en 1974 à définir l'expérience "Coastal Zone Color Scanner" (C.Z.C.S.) qui fonctionne actuellement sur le satellite Nimbus 7.

Un grand nombre d'expériences aéroportées préparatoires ont été réalisées principalement à l'instigation de la NASA, et également d'organismes d'aide à la pêche. Le résultat de ces expériences est un ensemble de corrélations entre données de chlorophylle "in situ" et données obtenues par télédétection. Le tableau I-1 dresse la liste des travaux les plus connus.

On trouvera en colonne 4 le nombre de données in-situ relatives à l'expérience considérée. Ce nombre est généralement faible et reflète la difficulté de réaliser correctement à la fois les mesures aéroportées et les mesures in-situ. D'autrepart il n'existe aucune harmonie dans la manière d'interpréter le signal de télédétection (colonne 3). L'indice 1, 2, 3, représentant des longueurs d'onde, respectivement "bleu", "vert", "rouge", L désignant la luminance ($W.m^{-2}.sr^{-1}. \mu m^{-1}$) et ρ désignant la réflectance, on trouve toutes sortes d'algorithmes

$$\begin{array}{l} L_1/L_2 \quad , \quad \rho_1/\rho_2 \\ L_1 - L_2 \quad , \quad \rho_1 - \rho_2 \\ \frac{L_1 - L_2}{L_1 + L_2} \quad , \quad \frac{L_1 - L_2}{L_3} \end{array}$$

$$a L_1 + b L_2 + c L_3, \dots \text{etc}$$

de telle manière qu'il est impossible de réaliser une synthèse de l'ensemble et que l'on doit garder les corrélations prises isolément. Les figures I-2 à I-7 montrent quelques exemples parmi les plus significatifs.

A ces exemples, s'ajoutent ceux dérivés des spectres de réflectances mesurées dans la mer. Les figures I-8 et I-9 montrent des relations entre le rapport des réflectances bleu/vert ou bleu/jaune en fonction de la concentration en pigments chlorophylliens. Les relations déduites apparaissent statistiquement valables. Cependant, si l'on cherche une meilleure précision, l'analyse de ces résultats montre qu'il reste encore à faire un certain nombre de recherches fondamentales sur les propriétés optiques de l'eau de mer (MOREL et PRIEUR⁽⁸⁾, 1977), notamment préciser les contributions des différents pigments organiques et autres constituants de l'eau de mer. Une revue de ces problèmes

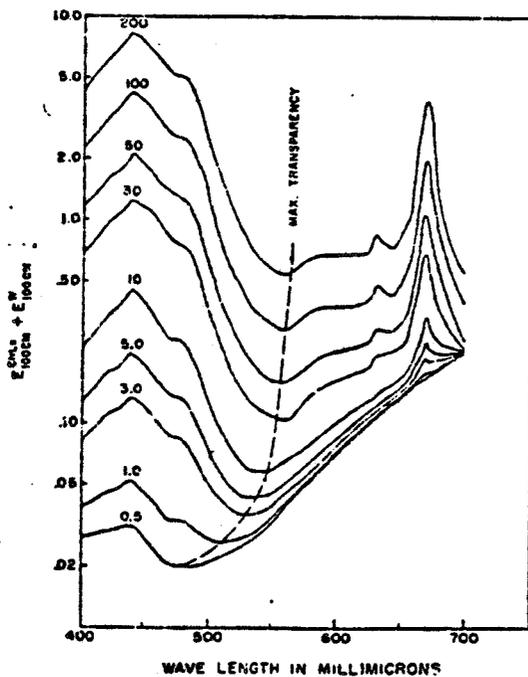
est exposée en annexe 1 (propriétés d'absorption) et en annexe 2 (propriétés de diffusion) du chapitre II.

D'autres travaux sont actuellement entrepris pour chercher à apprécier la représentativité des mesures obtenues par télédétection par rapport aux mesures caractéristiques de la colonne d'eau à toutes profondeurs. C'est ainsi que SMITH et BAKER⁽⁶⁰⁾ (1978) montrent que la concentration en chlorophylle mesurable par télédétection (moyenne sur la couche proche de la surface d'une épaisseur égale à $1/K_d$, où K_d est le coefficient d'atténuation diffus) est en général assez bien représentative du contenu de chlorophylle, et également de la production primaire de la totalité de la colonne verticale d'eau. L'étude porte sur un large échantillon de mesures de diverses origines où apparaît une gamme de variations des paramètres sur trois ordres de magnitude.

Le dernier aspect des études entreprises sur la couleur de l'océan réside dans l'analyse des données satellitaires. Ces dernières années sont en effet apparues les premières images visibles multispectrales enregistrées à partir de satellite (Landsat, C.Z.C.S.).

Sur de multiples exemples les images Landsat ont montré leur possibilité quant à cartographier les régions turbides en zones côtières (THOMAS⁽³²⁾, 1978), VIOLLIER et BAUSSART⁽³³⁾, 1979) et à décrire des phénomènes purement océanographiques (MAUL et GORDON⁽³⁴⁾, 1975), SZEKIELDA et DUVALL⁽⁴⁵⁾, 1976).

Quant à C.Z.C.S. il faut considérer qu'il est trop tôt pour tirer un bilan. La synthèse des expériences particulièrement nombreuses en Europe (projet EURASEP), ne sera probablement effectué qu'en 1982. Les premières analyses ont mis en évidence l'importance des corrections atmosphériques. Des algorithmes de correction ont certes été proposés (GORDON⁽³⁵⁾, 1978, VIOLLIER et al⁽³⁶⁾, 1980), mais le problème s'est révélé être l'un des plus fondamentaux de la méthode.



Combined absorption coefficients for pure water and plant pigments. Numbers adjacent the curves indicate the chlorophyll concentration in mgs./m^3 .

in YENTSCH (17) 1960

Figure I-1 - Modèle théorique du coefficient d'absorption d'une eau contenant de $0,05$ à 200 mg/m^3 . Le maximum de la transmission se déplace du bleu (450 nm), vers le jaune (570 nm).



<u>Publications</u>	<u>Cadre de l'étude</u>	<u>Type d'algorithme</u>	<u>Vérité mer</u>
CLARKE et al ⁽²¹⁾ 1970	Contrat Nasa	Analyse spectrale	5
BAILEY et WHITE ⁽²²⁾ 1970	Contrat US Naval Off.	" "	3
WELDON ⁽²³⁾ 1973	Nasa	$(L_3 - L_1) / L_2$	
PEARCY et KEENE ⁽⁴⁸⁾ 1974	Contrat aide à la pêche	$L_1 - L_2, L_2 - L_3$	/
ARVESEN et al ⁽²⁴⁾ 1973	Nasa	$v_1 - v_2$	12
JOHNSON ⁽⁴⁴⁾ 1977	Nasa	$\sum a_i L_i$	20 + 18
NEVILLE et GOWER ⁽³⁷⁾ 1977		Fluorescence 685nm	17
MILLER et al ⁽²⁶⁾ 1977		Analyse spectrale	14
HOVIS et LEUNG ⁽²⁷⁾ 1977	Noaa : Nasa	Fonction de L_2 / L_3	15
WILSON et al ⁽²⁸⁾ 1978	Contrat Nasa	Fonction de ρ_1 / ρ_2 et ρ_2 / ρ_3	14
DESCHAMPS et al ⁽¹⁹⁾ 1977	Contrat aide à la pêche	$\rho_1 - \rho_2, \rho_2 - \rho_3$	4 + 16
VIOLLIER et al ⁽²⁹⁾ 1978			
KIM ⁽³⁰⁾ et al 1979	Nasa	$(L_1 - L_2) / (L_1 + L_2)$	12
PELEVIN ⁽¹¹⁾ 1978		ρ_1 / ρ_2	8

TABLEAU I-1 : Revue des principales expériences aéroportées de télédétection de la chlorophylle.

La dernière colonne montre le nombre de points de comparaison entre la mesure in situ et la mesure par télédétection. La troisième colonne schématise le type d'algorithme utilisé : les indices 1,2,3 désignent une longueur d'onde, respectivement le bleu, le vert, le rouge ; les lettres v, L, ρ désignent respectivement un signal non calibré, une radiance, une réflectance.



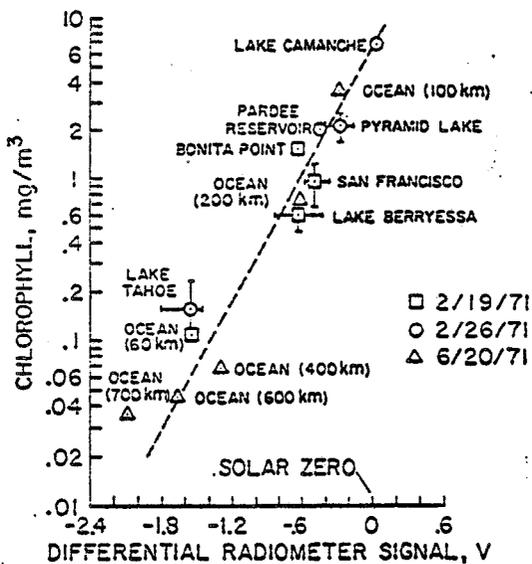


Figure I-2 - in ARVESEN et al (24) 1973

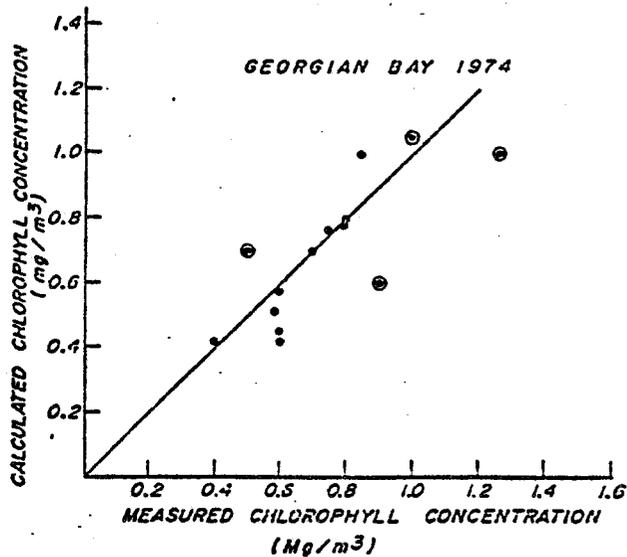


Figure I-3 - in MILLER et al (26) 1977

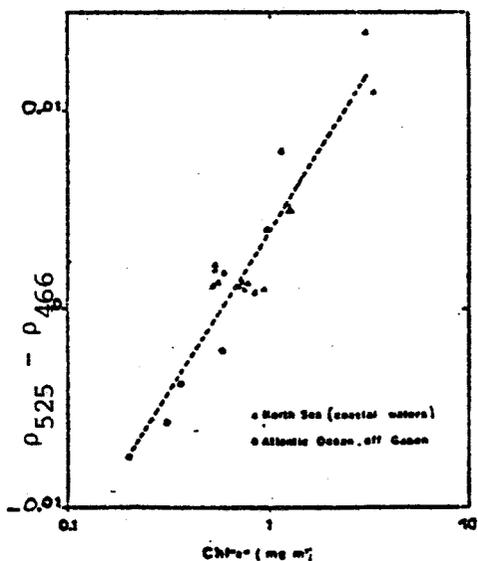


Figure I-4 - in VIOLLIER et al (36) 1980

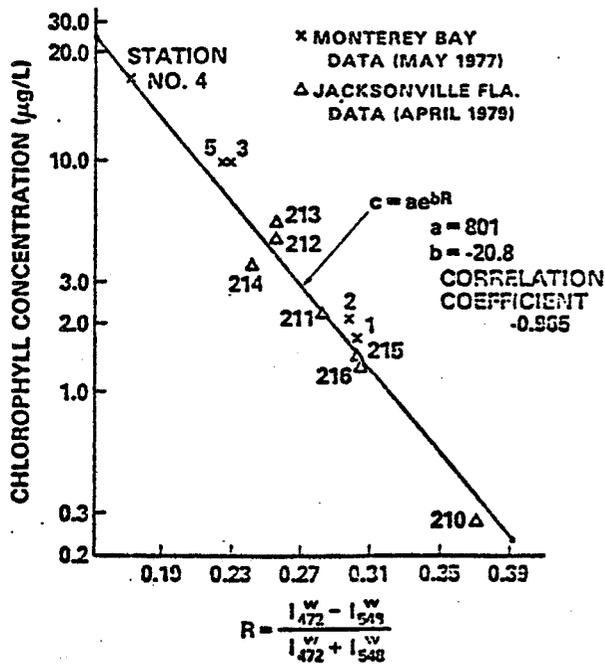


Figure I-5 - in RIM et al (30) 1979

Figures 1-2 à 1-5 - Comparaisons entre des mesures in situ de chlorophylle et des mesures de télédétection obtenues lors d'expériences aéroportées.



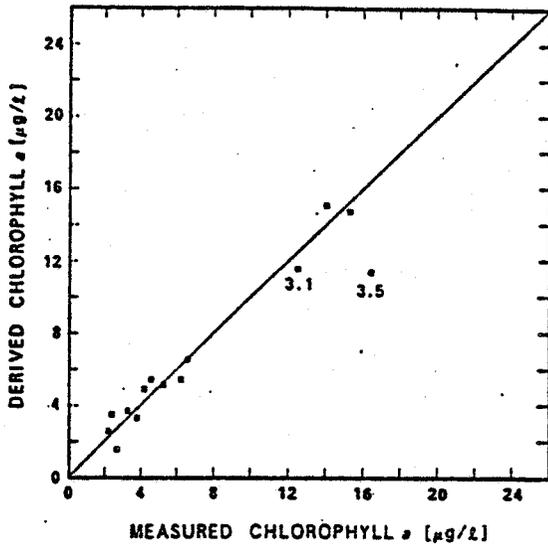


Figure I-6 - in WILSON et al (28) 1978

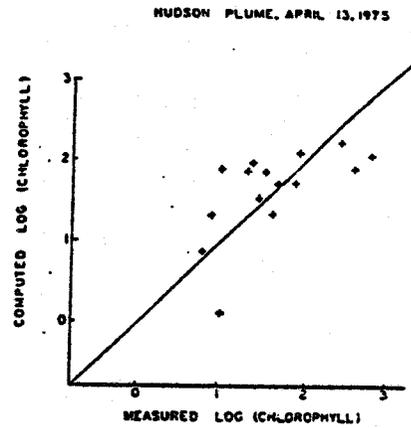


Figure I-7 - in HOVIS et LEUNG (27) 1977

Même légende que figures I-2 à I-5

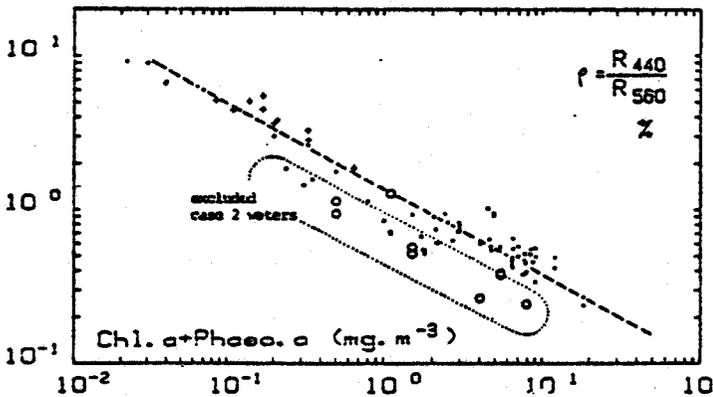


Figure I-8 - in MOREL (9) 1980

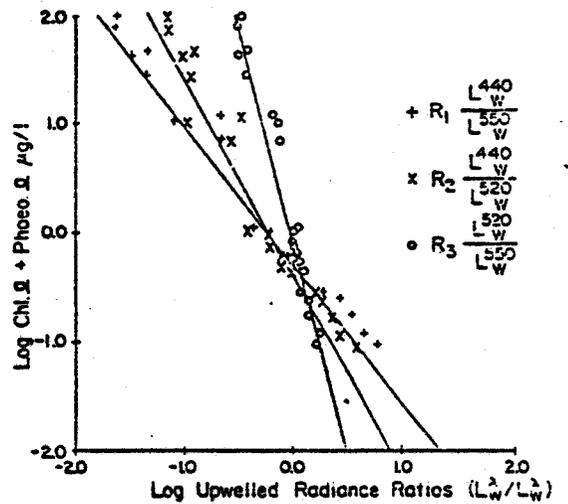


Figure I-9 - in GORDON et CLARK (45) 1980

Figures I-8 et I-9: Comparaison entre rapport de réflectances ou de luminances ascendantes, à deux longueurs d'onde mesurées dans l'eau (profondeur 0⁻) et concentration en chlorophylle.



I-2 - Applications diverses

C'est de manière toute à fait artificielle que nous distinguerons différentes applications dont les liens sont en fait très étroits.

I-2-1 - Contrôle de la production biologique

a) à l'échelle mondiale

Le working-group "couleur de l'océan" du congrès IUCRM (Morel et Gordon⁽⁴²⁾, 1980) a recommandé d'établir à l'aide de C.Z.C.S. une couverture mensuelle de la totalité des océans (Global Assessment of Phytoplankton Pigments) de façon à contrôler le potentiel alimentaire mondial constitué par le phytoplancton. C'est l'exemple même d'une étude que l'on ne peut envisager qu'avec l'aide du satellite.

b) à l'échelle régionale

Le même type d'étude peut être fait à l'échelle régionale (Manche Ouest par exemple) et aurait plusieurs objectifs :

- donner la répartition géographique de la production primaire,
- mettre en évidence d'éventuelles variations de production, conséquence de pollution,
- contribuer à établir des modèles reliant les productions primaire, secondaire et pélagique.

I-2-2 - Aide aux recherches fondamentales en biologie (mécanisme de croissance d'une masse phytoplanctonique)

Prenons l'exemple d'une poussée de phytoplancton dans une région d'upwelling. Le biologiste n'a pas encore de réponses très claires aux questions suivantes : où se produit l'enrichissement par rapport au front thermique ? quelle est la durée séparant le début de l'upwelling de l'enrichissement ? quelles sont les durées des phases de vieillissement ? quelle est la structure spatiale (patchiness) de l'enrichissement ?

Il est certain que la télédétection peut aider le biologiste, principalement sur l'étude de la répartition spatiale. Pour les autres questions la

réponse est plus réservée car le biologiste demandera en plus un indice de vieillissement qu'il est difficile de donner par télédétection. Des études pourraient cependant être envisagées dans ce sens : examen du rapport chlorophylle / turbidité et examen de la structure spatiale.

I-2-3 - Aide à la pêche

Les études suggérées précédemment avaient évidemment des conséquences indirectes sur la pêche. Nous évoquons maintenant l'application directe, c'est à dire l'assistance à une flotille sur les lieux de pêches. STRETTA⁽⁴³⁾ (1977)

a discuté l'apport des thermographies pour localiser la présence de thons. Dans la première phase d'un upwelling, l'enrichissement d'abord localisé près du front s'étend sur toute l'étendue de la zone d'eaux remontées. Dans ces conditions la mesure de la température de surface est suffisante ; une mesure de chlorophylle n'apporterait que peu d'éléments nouveaux. Par contre, dans les phases suivantes, la température de l'eau peut apparaître rapidement homogène et la chlorophylle devient la seule donnée disponible pour repérer la région d'enrichissement.

I-2-4 - Océanographie physique

La présence de chlorophylle ayant pour effet de diminuer la profondeur de la couche euphotique, a des conséquences sur la profondeur et la stabilité de la thermocline. Dans un autre domaine, des phénomènes physiques peu apparents mais induisant une activité biologique, pourraient être indirectement détectés.

I-2-5 - Application de la télédétection des zones turbides

La turbidité est habituellement mesurée par procédé optique (diffusion ou transmission) soit par pesée (poids spécifique des matières en suspension). La turbidité modifie la signature spectrale de l'eau de mer, indépendamment de la contribution des pigments chlorophylliens, ce qui explique qu'il soit conseillé de l'évaluer dans toute méthode de télédétection de chlorophylle (voir chapitre II).

Dans les régions côtières, la turbidité est en elle même un excellent index distinctif des masses d'eau. La description des panaches turbides permet de montrer les effets de la circulation superficielle sur les rejets fluviaux ou industriels.

CHAPITRE II

MODELISATION DU SIGNAL RECU PAR LE SATELLITE

II - MODELISATION DU SIGNAL RECU PAR LE SATELLITE

II-1 - Introduction

La luminance provenant du système océan-atmosphère, mesurée par le capteur du satellite en dehors de l'atmosphère est une fonction complexe des processus suivants :

- les effets atmosphériques : absorption et diffusion du rayonnement par les molécules et aérosols ;
- les effets de réflexion de surface : réflectance spéculaire sur une surface d'eau plus ou moins agitée par les vagues, et réflexion diffuse par l'écume ;
- la contribution du rayonnement solaire rétrodiffusé par l'océan, partie "utile" du signal, qui peut être modélisée en fonction des constituants influant sur les propriétés optiques marines : phytoplancton et matières diverses, dissoutes ou en suspension.

La simulation théorique du transfert radiatif du système global océan-atmosphère est possible et a été réalisée par divers auteurs (RASCHKE⁽⁴⁷⁾, 1972, KATTAWAR et HUMPHREYS⁽⁴⁸⁾, 1976, TANAKA et NAKAJUMA⁽⁴⁹⁾, 1976, QUENZEL et KASTNER⁽⁵⁰⁾, 1978) qui donnent des résultats pour des conditions particulières adoptées soit pour l'atmosphère, soit pour l'océan et son interface avec l'atmosphère, ce qui rend l'interprétation des résultats difficile à généraliser. Dans ce qui suit une approche plus analytique a été développée, qui tend à découpler les divers processus et à les paramétriser chaque fois que possible. Cette approche présente en général une bonne approximation des processus et permet d'améliorer la compréhension globale du transfert radiatif.

Le capteur placé sur le satellite mesure une luminance $L_\lambda(\theta, \phi)$, qui représente la fraction de l'éclairement solaire réfléchi par le système océan-atmosphère dans la direction d'observation caractérisée par θ , angle zénithal d'observation, et ϕ , angle azimutal entre les plans d'observation et d'incidence solaire ; θ_0 est l'angle zénithal solaire. Cette luminance, $L_\lambda(\theta, \phi)$ peut être exprimée comme une réflectance bidirectionnelle, $\rho_\lambda(\theta, \phi)$:

$$\rho_\lambda(\theta, \phi) = \frac{\pi L_\lambda(\theta, \phi)}{\mu_0 E_{0\lambda}} \quad (\text{II-1})$$

où $\mu_0 = \cos\theta_0$

$E_{0\lambda}$ est l'éclairement solaire normal à un plan, en dehors de l'atmosphère.

La conversion de la luminance observée L_λ , en réflectance équivalente ρ_λ , présente l'avantage de donner une grandeur normalisée, relativement indépendante des conditions d'éclairement et d'observation (ce qui n'est strictement vrai que pour un réflecteur lambertien), et de donner un ordre de grandeur physique : $0 \leq \rho \leq 1$ pour un réflecteur lambertien. Dans ce qui suit, on modélisera systématiquement l'expression de ρ_λ donnée par l'équation (I-1). La conversion en luminance des résultats donnés en réflectance est immédiate :

$$L_\lambda = \frac{\rho_\lambda}{\pi} \mu_0 E_{0\lambda} \quad (\text{II-2})$$

La tableau II-1 donne $E_{0\lambda}$ d'après Thekaekara⁽⁵¹⁾ (1974) dans le domaine spectral 0,4 à 1,1 μm . Toutes les grandeurs définies dans ce qui suit sont des grandeurs monochromatiques ; on supprimera cependant chaque fois que possible l'indice λ afin d'alléger les notations.

II-2 - Décomposition du signal

L'absorption par les gaz atmosphériques peut être prise en compte globalement par un facteur de transmission, T_{O_3} , qui atténue identiquement toutes les composantes du signal :

$$\rho = \rho' T_{O_3} \quad (\text{II-3})$$

où ρ' est la réflectance apparente du système océan-atmosphère en l'absence d'absorption par les gaz atmosphériques. Ceci est justifié en détail à la section II-4-1 par le fait que l'on peut se placer en dehors des bandes d'absorption de H_2O et O_2 , et que seule intervient l'absorption par l'ozone, O_3 , localisée dans le haut de l'atmosphère.

Le second découplage est la séparation des processus de diffusion atmosphérique vis à vis de l'océan (rétrodifffusion et réflexion de surface). Le signal ρ' mesuré par le satellite peut se décomposer comme l'addition des termes suivants (TANRE et al⁽⁵²⁾, 1979) illustrée par la figure II-1.

1 - Le capteur reçoit des photons diffusés uniquement par l'atmosphère, mais n'ayant pas interagi avec l'océan et sa surface. Cette composante est notée

Solar Spectral Irradiance-standard Curve

λ	E_λ	$E_{0-\lambda}$	$D_{0-\lambda}$	λ	E_λ	$E_{0-\lambda}$	$D_{0-\lambda}$	λ	E_λ	$E_{0-\lambda}$	$D_{0-\lambda}$
.115	.007	.0025	.0001	.510	1062	324.926	24.015	1.95	267	1186.109	87.665
.120	.900	.0048	.0003	.515	1833	334.214	24.701	1.60	245	1198.909	88.611
.125	.007	.0070	.0005	.520	1835	343.379	25.379	1.65	223	1210.609	89.475
.130	.007	.0071	.0005	.525	1852	352.991	26.059	1.70	202	1221.234	90.261
.140	.030	.0073	.0005	.528	1842	361.826	26.742	1.75	180	1230.784	90.967
.150	.070	.0078	.0005	.535	1818	370.976	27.418	1.80	159	1239.259	91.593
.160	.230	.0093	.0006	.540	1783	379.479	28.084	1.85	142	1246.784	92.149
.170	.630	.0136	.0010	.545	1754	388.421	28.737	1.90	126	1253.484	92.644
.180	1.250	.0230	.0016	.550	1725	397.519	29.380	1.95	114	1259.464	93.088
.190	2.710	.0428	.0031	.555	1720	406.131	30.017	2.00	103	1264.909	93.489
.200	18.7	.1098	.0081	.560	1695	414.669	30.648	2.1	90	1274.559	94.2024
.210	22.9	.2778	.0205	.565	1705	423.169	31.276	2.2	79	1283.009	94.8269
.220	57.5	.6798	.0502	.570	1712	431.711	31.907	2.3	69	1290.959	95.3739
.225	64.9	.9058	.0728	.575	1719	440.289	32.541	2.4	62	1296.499	95.8580
.230	66.7	1.1348	.0971	.580	1715	448.874	33.176	2.5	55	1302.689	96.2903
.235	59.3	1.6298	.1204	.585	1712	457.441	33.809	2.6	48	1307.959	96.6710
.240	63.0	1.9356	.1430	.590	1708	465.971	34.439	2.7	43	1312.589	97.0073
.245	72.3	2.2738	.1680	.595	1682	474.426	35.064	2.8	39	1316.609	97.3103
.250	78.4	2.6306	.1944	.600	1666	482.796	35.683	2.9	35	1320.309	97.5838
.255	104.8	3.0666	.2266	.605	1647	491.079	36.295	3.0	31	1323.609	97.8277
.260	130	3.6516	.269	.61	1635	499.284	36.902	3.1	26.8	1326.499	98.0383
.265	185	4.4391	.328	.62	1602	515.469	38.098	3.2	22.6	1328.809	98.2179
.270	232	5.4815	.405	.63	1570	531.329	39.270	3.3	19.2	1330.979	98.3724
.275	204	6.5716	.485	.64	1544	546.899	40.421	3.4	16.6	1332.769	98.5047
.280	222	7.6366	.564	.65	1511	562.174	41.550	3.5	14.6	1334.329	98.6200
.285	315	8.9791	.663	.66	1486	577.159	42.657	3.6	13.5	1335.734	98.7238
.290	482	10.9716	.810	.67	1456	591.869	43.744	3.7	12.3	1337.024	98.8192
.295	584	13.6366	1.007	.68	1427	606.284	44.810	3.8	11.1	1338.194	98.9056
.300	514	16.3815	1.210	.69	1402	620.429	45.855	3.9	10.3	1339.264	98.9847
.305	683	19.1741	1.417	.70	1369	634.284	46.879	4.0	9.5	1340.254	99.0579
.310	689	22.4041	1.695	.71	1344	647.849	47.882	4.1	8.70	1341.164	99.12521
.315	764	26.0366	1.924	.72	1314	661.139	48.864	4.2	7.80	1341.989	99.18618
.320	830	30.8216	2.218	.73	1290	674.159	49.826	4.3	7.10	1342.734	99.24124
.325	975	34.5341	2.552	.74	1260	686.989	50.769	4.4	6.50	1343.414	99.29150
.330	1059	39.6191	2.928	.75	1235	699.384	51.691	4.5	5.92	1344.031	99.33740
.335	1081	44.9691	3.323	.76	1211	711.614	52.595	4.6	5.35	1344.596	99.37905
.340	1074	50.3966	3.721	.77	1185	723.594	53.480	4.7	4.86	1345.109	99.41678
.345	1069	59.7141	4.117	.78	1159	735.314	54.346	4.8	4.47	1345.5757	99.45127
.350	1093	61.1191	4.517	.79	1134	746.779	55.194	4.9	4.11	1346.0049	99.48299
.355	1083	66.5591	4.919	.80	1109	757.994	56.023	5.0	3.79	1346.3999	99.51219
.360	1068	71.9366	5.316	.81	1085	768.966	56.834	6	1.8200	1349.2049	99.71950
.365	1132	77.4366	5.723	.82	1060	779.694	57.627	7	.9900	1350.6099	99.82335
.370	1181	83.2191	6.150	.83	1036	790.174	58.401	8	.5850	1351.3974	99.88155
.375	1157	89.0641	6.582	.84	1013	800.419	59.158	9	.3670	1351.8734	99.91673
.380	1120	94.7566	7.003	.85	990	810.434	59.899	10	.2410	1352.1774	99.93920
.385	1098	100.3016	7.413	.86	968	820.224	60.622	11	.1650	1352.3894	99.95420
.390	1098	105.7916	7.819	.87	947	829.799	61.330	12	.1170	1352.5214	99.96462
.395	1109	111.5091	8.241	.88	926	839.164	62.022	13	.0810	1352.6224	99.97209
.400	1429	118.0541	8.725	.89	906	848.334	62.700	14	.0634	1352.6967	99.97758
.405	1644	125.7366	9.293	.90	891	857.329	63.365	15	.0481	1352.7524	99.98178
.410	1751	134.224	9.920	.91	888	866.184	64.019	16	.037100	1352.7950	99.98485
.415	1774	143.036	10.571	.92	869	874.929	64.665	17	.027100	1352.8201	99.98730
.420	1747	151.839	11.222	.93	858	883.564	65.304	18	.022100	1352.8542	99.98923
.425	1693	160.439	11.858	.94	847	892.089	65.934	19	.018600	1352.8751	99.99077
.430	1639	168.769	12.473	.95	837	900.509	66.554	20	.015200	1352.8928	99.99202
.435	1563	177.024	13.083	.96	820	908.794	67.168	25	.008170	1352.9454	99.99596
.440	1810	185.706	13.725	.97	803	916.989	67.768	30	.002970	1352.9683	99.99765
.445	1922	195.036	14.415	.98	785	924.849	68.355	35	.001600	1352.9797	99.99850
.450	2006	204.856	15.140	.99	767	932.609	68.928	40	.000942	1352.9868	99.99927
.455	2057	215.014	15.891	1.00	748	940.184	69.488	50	.000391	1352.9927	99.99946
.460	2066	225.321	16.653	1.05	668	975.584	72.105	60	.00019800	1352.9958	99.99967
.465	2048	235.666	17.413	1.10	593	1007.109	74.435	80	.00006160	1352.9981	99.99986
.470	2033	245.889	18.167	1.15	539	1035.309	76.519	100	.00002570	1352.9990	99.99992
.475	2044	256.081	18.921	1.20	485	1060.689	78.484	120	.00001260	1352.9994	99.99995
.480	2074	266.296	19.681	1.25	438	1083.884	80.109	150	.00000523	1352.9997	99.99997
.485	1976	276.421	20.430	1.30	397	1104.799	81.652	200	.00000169	1352.9998	99.99999
.490	1950	286.236	21.155	1.35	358	1123.634	83.047	250	.00000070	1352.9999	99.99999
.495	1968	296.011	21.878	1.40	337	1141.009	84.331	300	.00000034	1352.9999	99.99999
.500	1942	305.766	22.599	1.45	312	1157.234	85.530	400	.00000011	1352.9999	99.99999
.505	1920	315.421	23.312	1.50	288	1172.234	86.639	1000	.00000000	1353.0000	100.00000

λ - Wavelength in micrometers

E_λ - Solar spectral irradiance averaged over small bandwidth centered at λ , in $W m^{-2} \mu m^{-1}$

$E_{0-\lambda}$ - Integrated solar irradiance in the wavelength range 0 to λ , in $W m^{-2}$

$D_{0-\lambda}$ - Percentage of solar constant associated with wavelengths shorter than λ

Solar constant = $1353 W m^{-2}$

Note: Lines indicate change in wavelength interval of integration

TABLEAU II-1, in Thekaekara (51), 1974



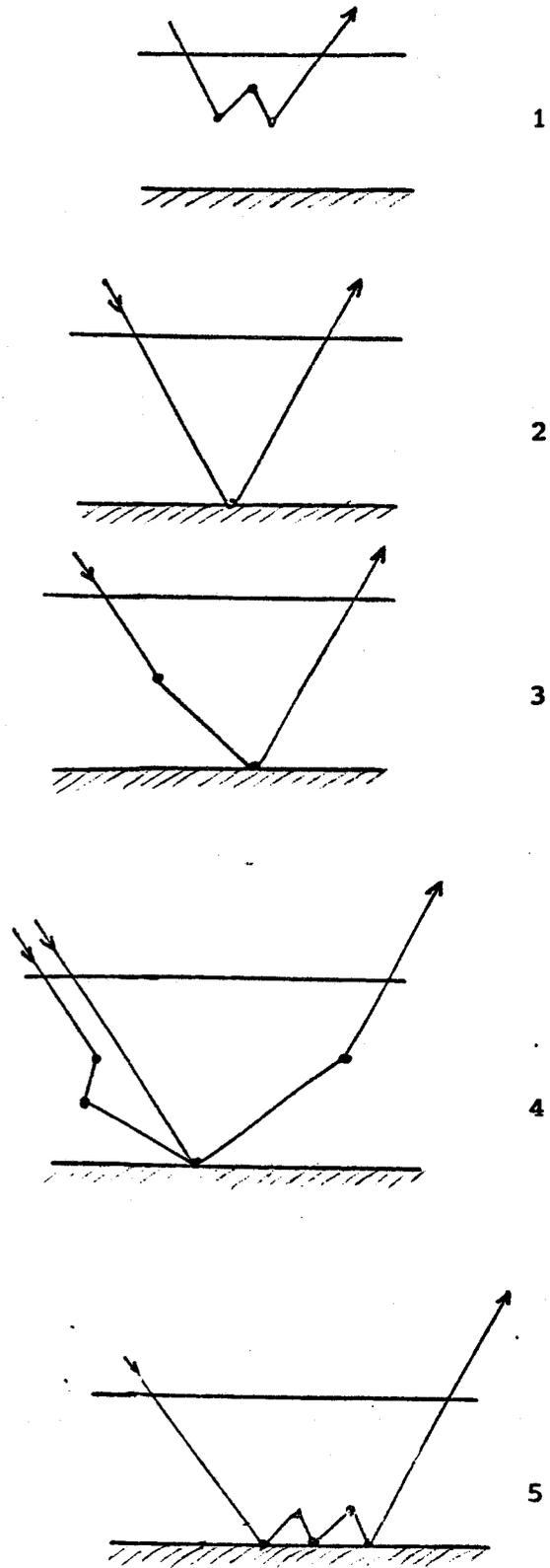


Figure II-1 : Décomposition du signal

ρ_a , réflectance atmosphérique.

2 - Des photons sont réfléchis par la cible visée, sans être diffusés par l'atmosphère, et conservent le caractère bidirectionnel de la réflectance de la cible, $\rho_c(\theta_o, \theta, \phi)$.

Cette composante est obtenue par l'expression :

$$\rho_c(\theta_o, \theta, \phi) e^{-\tau/\mu_o} e^{-\tau/\mu} \quad (\text{II-4})$$

où τ est l'épaisseur optique (pour la diffusion) de l'atmosphère, $e^{-\tau/\mu_o}$ et $e^{-\tau/\mu}$, les facteurs de transmission directe respectivement entre la source et la cible, et entre la cible et le capteur.

3 - Des photons sont diffusés par l'atmosphère, puis réfléchis par la cible et transmis directement vers le capteur. Cette composante ne respecte plus strictement le caractère bidirectionnel de la réflectance de la cible. Dans le cas d'un réflecteur lambertien, ρ_c , on obtient :

$$\rho_c E(\mu_o) e^{-\tau/\mu} \quad (\text{II-5})$$

où la fonction $E(\mu_o)$ est l'éclairement diffus au bas de l'atmosphère divisé par l'éclairement solaire incident en haut de l'atmosphère, $\mu_o E_o$. De la même façon, l'éclairement total - i.e. direct plus diffus - au bas de l'atmosphère divisé par l'éclairement solaire incident donne la fonction :

$$T(\mu_o) = E(\mu_o) + e^{-\tau/\mu_o} \quad (\text{II-6})$$

qui peut être définie comme un facteur de transmission diffus.

4 - Des photons incidents au bas de l'atmosphère sont réfléchis, puis diffusés vers le capteur. Cette composante ne provient pas strictement du point visé par le capteur et sera notée réflectance de l'environnement :

$$\rho_e = \langle \rho_c \rangle T(\mu_o) E(\mu) \quad (\text{II-7})$$

où $\langle \rho_c \rangle$ est une moyenne spatiale de la réflectance de l'environnement.

5 - Des photons sont réfléchis plus d'une fois au bas de l'atmosphère, avec diffusion atmosphérique entre chaque réflexion. Ce terme peut être négligé dans le cas de la mesure de la couleur de l'océan - i.e. réflectance faible de l'océan et bonne transparence atmosphérique. Sous cette approximation, les propriétés de réflexion de surface sont additives vis à vis du signal mesuré par le satellite.

La somme de ces diverses contributions permet d'écrire le signal mesuré par le satellite :

$$\rho'(\theta_o, \theta, \phi) = \rho_a(\theta_o, \theta, \phi) + \rho_c T(\mu_o) T(\mu) \quad (\text{II-8})$$

dans le cas d'un réflecteur lambertien infiniment étendu, et :

$$\rho'(\theta_o, \theta, \phi) = \rho_a(\theta_o, \theta, \phi) + \rho_c T(\mu_o) e^{-\tau/\mu} + \langle \rho_c \rangle T(\mu_o) E(\mu) \quad (\text{II-9})$$

pour un réflecteur lambertien non homogène spatialement. Les équations (II-8) et (II-9) peuvent s'appliquer à la rétrodiffusion de l'eau, ρ_w , et à la réflexion par l'écume, ρ_f , considérées comme très diffuses.

Par contre la réflexion spéculaire sur la surface de l'eau doit être traitée différemment.

Dans le cas d'une surface d'eau plane, en dehors des conditions de réflexion spéculaire ($\phi=\pi$; $\theta=\theta_o$), la contribution du terme (2) ci-dessus est nulle. Les termes (3) et (4) représentent respectivement le rayonnement diffus du ciel réfléchi spéculairement dans la direction du capteur, et le rayonnement total descendant, principalement direct, réfléchi spéculairement, puis diffusé vers le capteur.

Pour une surface d'eau agitée par les vagues, ayant des pentes statistiquement distribuées autour de l'horizontale, les termes (3) et (4) restent sensiblement inchangés, la réflexion se faisant maintenant dans un cône autour de la direction de réflexion avec un coefficient de réflexion proche de celui d'une mer plane. Par contre l'éclairement solaire direct réfléchi (glitter ou sunglint) donné par le terme (2) ne peut être négligé et devient :

$$\rho_g(\theta_o, \theta, \phi) e^{-\tau/\mu_o} e^{-\tau/\mu} \quad (\text{II-10})$$

où $\rho_g(\theta_o, \theta, \phi)$ dépend de la distribution statistique des pentes de vagues.

II-3 - Réflectance de rétrodiffusion de l'eau ρ_w

Dans cette section la réflectance de rétrodiffusion de l'eau ρ_w est étudiée en fonction des propriétés optiques du milieu marin.

II-3-1 - Définition de la réflectance de rétrodiffusion

L'éclairement reçu par la surface de la mer est la somme de l'éclairement solaire directement transmis $\mu_0 E_0 e^{-\tau/\mu_0}$ et de l'éclairement diffus du ciel :

$$E_d = \mu_0 E_0 e^{-\tau/\mu_0} + \mu_0 E_0 E(\mu_0) \quad (\text{II-11})$$

où $E(\mu_0)$ est la fonction définie en section II-2.

Le flux énergétique remontant, après diffusion dans le milieu marin, sera décrit par le champ de luminance $L_w(\theta, \phi)$. Ceci conduit à définir la réflectance bi-directionnelle comme

$$\rho_w(\theta_0, \theta, \phi) = \frac{\pi L_w(\theta, \phi)}{E_d(\theta_0, \phi_0)} \quad (\text{II-12})$$

La valeur de $\rho_w(\theta_0, \theta, \phi)$ dépend des propriétés optiques du milieu marin : la fonction de phase $p(\alpha)$ qui représente la fraction de lumière diffusée à l'angle α , et l'albédo pour une diffusion

$$\omega_0 = \frac{b}{a+b}$$

rapport du coefficient de diffusion b et d'extinction (absorption a plus diffusion).

Pour un milieu optiquement infini. (cas habituel de l'océan),
l'approximation de la diffusion primaire donne

$$\rho_w(\theta_0, \theta, \phi) = \frac{\omega_0 \cdot p(\alpha)}{4(\mu_0 + \mu)} \cdot t \quad (\text{II-13})$$

où t est le coefficient de transmission de FRESNEL, pour l'interface eau-air. L'équation (II-13) montre que ρ_w dépend de la géométrie de la prise de vue par l'intermédiaire de la fonction de phase $p(\alpha)$, et des cosinus des angles zénithaux θ et θ_0 .

Dans le cas général le calcul est plus complexe, car il faut tenir compte des diffusions multiples. Le pourcentage de la diffusion primaire est typiquement le suivant

ω_0	Diffusion primaire / Signal total
0,9	30 %
0,7	60 %
0,5	80 %
0,2	96 %

Les valeurs de ω_0 représentatives de l'eau de mer étant voisines de 0,7, on se rend compte que la diffusion primaire n'intervient en général que pour la moitié du signal, l'autre moitié étant constituée par les diffusions multiples. Le calcul exact de ρ_w nécessite donc de longs calculs sur ordinateur : méthodes des ordres successifs de diffusion, des harmoniques sphériques, de Monte Carlo. De tels calculs ont été effectués par différentes équipes : GORDON et BROWN⁽⁵³⁾, 1973, PRIEUR et MOREL⁽⁸¹⁾, 1975, PRIEUR⁽⁵⁴⁾, 1976, VIOLLIER⁽⁵⁵⁾, 1976.

II-3-2 - Résultats

Sous certaines réserves, développées en II-3-3 ci-après, les résultats des auteurs mentionnés plus hauts convergent vers les points suivants :

a) La réflectance bidirectionnelle dépend peu de la direction d'incidence du soleil (θ_0) et de l'angle d'observation (θ, ϕ), ce qui autorise à considérer la réflectance comme une propriété intrinsèque et non plus apparente du milieu, et à la redéfinir comme une réflectance hémisphérique, ou encore comme un albédo, A_w , rapport des flux énergétiques réfléchis et incidents.

$$\rho_w = A_w = \left(\int_0^{2\pi} \int_0^1 u L_w(\theta, \varphi) du d\varphi \right) / E_d \quad (\text{II-13'})$$

b) L'albédo, A_w , varie en fonction des propriétés optiques du milieu suivant une loi très simple, loi polynomiale de la variable $\left(\frac{b'}{a}\right)$, rapport du coefficient de rétrodiffusion ($b' = b \cdot B$) ou coefficient d'absorption. Le coefficient B dépendant de la fonction de phase est défini en annexe 2.

Par exemple, BAUSSART⁽⁵⁶⁾, 1980, donne :

$$A_w = 0,17 \left(\frac{b'}{a}\right) - 0,06 \left(\frac{b'}{a}\right)^2 + 0,009 (b'/a)^3 \quad (\text{II-14})$$

valable pour $b'/a < 1$. La figure II-2 donne une comparaison entre valeurs exactes et l'approximation analytique (II-14) qui peut encore s'écrire en limitant au 1er degré

$$A_w = 0,16 \left(\frac{b'}{a} \right) \quad (\text{II-15})$$

ce qui donne encore une très bonne précision pour $b'/a < 0,3$.

II-3-3 - Caractère bidirectionnel de la rétrodiffusion de l'eau de mer

L'indépendance de l'albédo, A_w , vis à vis des conditions d'éclairement par le rayonnement solaire a été montrée par GORDON et BROWN⁽⁵³⁾, 1973, PRIEUR⁽⁵⁴⁾, 1976. La figure II-3 donne d'après VIOLLIER⁽⁵⁵⁾, 1976, l'albédo A_w , en fonction de l'angle zénithal solaire θ_o : pour $\theta_o < 60^\circ$, A_w peut être considéré comme constant, alors qu'aux incidences proches de l'horizontale, il y a un assombrissement notable dû en grande partie à la réflexion de plus en plus importante sur la surface de l'eau.

Par rapport à (θ, φ) , ρ_w présente un caractère anisotrope, illustré par la figure II-4, qui dépend des variations de la fonction de phase aux angles de diffusion arrière : la pointe arrière de la fonction de phase de la diffusion, $p(\alpha)$ (figure II-5) provoque un maximum dans la direction "antisolaire" ($\alpha = 0$ soit $\phi = 0$; $\theta = \theta_o$). Par contre, on peut considérer que pour $\alpha > 20^\circ$; $\theta < 70^\circ$, la réflectance de l'océan est sensiblement constante et donne une valeur très proche de l'albédo modélisé par les équations II-14 et II-15.

La plus grande partie de l'anisotropie de ρ_w est donnée par le terme de diffusion primaire $t \omega_o p(\alpha) / 4(\mu + \mu_o)$, équation II-13, et la formule (II-15) peut être adaptée pour rendre compte de cette anisotropie en écrivant :

$$\rho_w(\theta_o, \theta, \phi) = 0,16 \frac{Bb}{a} + \varepsilon(\theta_o, \theta; \phi) \quad (\text{II-16})$$

avec

$$\varepsilon(\theta_o, \theta, \phi) \approx t \frac{\omega_o}{4(\mu + \mu_o)} (p(\alpha) - B) \quad (\text{II-17})$$

pour des valeurs typiques $p(180) = 10^{-1}$, $B = 2.10^{-2}$ on retrouve une augmentation de ρ_w de l'ordre de 0,01 ω_o dans la direction antisolaire comme indiqué

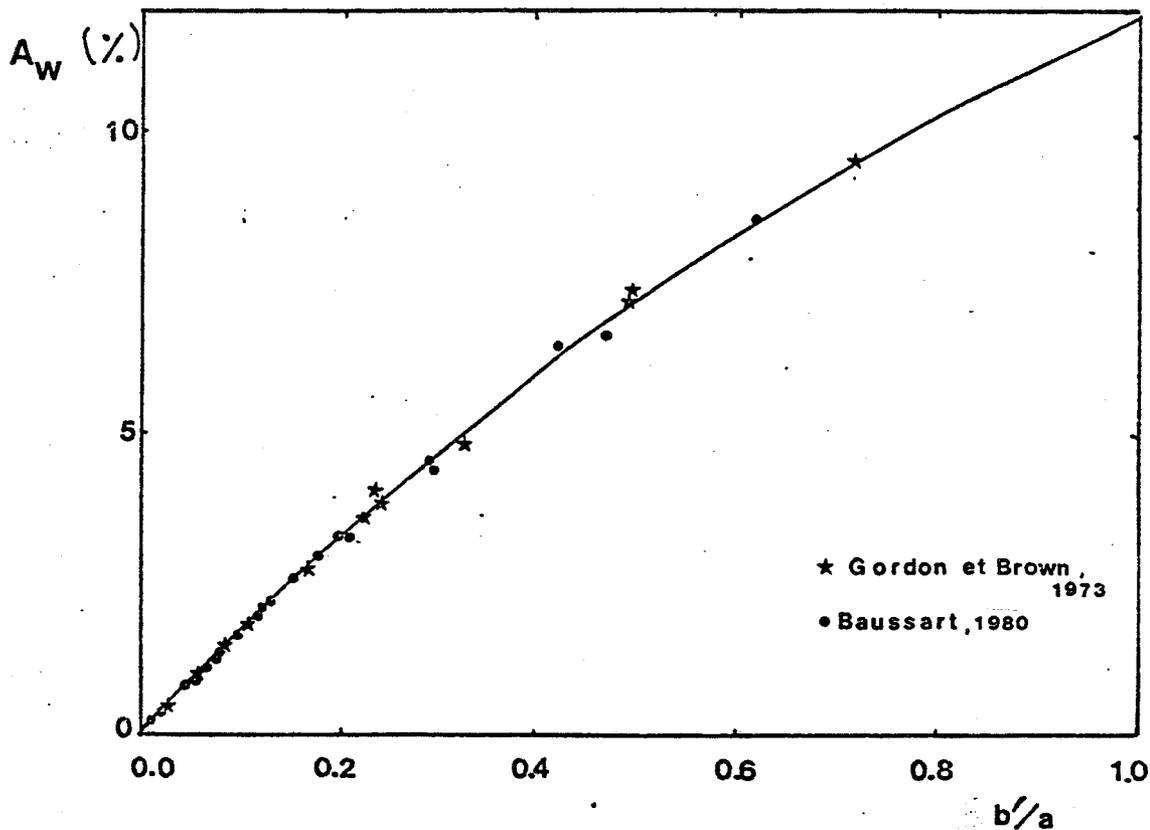


Figure II-2 - Variation de A_w en fonction du paramètre b'/a . Comparaison entre les points calculés et la courbe

$$A_w = 0,17 \left(\frac{b'}{a}\right) - 0,06 \left(\frac{b'}{a}\right)^2 + 0,009 \left(\frac{b'}{a}\right)^3$$



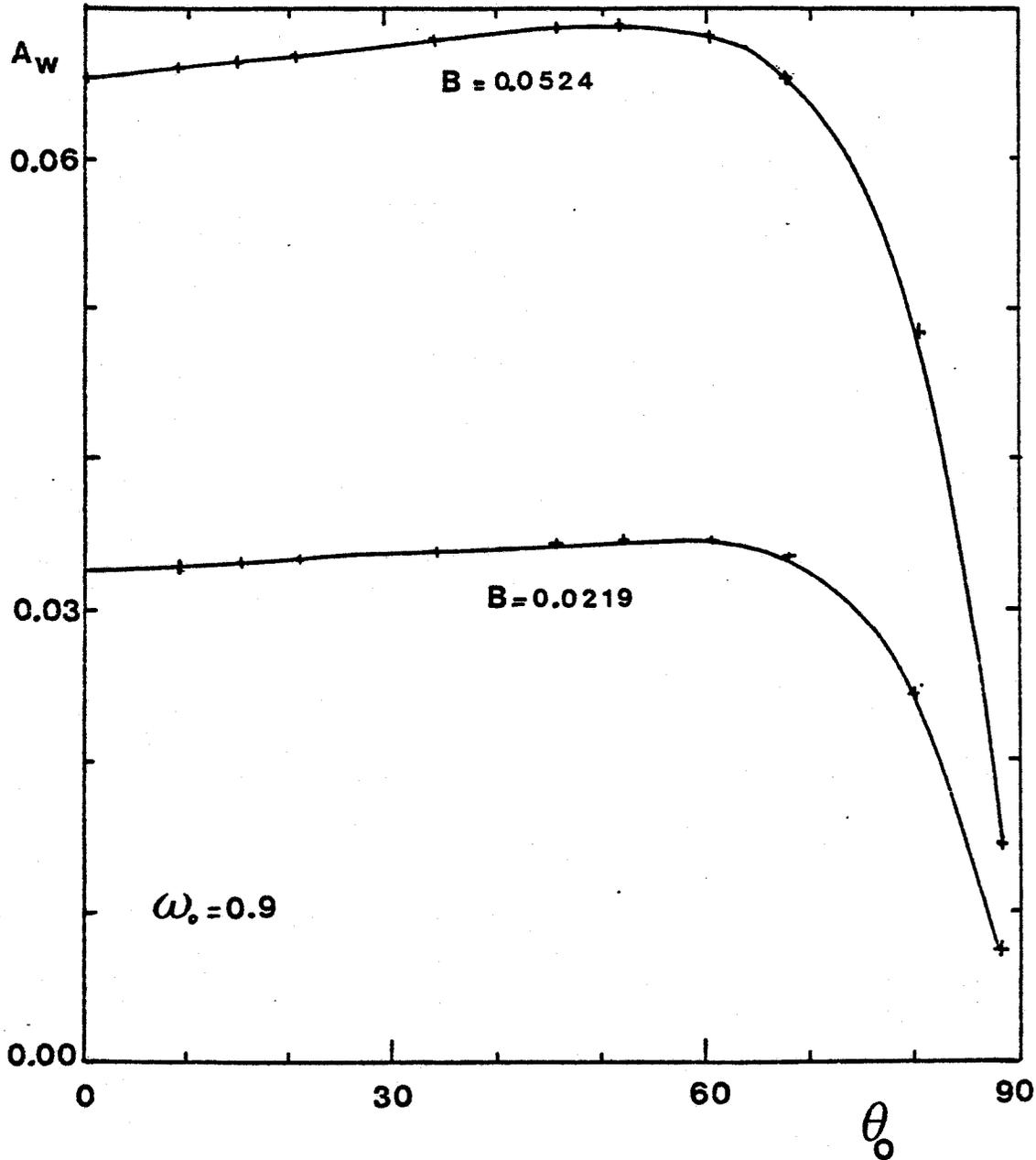


Figure II-3 - Variation de l'albédo de rétrodiffusion en fonction de l'angle d'incidence. Les cas étudiés correspondent à deux valeurs extrêmes du facteur de rétrodiffusion B, et à la valeur $\omega_0 = 0,9$ de l'albédo pour une diffusion simple.



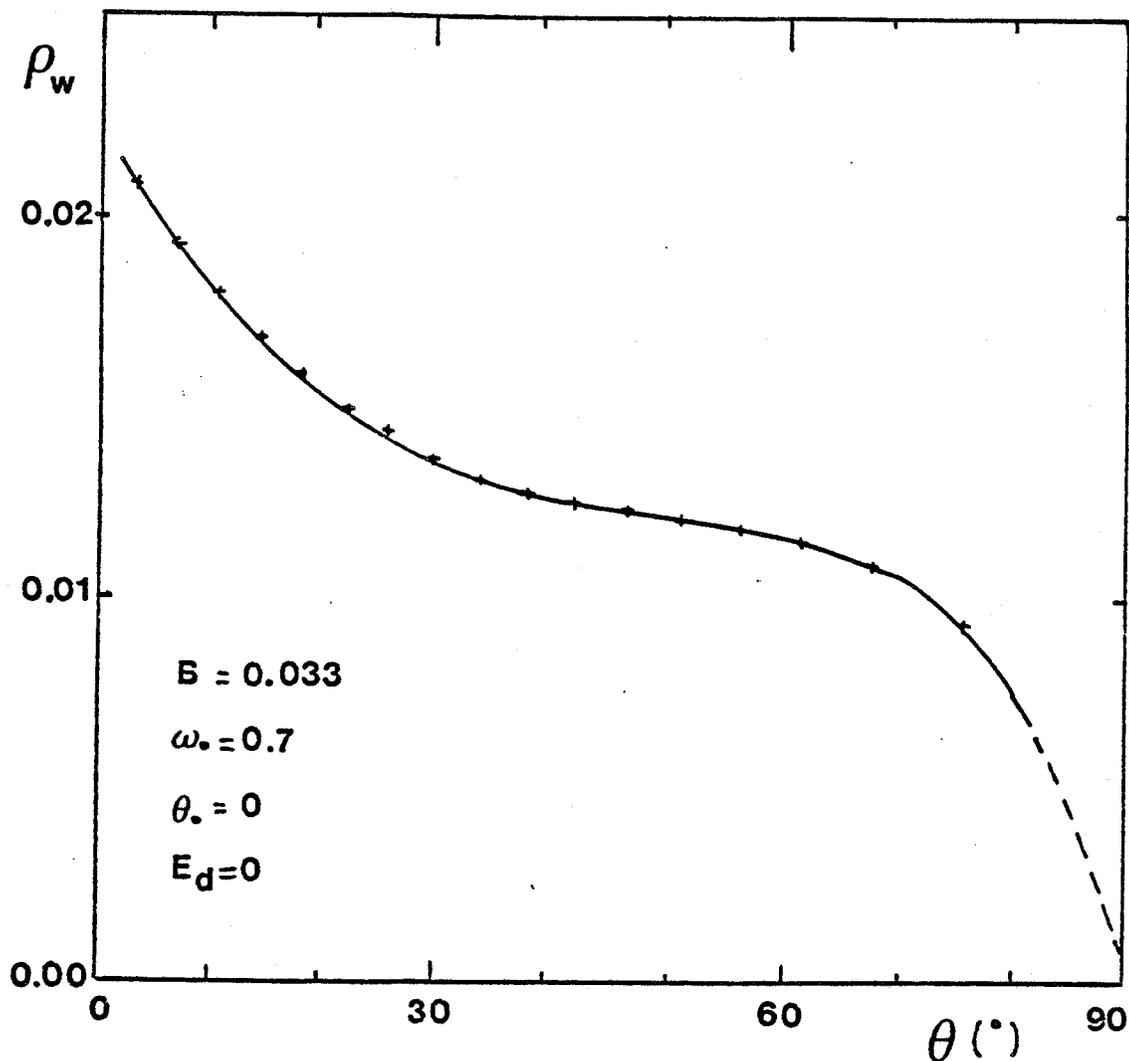


Figure II-4 --Variation de la réflectance de rétrodiffusion ρ_w en fonction de la direction d'observation. L'éclairement incident est direct $E(\mu_0)=0$ et la direction d'incidence est perpendiculaire ($\theta_0=0$). Les propriétés optiques choisies ($\omega_0=0,7$, $B=0,033$) correspondent à un cas typique d'eau marine.



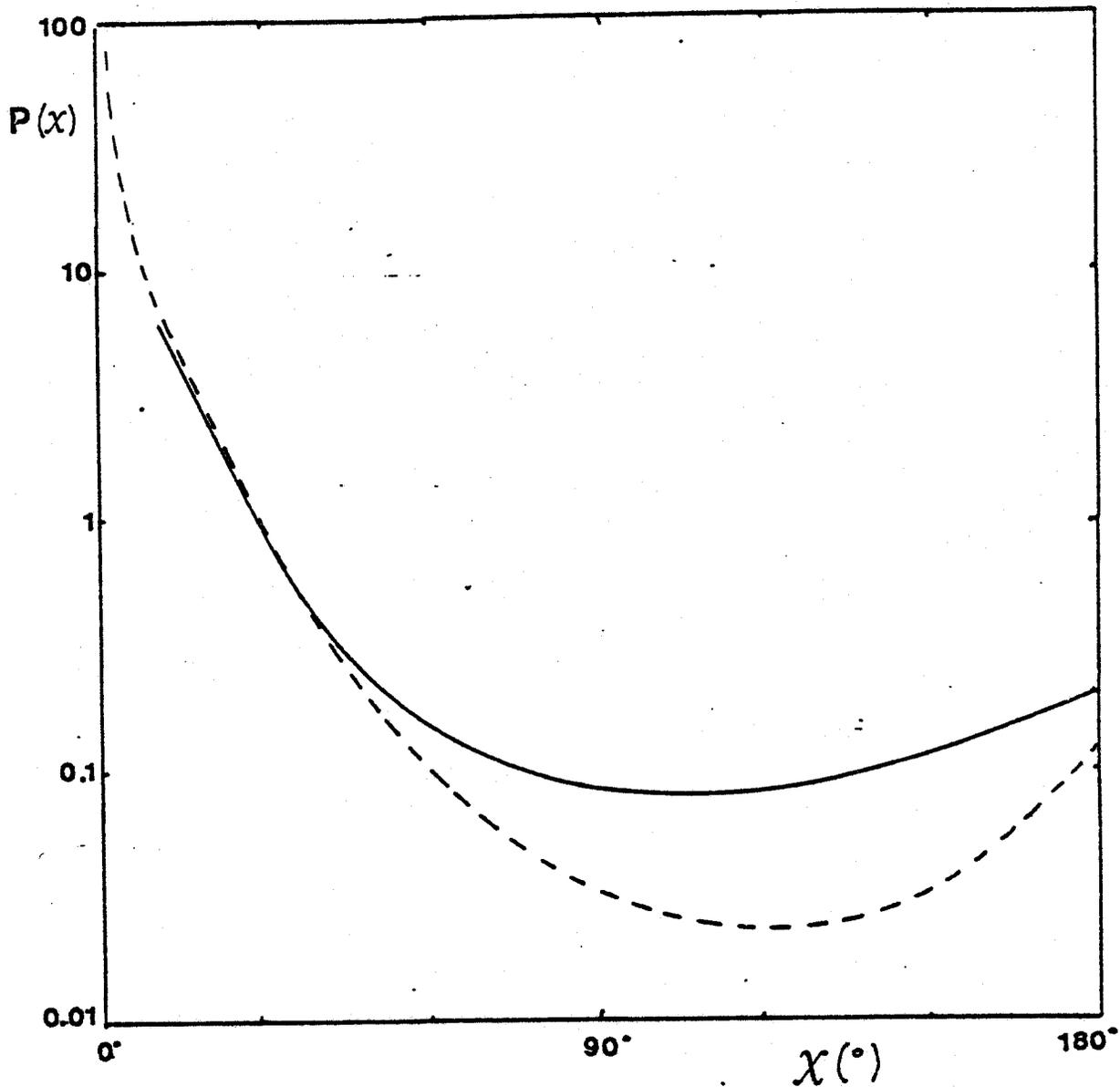


Figure II-5 - Fonctions de phase.

- en pointillé : cas de particules marines d'après MOREL (6) 1973, par manque de mesure on a extrapolé entre 165° et 180°.
- en trait plein : cas d'un mélange Rayleigh-particule ($b_o/b_p = 0,09$)



par la figure (II-4). L'erreur relative commise sur l'évaluation de ρ_w dans cette direction est :

$$\frac{3(1-\omega_o)}{4(\mu+\mu_o)} \frac{p(\alpha)-B}{B} \quad (\text{II-18})$$

soit typiquement $2(1-\omega_o)$. L'erreur relative reste faible pour $0,8 < \omega_o < 1$, ce qui représente la plupart des cas modélisés pour l'océan. Pour $\omega_o = 0,2$ l'erreur relative est importante, mais l'erreur absolue, sur ρ_w est de l'ordre de 0,001 et devient négligeable. On retiendra cependant que des valeurs de $\omega_o = 0,5$ peuvent être rencontrées ($\lambda > 550$ nm avec une faible turbidité marine) pour lesquels l'effet d'anisotropie dans la direction antisolaire peut être assez marqué. Dans la suite de ce travail, on a modélisé ρ_w par l'équation (II-14).

II-3-4 - Signature spectrale de l'océan

Grâce à l'équation II-14, la signature spectrale de l'océan $\rho_w(\lambda)$ peut être facilement calculée dès que l'on connaît les variations spectrales des coefficients de rétrodiffusion et d'absorption.

Celles-ci sont revues dans les annexes 1 et 2 auxquelles on se rapportera pour plus de détails.

Les modèles que l'on utilisera dans ce rapport seront basés sur les équations suivantes

$$b' = B_o b_o + B_p b_p \quad (\text{II-19})$$

$$a = a_o + C a_c + a^* b_p \quad (\text{II-20})$$

$$b_p = 0.05 + b_p^* C \quad (\text{II-21})$$

dans lesquelles

b_o et b_p , B_o et B_p sont les coefficients, respectivement de diffusion et de rétrodiffusion, pour l'eau (o) et les particules (p)

a_o le coefficient d'absorption de l'eau pure

C la concentration en chlorophylle (mg/m^3)

a_c le coefficient d'absorption pour $1 \text{ mg}/\text{m}^3$ de chlorophylle "a"

a^* est un coefficient d'absorption qui tient compte de tout ce qui

n'est pas chlorophylle, c'est à dire les autres constituants des matières en suspension, et les substances dissoutes (substances jaunes) ; ce coefficient est relatif à l'unité de b_p (lm^{-1})

b_p^* ($\text{m}^{-1}/\text{mg chl. m}^{-3}$) implique une corrélation entre les phénomènes de diffusion et la chlorophylle (la valeur 0,005 correspond au minimum couramment observé de b_p).

L'apparente redondance des coefficients a^* et b_p^* qui impliquent deux types de corrélation entre absorption et diffusion, est justifiée par l'origine de leur définition. Le premier (a^*) a été défini par MOREL et PRIEUR⁽⁸⁾ (1977) pour interpréter les variations spectrales de $a(\lambda)$ à l'aide de couples de cas ($C, b_p = \text{constant}$) et ($C = \text{constant}, b_p$). Le second coefficient (b_p^*) reflète la covariance possible entre C et b_p , telle qu'elle apparaît sur la figure de MOREL⁽⁹⁾ (1980) reproduite page 80 (annexe 2).

Les modèles seront basés sur les données numériques suivantes :

a) Données bien établies :

$$B_o = 0,5$$

$b_o(\lambda)$, tableau II-2, colonne 2, MOREL⁽⁶⁾ (1973)

$a_o(\lambda)$, tableau II-2, colonne 2, MOREL et PRIEUR⁽⁸⁾ (1977)

b) Données hypothétiques

$$b_p(\lambda) = \text{constante} \cdot \lambda^{-n} \text{ avec } n = 1$$

$$B_p = 0,012$$

a_c , tableau II-2, colonne 4, d'après BRICAUD⁽⁵⁷⁾ (1979)

a_c^* : 0 ou valeur du tableau II-2, colonne 5, d'après MOREL et PRIEUR⁽⁸⁾ (1977)

b_p^* 0,1 : 0,3 ou 0,6 soit 3 valeurs couvrant la gamme de valeurs couramment observées.

Les variations de a_o , a_c et a^* sont montrées figure II-6.

Un tel modèle est très proche de celui suggéré par MOREL ET PRIEUR⁽¹⁵⁾ (1977) sauf quant au choix du coefficient a_c . Nous avons en effet retenu le coefficient a_c moyen obtenu par BRICAUD⁽⁵⁷⁾ (1979), qui nous semble le plus représentatif par comparaison aux spectres cités dans la littérature (Annexe 1).

Nous distinguerons en fait 2 modèles d'absorption :

- modèle Ch, purement chlorophyllien $a = a_o + C a_c$

- modèle Ch+A, avec absorption supplémentaire $a = a_o + a^* b_p + C a_c$

L'introduction d'un coefficient global a^* est justifiée dans la mesure où l'on ne peut pas facilement reconnaître l'origine des absorptions supplémen-

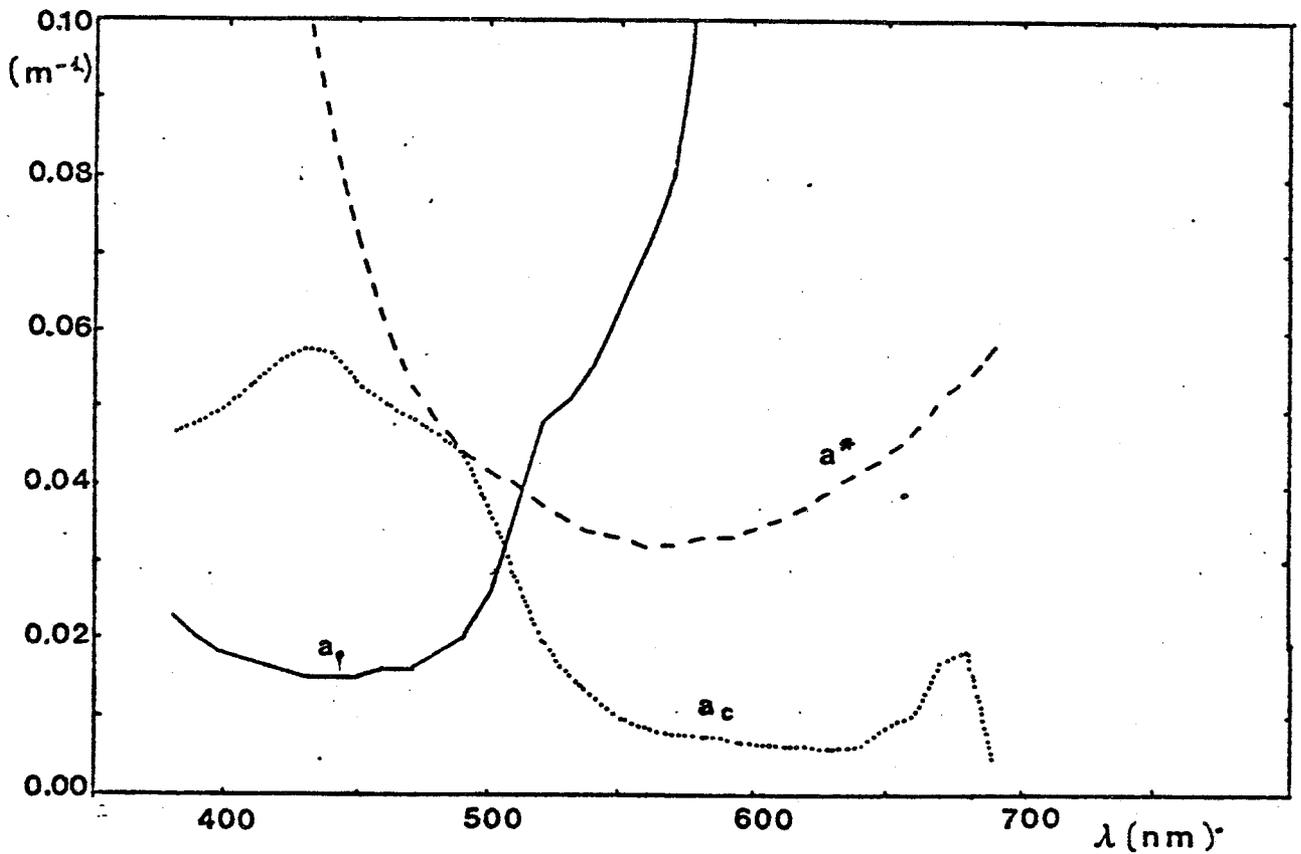


Figure II-6 - Variations spectrales des coefficients d'absorption retenus dans notre étude

- a_c 1 mg/m^3 de chlorophylle a, d'après BRICAUT⁽⁵⁷⁾, 1979
- a_o eau pure
- a^* absorption liée à b_p (lm^{-1}), d'après MOREL et PRIEUR⁽⁸⁾, 1977



λ (nm)	b_o	a_o	a_c	a^*
380	0.0072	0.0230	0.0467	0.1397
390	0.0065	0.0200	0.0483	0.1391
400	0.0058	0.0180	0.0502	0.1343
410	0.0052	0.0170	0.0530	0.1266
420	0.0047	0.0160	0.0560	0.1153
430	0.0043	0.0150	0.0577	0.1005
440	0.0039	0.0150	0.0570	0.0838
450	0.0035	0.0150	0.0531	0.0704
460	0.0032	0.0160	0.0506	0.0602
470	0.0029	0.0160	0.0486	0.0530
480	0.0027	0.0180	0.0466	0.0481
490	0.0024	0.0200	0.0442	0.0442
500	0.0022	0.0260	0.0370	0.0417
510	0.0020	0.0360	0.0280	0.0401
520	0.0019	0.0480	0.0205	0.0373
530	0.0017	0.0510	0.0155	0.0349
540	0.0016	0.0560	0.0124	0.0339
550	0.0015	0.0640	0.0100	0.0333
560	0.0014	0.0710	0.0087	0.0322
570	0.0013	0.0800	0.0079	0.0322
580	0.0012	0.1080	0.0077	0.0333
590	0.0011	0.1570	0.0073	0.0334
600	0.0010	0.2450	0.0067	0.0345
610	0.0009	0.2900	0.0064	0.0358
620	0.0009	0.3100	0.0063	0.0375
630	0.0008	0.3200	0.0060	0.0401
640	0.0008	0.3300	0.0066	0.0419
650	0.0007	0.3500	0.0089	0.0443
660	0.0007	0.4100	0.0105	0.0473
670	0.0006	0.4300	0.0171	0.0514
680	0.0006	0.4500	0.0189	0.0541
690	0.0006	0.5000	0.0039	0.0584

Tableau II-2 - Données numériques des coefficients d'absorption présentés figure II-6 et du coefficient de diffusion moléculaire b_o , d'après MOREL ⁽⁶⁾, 1973.



taires : particules ou substances dissoutes (substances jaunes).

Le premier modèle sera le plus favorable pour la télédétection de la chlorophylle, mais correspondra à un cas idéal : début d'un enrichissement dans un océan très clair.

Le second modèle correspondra à des cas plus réalistes : phases intermédiaires et terminales d'un enrichissement, zones cotières avec apports terrigènes.

D'autre part, nous distinguerons 3 modèles pour la diffusion :

clair C	$b_p^* = 0,1$
moyen M	$b_p^* = 0,3$
turbide T	$b_p^* = 0,6$

En combinant modèles d'absorption et de diffusion, nous obtenons 6 cas, qui d'après les connaissances actuelles, semblent être les plus représentatifs.

Les figures II-7a et II-7b montrent des signatures spectrales $\rho_w(\lambda)$ obtenues au moyen de l'équation II-15 et des données des modèles Chl, M et Chl+A,M.

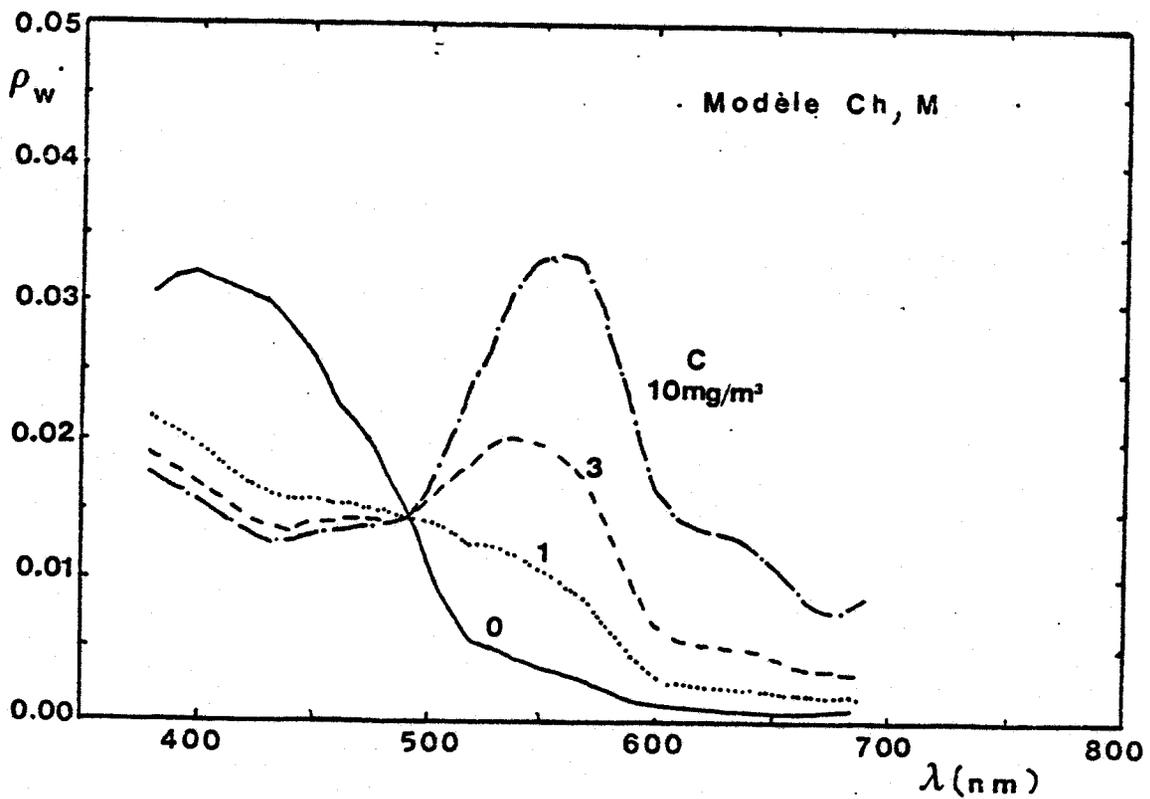
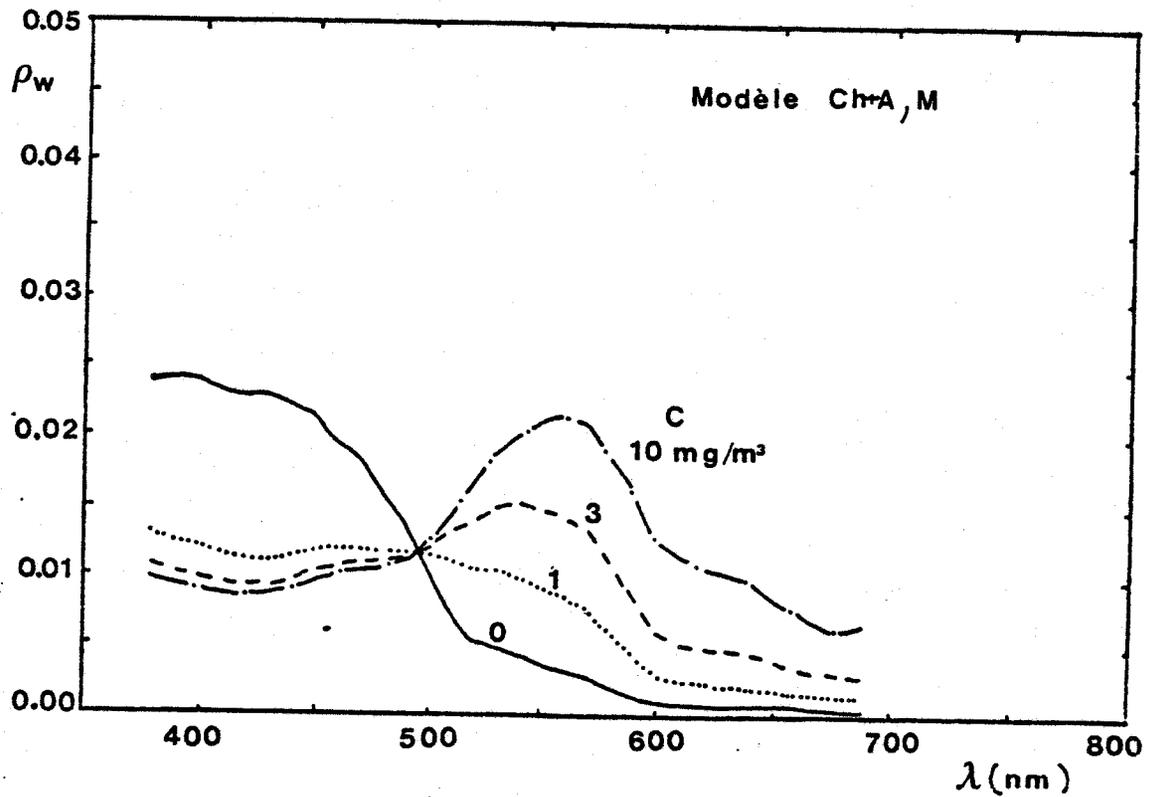


Figure II-7 - Simulation théorique de la signature spectrale de ρ_w pour différentes valeurs de concentrations en chlorophylle entre 0 et 10 mg/m^3 . Les variations relatives sont plus faibles pour le modèle Ch + A, dans lequel un terme d'absorption supplémentaire a^* est associé à b_p .

II-4 - Modèles d'atmosphère

On tiendra compte des effets suivants : absorption par les gaz, définie par le coefficient d'absorption, k , et la concentration du gaz, U , diffusion par les particules et molécules, définie par l'épaisseur optique, τ , l'albédo pour une diffusion simple, ω_0 , et la fonction de phase de diffusion, $p(\alpha)$.

II-4-1 - Absorption par les constituants gazeux atmosphériques

Les constituants gazeux de l'atmosphère dont l'absorption est significative dans l'intervalle spectral 0,4 à 1,1 μm sont :

- l'ozone (O_3) constituant présent en concentration variable, qui a une bande d'absorption faible assez large autour de 600 nm (figure II-8), mais non négligeable de 550 à 650 nm ;
- la vapeur d'eau (H_2O), également présente en concentrations variables, qui présente plusieurs bandes d'absorption plus ou moins intenses, autour de 720 nm, 820 nm et 940 nm, laissant de bonnes fenêtres de transparence atmosphérique à $\lambda < 700$ nm ; $740 < \lambda < 800$ nm ; $840 < \lambda < 880$ nm ; $\lambda > 990$ nm, dans lesquelles l'influence de H_2O sur la mesure peut être négligée (figure II-9) ;
- l'oxygène (O_2) a une bande d'absorption étroite mais intense à 762 nm, qu'il convient d'éviter (figure II-9).

Dans la mesure où on se place dans les fenêtres de (H_2O , O_2) seule l'absorption de l'ozone demande une correction qui pourra s'écrire :

$$\rho' \approx \rho T_{\text{O}_3}^{-1} \quad (\text{II-21})$$

où ρ' est la réflectance apparente du système océan-atmosphère en l'absence d'absorption par les gaz atmosphériques

$$T(\text{O}_3) = \exp \left\{ - k_\lambda U_{\text{O}_3} \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right) \right\} \quad (\text{II-22})$$

k_λ est le coefficient monochromatique d'absorption de l'ozone

U_{O_3} est le contenu total de l'atmosphère intégré, à la verticale.

Le découplage effectué entre l'absorption par l'ozone et le reste du signal est justifié par le fait que l'absorption par l'ozone est principalement localisée dans la stratosphère ($Z > 12$ km) alors que la diffusion par les molécules et les aérosols ont une échelle de hauteur respectivement de 8 et 1 km.

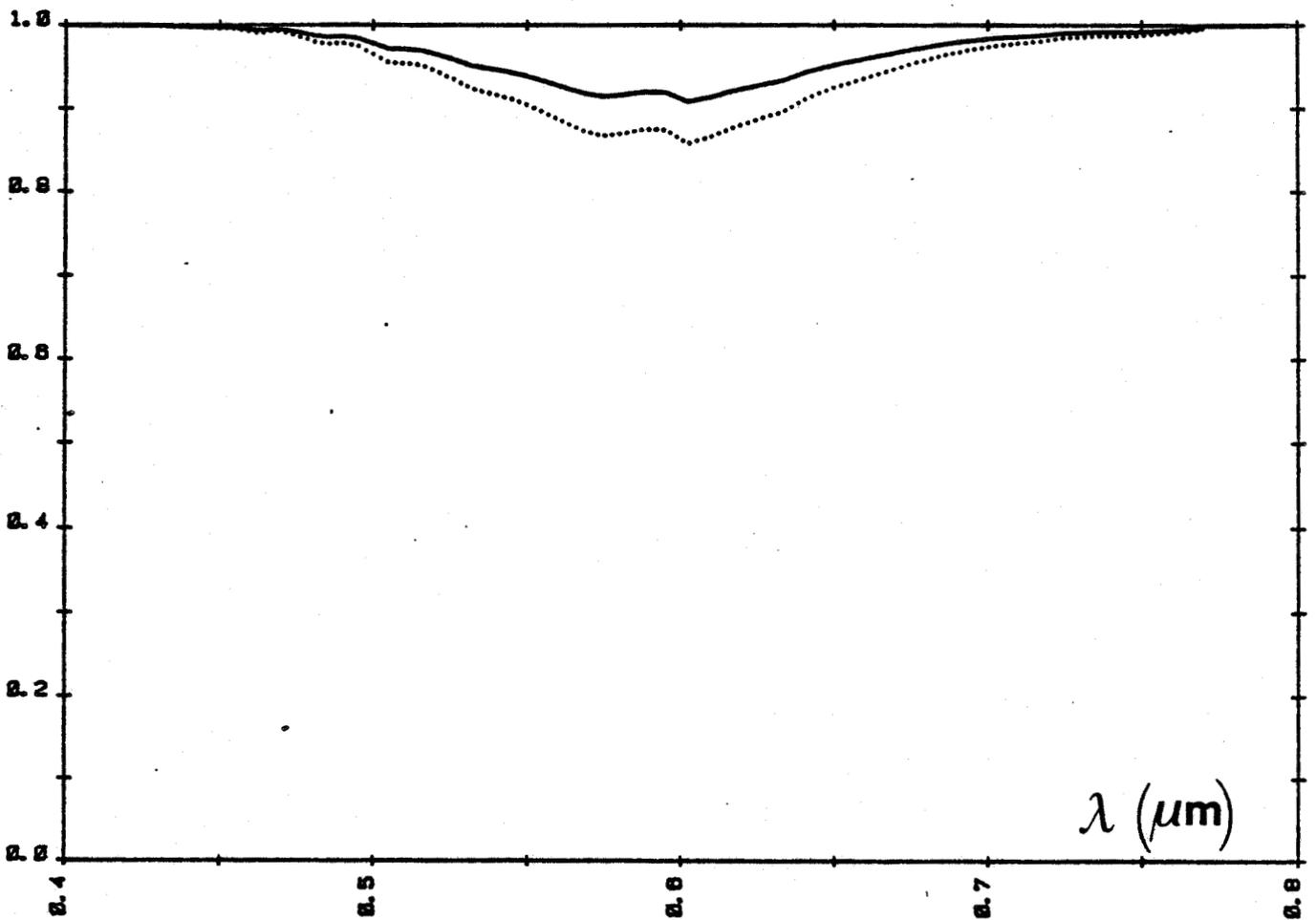


FIGURE II-8 : Transmission atmosphérique de l'ozone, pour $\theta = 0^\circ$, $\theta_0 = 60^\circ$, et pour un contenu intégré verticalement d'ozone faible (0,25 atm.cm, en trait plein) et fort (0,4 atm.cm, en pointillé).



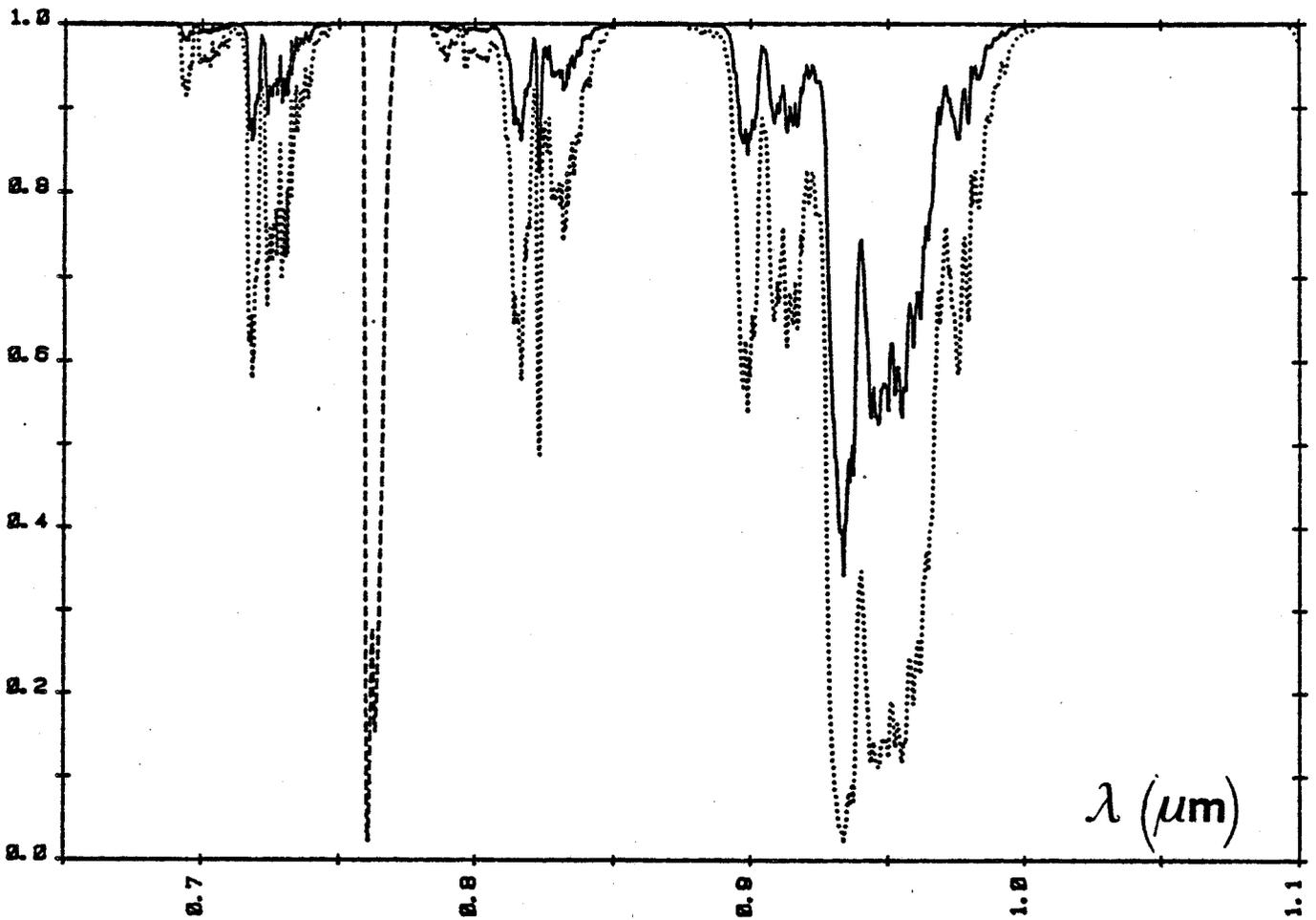


FIGURE II-9 : Transmission atmosphérique de la vapeur d'eau, pour $\theta = 0^\circ$, $\theta_0 = 60^\circ$, et pour un contenu en vapeur d'eau intégré verticalement faible ($0,33 \text{ g/cm}^2$, en trait plein) et fort ($3,3 \text{ g/cm}^2$, en pointillé). La transmission de l'oxygène est donnée en tiré.



Dans ce qui suit on étudiera donc le terme ρ' en ne tenant compte que des effets de diffusion atmosphérique.

II-4-2 - Diffusion atmosphérique

Les paramètres suivants permettent de définir la diffusion atmosphérique :

- τ , épaisseur optique,
- ω_0 , albédo pour une diffusion simple
- $p(\alpha)$, fonction de phase de diffusion.

Ces paramètres seront indicés p ou R (τ^P ou τ^R) selon que l'on a affaire à la diffusion par des particules (aérosols) ou par des molécules.

A partir de τ , ω_0 , $p(\alpha)$, peuvent être calculées les fonctions atmosphériques $\rho_a(\theta_0, \theta, \phi)$ et $T(\mu_0)$ (équation II-6), en résolvant l'équation du transfert radiatif.

II-4-2-1 - Diffusion de RAYLEIGH par les molécules

La diffusion moléculaire est bien connue et la longueur d'onde λ du rayonnement suffit à la caractériser.

Les valeurs de τ^R utilisées sont celles de HOYT⁽⁶¹⁾ (1977). On peut négliger les variations de τ^R avec la latitude du lieu et avec la saison (variations inférieures à $3 \cdot 10^{-3}$) et retenir les données correspondant à une atmosphère standard moyenne (45° de latitude Nord au mois de janvier). Avec une erreur relative inférieure à 10^{-3} , la formule d'interpolation suivante permet de calculer $\tau_R(\lambda)$ à toute longueur d'onde entre 0,4 et 1,5 μm

$$\tau^R(\lambda) = \frac{A}{\lambda^4} + \frac{B}{\lambda^5} + \frac{C}{\lambda^6}, \quad (\lambda \text{ exprimée en } \mu\text{m}) \quad (\text{II-23})$$

avec $A = 84,350 \cdot 10^{-4}$; $B = -1,225 \cdot 10^4$ et $C = -1,400 \cdot 10^{-4}$. Les valeurs de τ_R sont données dans le tableau II-3.

Pour la fonction de diffusion $p^R(\alpha)$ où α est l'angle de diffusion, nous avons tenu compte de l'anisotropie des molécules par la formule

$$p^R(\alpha) = \frac{2(1-\rho_N)}{2+\rho_N} \times \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \alpha) + \frac{3\rho_N}{2+\rho_N} \quad (\text{II-24})$$

λ en nm	450	550	650	750	850	1050
τ^R	0,2157	0,0948	0,0481	0,0269	0,0163	0,0067
τ^P (V=23km)	0,2801	0,2348	0,2011	0,1750	0,1551	0,1268
τ^P (V=5 km)	0,9306	0,7801	0,6681	0,3824	0,5151	0,4190

TABLEAU II-3 - Epaisseurs optiques Rayleigh et aérosols



où l'on a pris pour le facteur de dépolarisation de l'air $\rho_N = 0,0139$, d'après HOYT⁽⁶¹⁾ (1977).

En l'absence d'absorption par les gaz, qui a été découplée ci-dessus, $\omega_0 = 1$.

II-4-2-2 - Diffusion de MIE par les aérosols

τ^P , $p^P(\alpha)$ et ω_0^P peuvent être calculés à partir des paramètres physiques des aérosols (indice, granulométrie, concentration en particules) au moyen de la théorie de MIE. Ces grandeurs physiques sont très variables, vu les origines multiples des aérosols. Afin de couvrir tous les cas possibles différents modèles réalistes d'aérosols ont été sélectionnés principalement d'après DERMENDJAN⁽⁶²⁾ (1969) et sont reportés dans le tableau II-4. L'épaisseur optique τ^P , normalisée à 100 particules cm^{-3} , et la fonction de phase à 120° , $p^P(120^\circ)$, ainsi calculées par la théorie de MIE sont données dans le tableau (II-5). La répartition en altitude adoptée correspond au modèle standard élaboré par Mc CLATCHEY et al⁽⁶³⁾ (1972), modèle qui est très voisin de celui décrit par ELTERMAN⁽⁶⁴⁾ (1969). Dans ce qui suit, il est fait référence à deux visibilités, 23 et 5 km, correspondant à des concentrations en particules différentes, et à des épaisseurs optiques τ^P données par la relation

$$\tau^P(\lambda, V) = (0,632 \lambda^{-1} - 0,0194 \lambda^{-2}) \cdot \exp(-2V/30) \quad (\text{II-25})$$

V , visibilité en km, λ en μm ,

En ce qui concerne le modèle 1 bis, les valeurs de τ^P ainsi obtenues sont indiquées dans le tableau (II-3).

II-4-3 - Réflectance atmosphérique, ρ_a

La réflectance atmosphérique est obtenue pour une réflectance de sol nulle. La simulation numérique de ρ_a (TANRE et HERMAN⁽⁶⁵⁾, 1978, GORDON⁽³⁵⁾, 1978) a permis de dégager les points suivants.

Aux faibles épaisseurs optiques, ρ_a est donné avec une bonne approximation au moyen de l'approximation de diffusion primaire développée au 1er ordre :

$$\rho_a(\theta_0, \theta, \phi) = \tau p(\alpha) / 4 \mu \mu_0 = (\tau^R p^R(\alpha) + \tau^P p^P(\alpha)) / 4 \mu \mu_0 \quad (\text{II-26})$$



Modèle	Indice	Granulométrie N(r)	Type		
1	1,33	$\left\{ \begin{array}{ll} 0,02 \leq r \leq 0,1 & N(r) = 8,83 \\ 0,1 < r \leq 10 & N(r) = 8,83 \cdot 10^{-4} \cdot r^{-4} \end{array} \right.$	modèle C - id -		
1 bis	1,50				
2	1,33	$\left\{ \begin{array}{ll} 0,02 \leq r \leq 0,1 & N(r) = 5,115 \\ 0,1 < r \leq 0,5 & N(r) = 0,162 \cdot r^{-3/2} \\ 0,5 < r \leq 10 & N(r) = 0,029 \cdot r^{-4} \end{array} \right.$	modèle D		
3	1,33			$N(r) = 5,33 \cdot 10^2 \cdot r \cdot \exp(-8,9443 \cdot r^{1/2})$	Haze M
4	1,33			$N(r) = 4 \cdot 10^3 \cdot r^2 \cdot \exp(-20 \cdot r)$	Haze H

MODELES D'AEROSOLS

TABLEAU II-4

- Le modèle 1 bis correspond à la granulométrie "modèle C", avec un indice de 1,50
- r est exprimé en μm , toutes les granulométries sont normalisées à 1 particule par cm^3 .

	$\lambda = 450 \text{ nm}$		$\lambda = 550 \text{ nm}$		$\lambda = 650 \text{ nm}$		$\lambda = 750 \text{ nm}$		$\lambda = 850 \text{ nm}$		$\lambda = 1050 \text{ nm}$	
	τ^P	$P^P(120^\circ)$	τ^P	$P^P(120^\circ)$								
modèle 1	$0,473 \cdot 10^{-1}$	0,092	$0,392 \cdot 10^{-1}$	0,101	$0,334 \cdot 10^{-1}$	0,106	$0,290 \cdot 10^{-1}$	0,110	$0,236 \cdot 10^{-1}$	0,112	$0,207 \cdot 10^{-1}$	0,115
modèle 1b	$0,668 \cdot 10^{-1}$	0,140	$0,560 \cdot 10^{-1}$	0,152	$0,480 \cdot 10^{-1}$	0,160	$0,418 \cdot 10^{-1}$	0,165	$0,368 \cdot 10^{-1}$	0,168	$0,300 \cdot 10^{-1}$	0,172
modèle 2	$7,393 \cdot 10^{-1}$	0,077	$7,323 \cdot 10^{-1}$	0,075	$7,062 \cdot 10^{-1}$	0,073	$6,710 \cdot 10^{-1}$	0,074	$6,328 \cdot 10^{-1}$	0,075	$5,583 \cdot 10^{-1}$	0,077
modèle 3	$10,62 \cdot 10^{-1}$	0,081	$10,71 \cdot 10^{-1}$	0,082	$10,66 \cdot 10^{-1}$	0,081	$10,50 \cdot 10^{-1}$	0,080	$10,24 \cdot 10^{-1}$	0,079	$9,54 \cdot 10^{-1}$	0,077
modèle 4	$1,94 \cdot 10^{-1}$	0,068	$1,49 \cdot 10^{-1}$	0,074	$1,13 \cdot 10^{-1}$	0,083	$0,87 \cdot 10^{-1}$	0,097	$0,67 \cdot 10^{-1}$	0,114	$0,41 \cdot 10^{-1}$	0,163

TABIEAU II-5 Epaisseur optique $\tau^P(\lambda)$ normalisée à 100 particules/cm³ et Fonction de phase $P^P(120^\circ)$ pour les aérosols.



qui permet de découpler formellement la diffusion par les molécules et par les particules.

De façon plus générale, on peut écrire ρ_a sous la forme

$$\rho_a(\theta_0, \theta, \phi) = \rho_a^R(\theta_0, \theta, \phi) + \rho_a^P(\theta_0, \theta, \phi) + \rho_a^{PR}(\theta_0, \theta, \phi) \quad (\text{II-27})$$

où ρ_a^R est la réflectance atmosphérique des molécules ($\tau^P=0$)

ρ_a^P est la réflectance atmosphérique des aérosols ($\tau^R=0$)

ρ_a^{PR} est un terme de couplage que l'on peut négliger en première approximation, ou dont on tiendra compte plus exactement en écrivant

$$\rho_a(\theta_0, \theta, \phi) = \rho_a^R(\theta_0, \theta, \phi) + T^R(\mu_0) T^R(\mu) \rho_a^P(\theta_0, \theta, \phi) \quad (\text{II-28})$$

pour une couche d'aérosols située au bas de l'atmosphère donc en-dessous de la couche de diffusion moléculaire, $T^R(\mu_0)$ et $T^R(\mu)$ étant des fonctions de transmission diffuse pour le Rayleigh, définies par l'équation II-6.

La figure (II-10) et le tableau (II-6) donnent $\rho_a(\lambda)$ pour une observation verticale ($\theta=0$) et une incidence de ($\theta_0=60^\circ$) pour les 3 conditions suivantes : atmosphère sans aérosols ($\tau^P=0$), visibilité de 23 km ($\tau^P=0,2$, modèle 1 bis) ; visibilité de 5 km ($\tau^P=1$, modèle 1 bis). Le premier cas correspondrait à des conditions idéales d'observations, une visibilité de 23 km à des conditions réalistes, une visibilité de 5 km à des conditions extrêmes très dégradées. En l'absence d'aérosols, on note que ρ_a^R suit à peu près la dépendance en λ^{-4} de l'épaisseur optique $\tau^R(\lambda)$ et atteint 0,1 autour de 450 nm. La contribution additionnelle des aérosols suit une loi en λ^{-1} caractéristique de l'épaisseur optique $\tau^P(\lambda)$. En supposant connu le terme ρ_a^R , les variations de ρ_a dues à la contribution des aérosols sont de quelques 0,01 en réflectance, soit de l'ordre de grandeur du signal à mesurer ρ_w .

II-4-4 - Transmission diffuse

La fonction de transmission diffuse de l'atmosphère peut s'écrire avec une bonne approximation (TANRE et al, (52) 1979)

$$T(\mu_0) = \exp(-(1-\beta) \tau/\mu_0) \quad (\text{II-29})$$

$$\text{où } \beta = \frac{1 + \langle \cos \alpha \rangle}{2} \quad (\text{II-30})$$

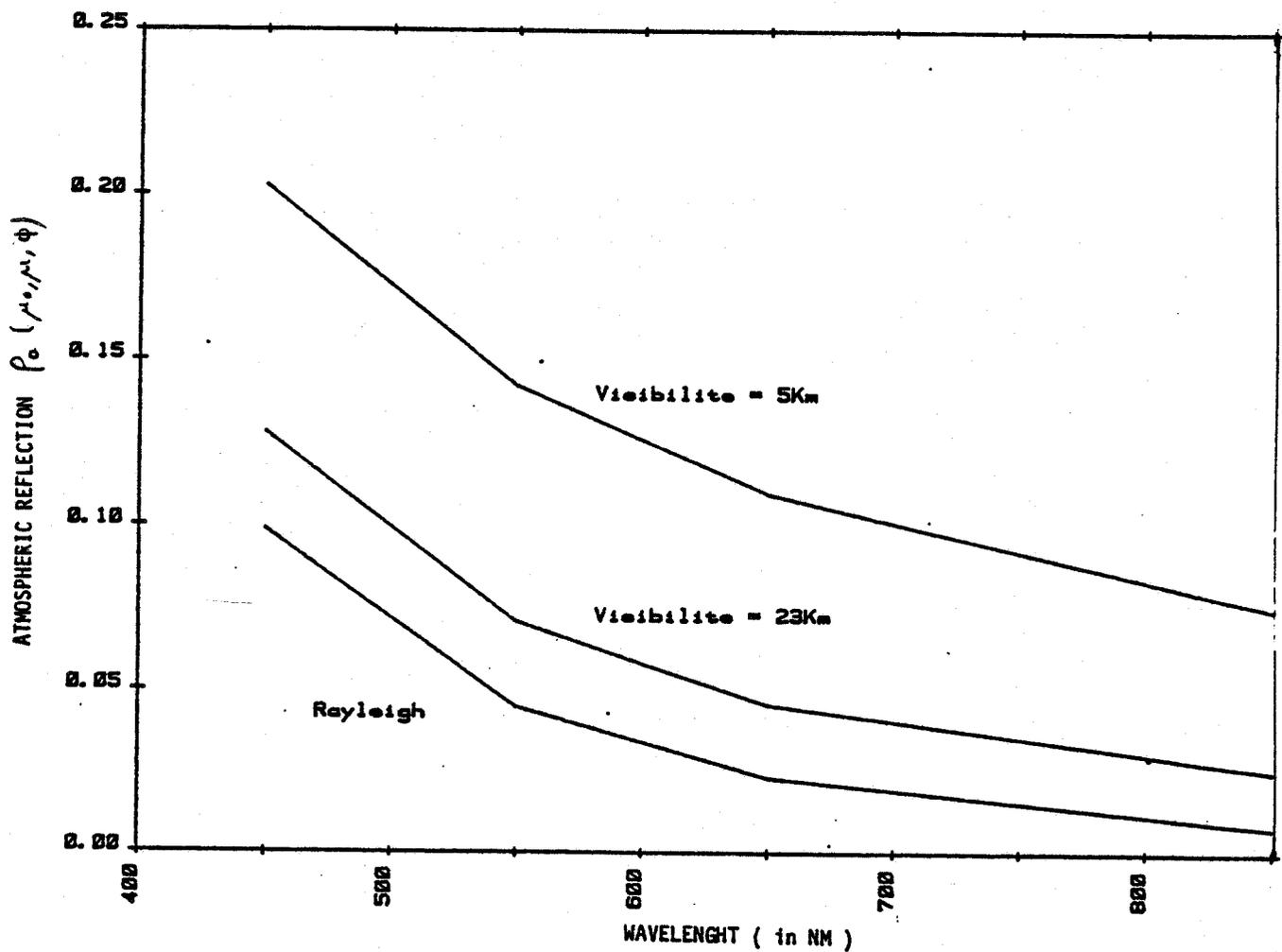


FIGURE II-10 : Réflectance atmosphérique $\rho_a(\lambda)$
pour $\theta=0^\circ$, $\theta_o=60^\circ$.



Angle d'incidence en	Modèle d'atmosphère	Longueur d'onde en nm			
		$\lambda = 450\text{nm}$	$\lambda = 550\text{nm}$	$\lambda = 650\text{nm}$	$\lambda = 850\text{nm}$
$\theta_0 = 15^\circ$	- Rayleigh	0,0838	0,0367	0,0184	0,0061
	- Rayleigh + modèle 1bis V = 23 km	0,1050	0,0567	0,0366	0,0208
	- Rayleigh + modèle 1bis V = 5 km	0,1603	0,1071	0,0815	0,0559
$\theta_0 = 60^\circ$	- Rayleigh	0,0988	0,0448	0,0228	0,0077
	- Rayleigh + modèle 1bis V = 23 km	0,1281	0,0708	0,0454	0,0250
	- Rayleigh + modèle 1bis V = 5 km	0,2027	0,1420	0,1096	0,0747

TABLEAU II-6 - Réflectance atmosphérique propre ρ_a



et $\langle \cos\alpha \rangle$ est le facteur d'assymétrie de la fonction de phase de diffusion $p(\alpha)$. Pour la diffusion de Rayleigh $\langle \cos\alpha \rangle = 0$ car la fonction de phase est symétrique, et

$$\beta^R = 1/2$$

tandis que pour les aérosols, $\langle \cos\theta \rangle$ est pratiquement indépendant du modèle et de λ et vaut $2/3$ pour le modèle d'aérosols 1 bis, d'où

$$\beta^P = 5/6$$

L'équation (II-29) peut encore s'écrire en découplant diffusion moléculaire et aérosols :

$$\begin{aligned} T(\mu_0) &= \exp\left(- (1-\beta^R) \frac{\tau^R}{2} + (1-\beta^P) \tau^P\right) / \mu_0 \quad (\text{II-31}) \\ &= \exp\left(-(\tau^R/2 + \tau^P/6) / \mu_0\right), \text{ pour le modèle 1 bis.} \end{aligned}$$

Le tableau (II-7) donne pour le modèle 1 bis les valeurs exactes $T(\mu_0)$.
Le tableau (II-8) donne l'éclairement diffus $E(\mu_0)$ au niveau du sol.

La transmission diffuse de l'atmosphère provoque une perte de sensibilité qui peut être exprimée, à partir des équations II-4 à II-6 par les facteurs :

$T(\mu_0) T(\mu)$, dans le cas de celles de grandes dimensions,
 $T(\mu_0) e^{-\tau/\mu}$, dans le cas de cibles de petites dimensions. Ces deux facteurs ont été tracés en fonction de la longueur d'onde dans les figures II-11 et II-12.

Angle d'incidence	Modèle d'atmosphère	Longueur d'onde			
		450 nm	550 nm	650 nm	850 nm
$\theta_o = 15^\circ$	- Rayleigh	0,8991	0,9531	0,9757	0,9916
	- Rayleigh + modèle 1 bis (V = 23 km)	0,8632	0,9185	0,9441	0,9658
	- Rayleigh + modèle 1 bis (V = 5 km)	0,7874	0,8456	0,8768	0,8840
$\theta_o = 60^\circ$	- Rayleigh	0,8219	0,9133	0,9541	0,9839
	- Rayleigh + modèle 1 bis (V = 23 km)	0,7417	0,8258	0,8697	0,9839
	- Rayleigh + modèle 1 bis (V = 5 km)	0,6216	0,6900	0,7328	0,7876

TABLEAU II-7 : Facteur de transmission atmosphérique diffuse, $T(\mu_o)$.



Angle d'incidence	Modèle d'atmosphère	Longueur d'onde en nm			
		450 nm	550 nm	650 nm	850 nm
$\theta_0 = 15^\circ$	- Rayleigh	0,0992	0,0466	0,0243	0,0083
	- Rayleigh + modèle 1 bis V = 23 km	0,2647	0,2076	0,1715	0,1284
	- Rayleigh + modèle 1 bis V = 5 km	0,4822	0,4414	0,4004	0,3339
$\theta_0 = 60^\circ$	- Rayleigh	0,1723	0,0860	0,0458	0,0160
	- Rayleigh + modèle 1 bis V = 23 km.	0,3707	0,3085	0,2622	0,2025
	- Rayleigh + modèle 1 bis V = 5 km	0,5206	0,5162	0,4941	0,4421

TABLEAU II-8 - Eclairage diffus au niveau du sol, $E^*(u_0)$



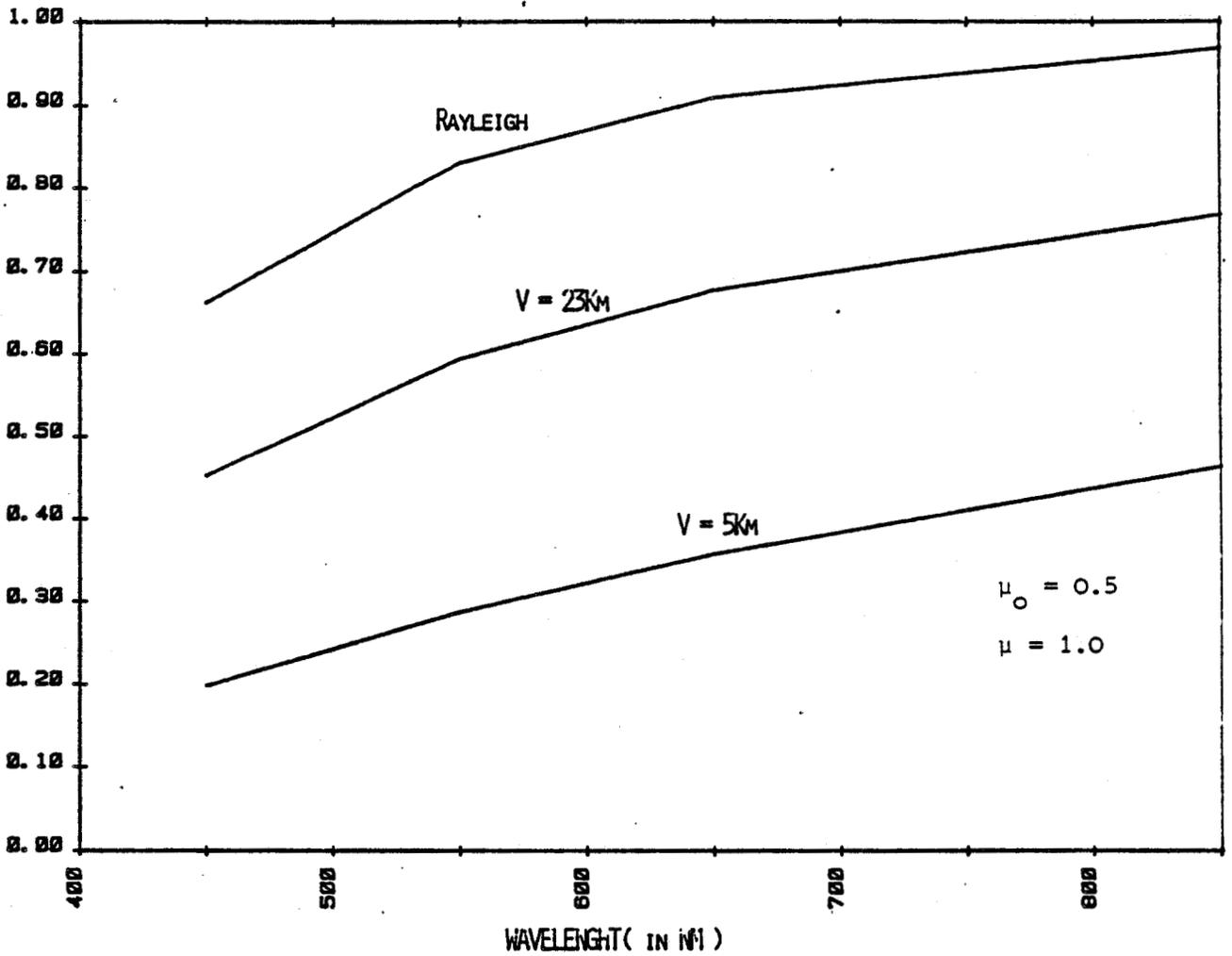


FIGURE II-12 : Transmission atmosphérique diffuse pour une cible de petite dimension, $T(\mu_0) \exp(-\tau/\mu)$, pour $\theta = 0^\circ$, $\theta_0 = 60^\circ$.



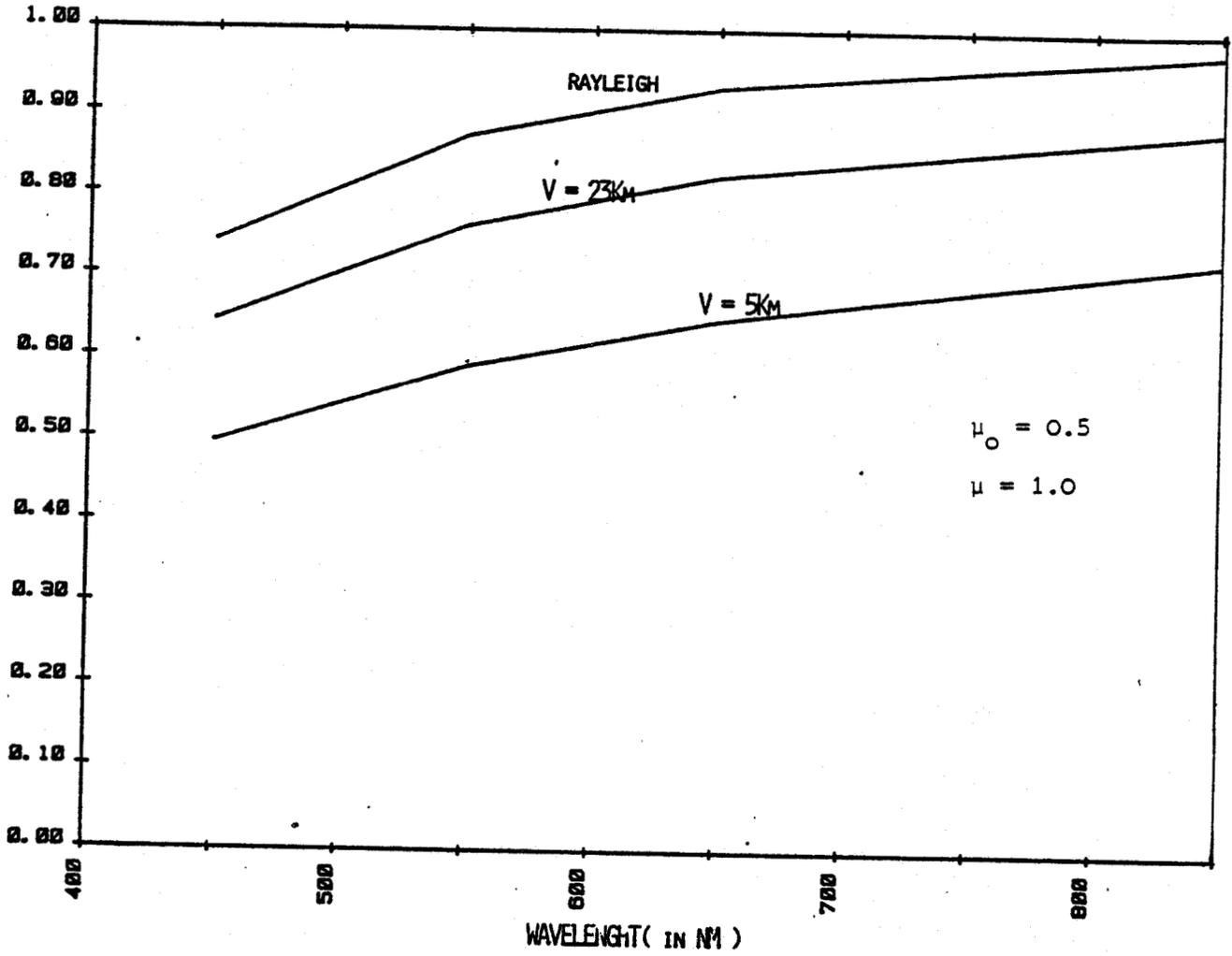


FIGURE II-11 : Transmission atmosphérique diffuse pour une cible de grande dimension, $T(\mu_0)$ $T(\mu)$, pour $\theta = 0^\circ$, $\theta_0 = 60^\circ$.



II-4-5 - Influence de l'environnement

L'équation II-9 permettait d'exprimer la réflectance apparente mesurée, ρ' , pour une cible lambertienne de petite dimension, ρ , en mettant en évidence l'influence de son environnement :

$$\rho' = \rho_a + \rho_c T(\mu_0) e^{-\tau/\mu} + \langle \rho \rangle T(\mu_0) E(\mu) \quad (\text{II-32})$$

où $\langle \rho \rangle$ est la réflectance moyenne spatiale de l'environnement. Le tableau II-9 donne les poids respectifs des réflectances ρ_c et $\langle \rho \rangle$ à $\lambda = 450$ nm et montre que la contribution de l'environnement est loin d'être négligeable même dans le cas d'une bonne visibilité ($V=23$ km).

Il est nécessaire de connaître $\langle \rho \rangle$ pour corriger l'effet d'environnement. En plein océan on pourra admettre que $\langle \rho \rangle = \rho_c$ et se ramener facilement au problème de la correction atmosphérique pour une cible homogène infiniment étendue. Cependant près des côtes ou des zones nuageuses, $\langle \rho \rangle$ devient notablement différent de ρ_c et il convient d'évaluer l'ordre de grandeur des perturbations apportées à la mesure ainsi que leur échelle spatiale.

Nous résumons brièvement les résultats décrits par TANRE et al⁵² (1979) et DESCHAMPS et al⁷⁸ (1980). Le calcul de $\langle \rho_c \rangle$ fait intervenir la réflectance propre de l'environnement $\rho(r, \theta)$ et une fonction atmosphérique $F(r)$ qui représente la fraction du rayonnement provenant de l'intérieur d'un cercle de rayon r centré sur le point visé par l'instrument. Les calculs effectués dans les cas des diffusions Rayleigh et Mie démontrent que la contribution du Rayleigh se fait à une échelle spatiale de la dizaine de kilomètres alors que la contribution des aérosols se fait à une échelle de quelques centaines de mètres seulement. Dans le cas dit "bord de mer", séparant deux demi-plans ayant des réflectances de 0 et 0,1 (valeur réaliste pour la partie terrestre à 450 nm), la réflectance moyenne spatiale apparente $\langle \rho_c \rangle$ à 5 km du bord de mer est égale à 0,022 dans le cas "Rayleigh" à 450 nm. La contribution de l'environnement peut se calculer en multipliant cette valeur par $T^R(\mu_0) E^R(\mu)$ (d'après l'équation II-32) et l'on obtient dans ce cas $\rho_e = 0,0030$. Cet exemple montre qu'il est nécessaire de prévoir des corrections de l'effet d'environnement pour les études quantitatives en régions littorales.

Angle d'incidence en °	Visibilité en km	$\lambda = 450 \text{ nm}$		$\lambda = 850 \text{ nm}$	
		(cible)	(environ.)	(cible)	(environ.)
15	23	0,525	0,224	0,814	0,121
60	23	0,452	0,192	0,769	0,114
15	5	0,250	0,378	0,535	0,298
60	5	0,198	0,298	0,463	0,258

TABLEAU II-9 : Poids respectifs des réflectances d'une cible de petite dimension et de l'environnement.



II - 5 EFFETS DE SURFACE

II - 5 - 1 Réflexion de Fresnel.

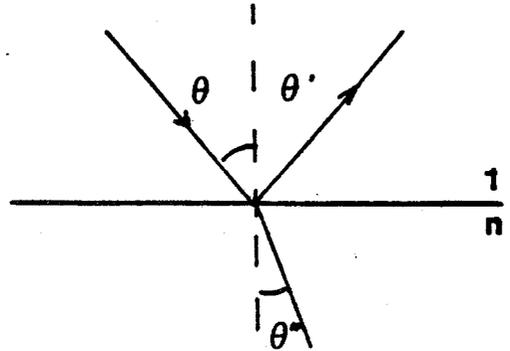
La réflexion et la réfraction sur une surface plane séparant 2 milieux d'indice relatif n s'expriment par les lois de Fresnel :

$$\theta = \theta'$$

$$\sin \theta = n \sin \theta''$$

$$r_{\perp} = \frac{\sin^2 (\theta - \theta'')}{\sin^2 (\theta + \theta'')} \quad (\text{II-33})$$

$$r_{\parallel} = \frac{\text{tg}^2 (\theta - \theta'')}{\text{tg}^2 (\theta + \theta'')} \quad (\text{II-34})$$



où θ ; θ' et θ'' sont les angles respectivement d'incidence, de réflexion et de réfraction, et r_{\perp} et r_{\parallel} les facteurs de réflexion pour les composantes parallèle et perpendiculaire au plan de réflexion.

Lorsque la lumière incidente n'est pas polarisée (cas du soleil), le facteur de réflexion s'écrit :

$$r = \frac{1}{2} (r_{\perp} + r_{\parallel}) \quad (\text{II-35})$$

Les variations de r en fonction de l'angle d'incidence pour l'indice moyen de l'eau sont données figure II-14

Entre 0 et 50°, r peut être considéré constant, égal à 0,02. Comme l'indice de l'eau est constant dans le visible, on en déduit que la réflexion de Fresnel est spectralement neutre.

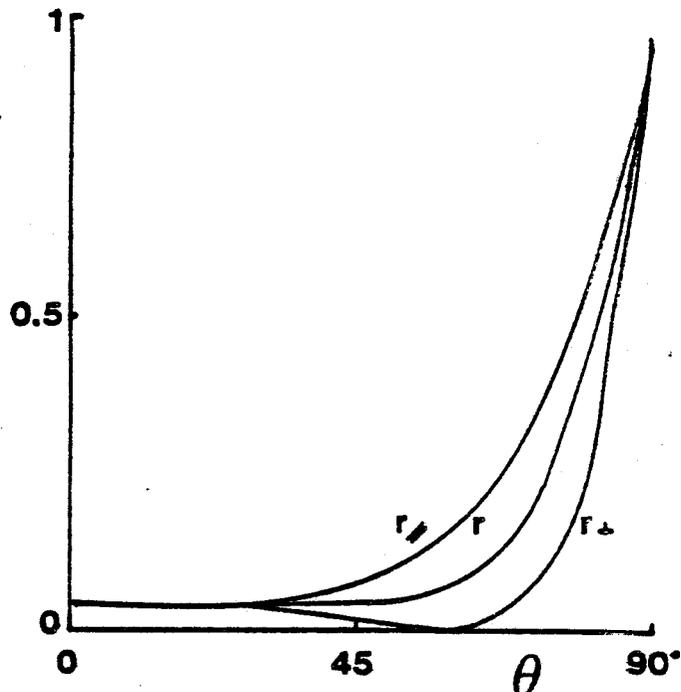


Figure II-14 Facteur de réflexion

II-5-2 - La réflexion du rayonnement solaire direct (glitter), ρ_g

Le glitter (scintillement) est la réflexion du rayonnement solaire direct sur la surface de l'océan. De spéculaire dans le cas d'une surface plane, cette réflexion devient partiellement diffuse dans le cas d'une surface rugueuse. L'étendue de la tâche du glitter dépend de l'état de surface, donc de la vitesse du vent dans le cas de l'océan.

Des travaux de COX et MUNK⁽⁸²⁾(1956), nous avons déduit la formule suivante pour la réflectance du glitter :

$$\rho_g = \frac{\pi r(\omega) p(\text{tg } \theta_n)}{4 \cos \theta \cos^4 \theta_n \cos \theta_o} \quad (\text{II-36})$$

où les angles θ et θ_n sont décrits sur la figure II-15 et où $p(\text{tg } \theta_n)$ représente la probabilité pour qu'une facette de vague ait une pente ($\text{tg } \theta_n$) telle qu'il y ait réflexion spéculaire dans la direction de visée.

En première approximation, et pour des vitesses de vent $V < 14 \text{ m/s}$, cette fonction de probabilité est isotropique et gaussienne, de variance égale à

$$\sigma^2 = 0.003 + 0.00512 V \quad (\text{II-37})$$

où V est la vitesse du vent m/s.

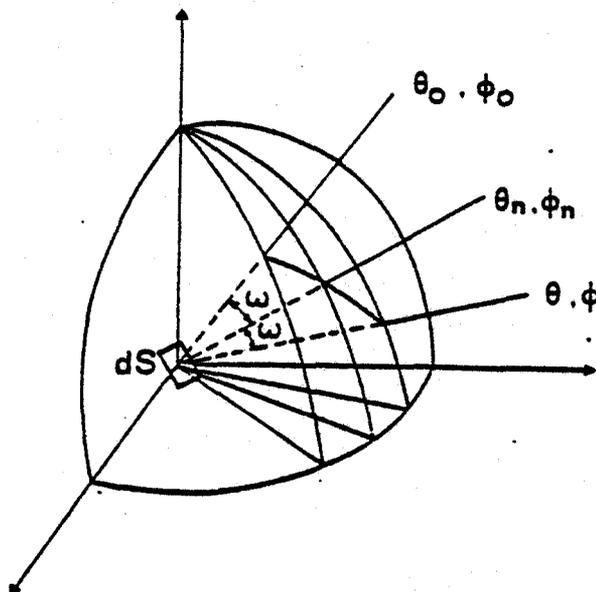


Figure II-15 Géométrie de la réflexion

D'après ces hypothèses, nous avons calculé ρ_g pour différentes valeurs réalistes de θ et θ_0 , en nous plaçant dans un plan de balayage perpendiculaire au plan solaire. Les résultats (tableau II-11) montrent que ρ_g peut atteindre des valeurs supérieures à 0,02 donc de même magnitude que ρ_w .

Reflectance of glitter in a plane perpendicular to the plane of incidence. Windspeeds are 5 and 14 m s⁻¹.

$v = 5 \text{ m/s}$			
$\theta_0 \backslash \theta$	30	45	60
0	0.0189	0.0009	0.0000
15	0.0093	0.0003	0.0000
30	0.0009	0.0000	0.0000
45	0.0000	0.0000	0.0000

$v = 14 \text{ m/s}$			
$\theta_0 \backslash \theta$	30	45	60
0	0.0341	0.0133	0.0029
15	0.0273	0.0096	0.0017
30	0.0132	0.0033	0.0003
45	0.0033	0.0004	0.0000

Tableau II-11 (in VIOLLIER et al⁽³⁶⁾, 1980)

Note : Ces valeurs sont données à titre d'indication, et ne peuvent pas servir pour une correction précise, car le modèle correspond à un cas idéal : zone océanique rigoureusement homogène.

Sur la figure II-16, on a représenté ρ_g en fonction de différents angles pour différentes vitesses de vent. On peut remarquer que pour des angles $\theta = 20^\circ$, la valeur de ρ_g , nulle en cas de mer calme, passe par un maximum pour $V = 5 \text{ m/s}$, puis diminue pour les fortes valeurs de V (cela correspond à un large aplatissement du glitter). Pour une direction de visée donnée, on peut donc prédire une valeur de ρ_g maximum : l'enveloppe en pointillé de cette figure. Cette valeur ρ_g est au minimum égale à 0,02, soit une valeur du même ordre de grandeur que ρ_w .

II-5-3 - La réflexion de surface diffuse. (foam et whitcaps), ρ_f

L'expression familière de "mer moutonneuse" illustre l'apparence des multiples tâches blanches provoquées par le déferlement des vagues

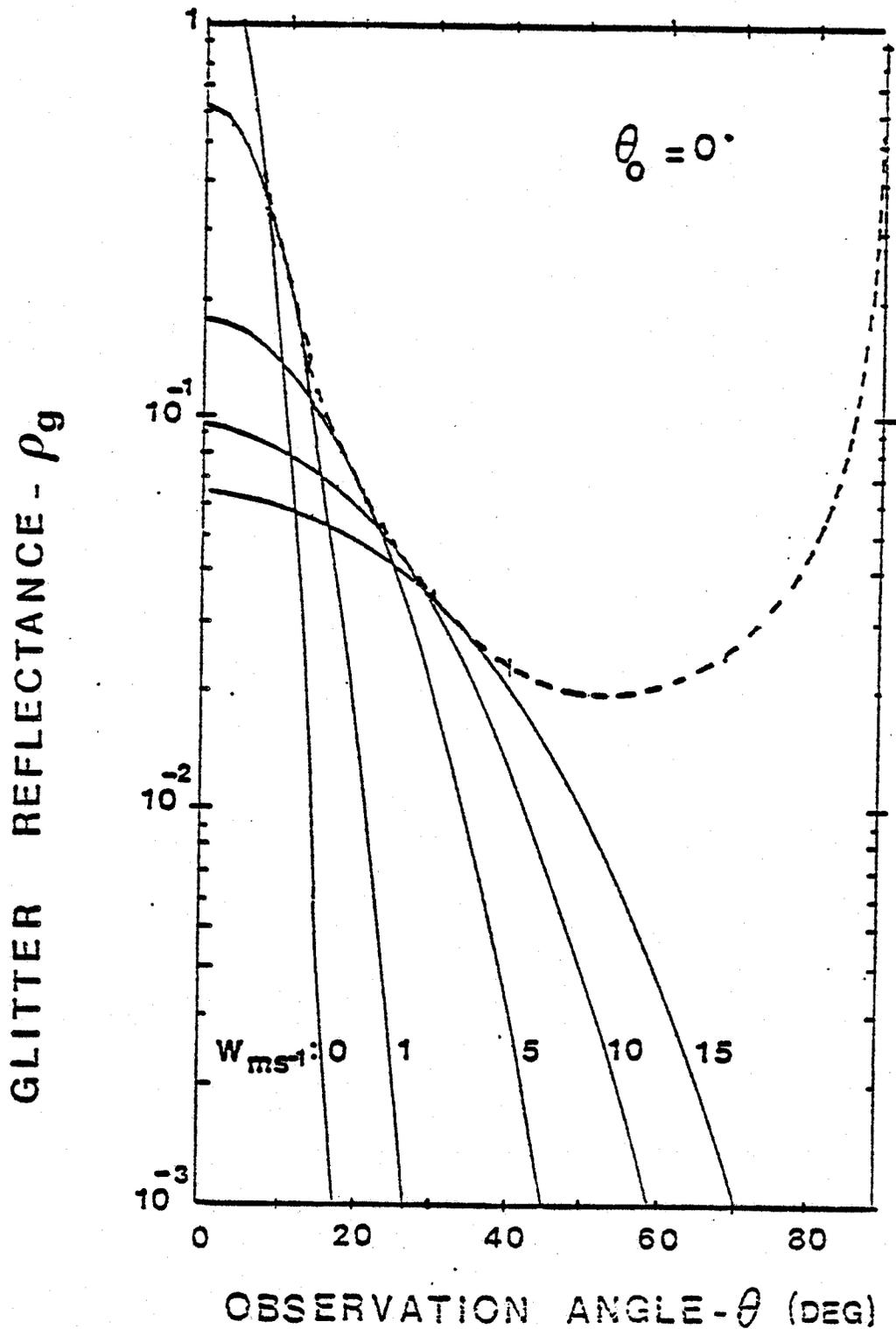


FIGURE II-16

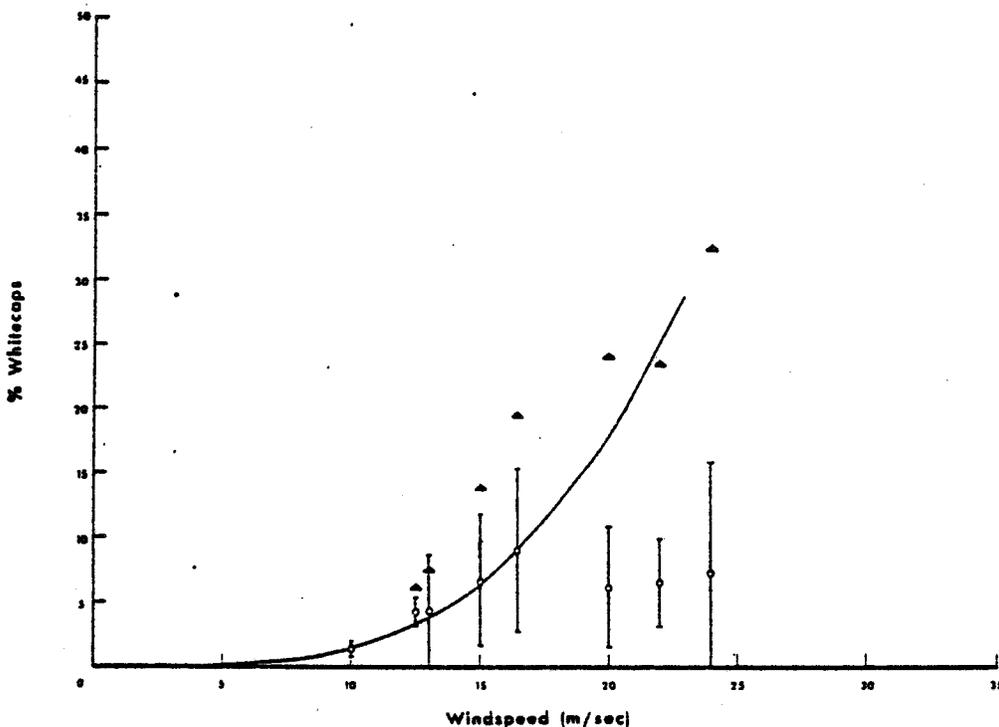
lorsque la mer devient agitée. L'écume de mer, formée de gouttes d'assez large diamètre, diffuse la lumière d'une manière spectralement neutre, ce qui confirme notre impression visuelle.

Relativement peu d'études optiques ont été faites sur l'écume de mer. Si les auteurs s'accordent pour la considérer de réflexion isotrope, ils choisissent au contraire des valeurs différentes d'albédo $A_f = 0,45$ (QUENZEL⁽⁵⁰⁾ 1978), ≈ 1 (GORDON et JACOBS⁽⁵⁸⁾, 1977).

Des études sur la fraction de surface C_f affectée par le phénomène ont été faites par ROSS et CARDONE⁽⁵⁹⁾, (1974), voir figure II-15. En considérant que la réflectance résultante sera donnée par :

$$\rho_f = C_f \cdot A_f \cdot \quad (II-38)$$

on peut calculer que ρ_f peut atteindre des valeurs supérieures à 0,02 soit à nouveau une valeur du même ordre de grandeur que ρ_w .



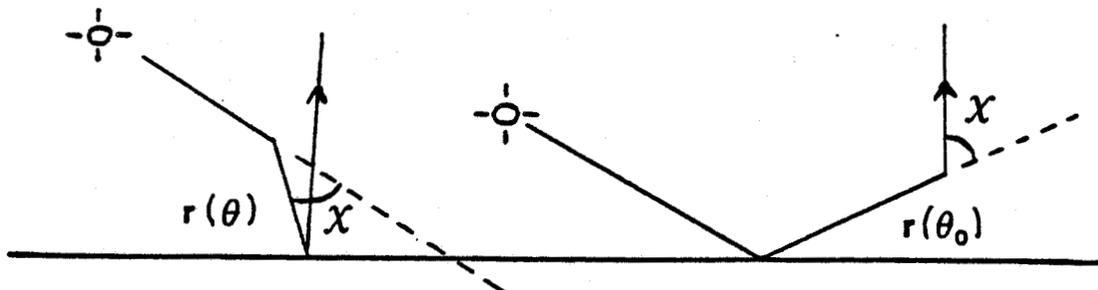
Observations of whitecap density (open circles) and whitecaps plus streaks (solid triangles) compared with the predictions of Cardone (1969) (solid line).

FIGURE II-15 in Ross et Cardone⁽⁵⁹⁾, 1974.

II.5.4 Interaction Réflexion de Surface - Atmosphère

a) Réflexion du rayonnement diffus

En l'absence de tout glitter, la réflexion de Fresnel intervient dans les termes (3) et (4) étudiés en section II-2 :



Cette contribution pourra être approchée par l'expression de la diffusion primaire :

$$\frac{1}{4\mu\mu_0} [r(\theta_0) + r(\theta_v)] (\rho^R(\chi) \tau^R + \rho^P(\chi) \tau^P) \quad (\text{II-39})$$

dans laquelle χ est l'angle de diffusion.

En pratique ce signal supplémentaire sera englobé dans l'expression de ρ_a . Tandis que la composante Rayleigh pourra être calculée d'après la géométrie de visée, la composante aérosol, proportionnelle à τ^P ira grossir le terme d'erreur en λ^{-n} que nous introduirons en section III.1.2.

b) Transmission de la réflexion du glitter

Le glitter sera perçu de l'espace, multiplié par un facteur de transmission directe :

$$\rho_g e^{-\tau(1/\mu + 1/\mu_0)} \quad (\text{II-40})$$

c) Transmission de la réflexion diffuse (écume)

Toutes les interactions atmosphère-sol lambertien s'appliqueront au cas de ρ_f de même qu'à ρ_w . En pratique les corrections s'appliqueront au terme global $(\rho_f + \rho_w)$ qui formera une réflectance apparente que l'on tentera de corriger (voir section III.1.2).

ANNEXE 1 DU CHAPITRE II

RAPPELS SUR L'ABSORPTION OPTIQUE DES CONSTITUANTS DE L'EAU DE MER

La composition de l'eau de mer est complexe. On distingue les matières en solution (sels minéraux, substances organiques dites "jaunes") et les matières en suspension (sédiments, matières végétales et animales, apports divers d'origine continentale). Dans la région spectrale de relative transparence de l'eau, 400-700 nm, il est communément admis que les origines des phénomènes d'absorption peuvent être séparées en trois catégories : substances jaunes, phytoplancton, et matières en suspension non chlorophylliennes. On doit constater que les connaissances de la communauté scientifique sur ce sujet étaient encore très superficielles, il y a seulement quelques années. La première mise au point a été faite par MOREL et PRIEUR⁽⁸⁾ en 1977. Sous l'impulsion de différents programmes, dont ceux associés à la télédétection de la couleur de l'océan, ce type d'étude a été appelé à se développer considérablement et l'on devrait attendre une nette amélioration de nos connaissances dans les prochaines années.

A-1-1 - PROBLEMES EXPERIMENTAUX

Affecter un coefficient d'absorption (une forme spectrale, et un coefficient spécifique) aux différents constituants de l'eau de mer est en réalité une tâche extrêmement ardue. On rencontre des problèmes liés à la mesure du coefficient d'absorption et à la mesure des concentrations des différents constituants dont on cherche à reconnaître la contribution.

La méthode de mesure du coefficient d'absorption pose des problèmes puisqu'elle ne peut pas être directe, les phénomènes de diffusion influençant fortement toutes les mesures de transmission. Différentes méthodes, tendant à minimiser cette influence, ont été utilisées pour caractériser l'absorption du phytoplancton ou des substances jaunes, in situ ou in vivo : filtre éclairci (YENTSCH⁽¹⁷⁾, 1962), atténuation diffuse sur culture (LORENZEN⁽⁷²⁾, 1974 ; PRIVOZNIK et al⁽⁷³⁾, 1978 ; A. BRICAUT⁽⁵⁷⁾, 1979), transmission et réflexion diffuse sur culture (DUNTLEY et al⁽⁶⁹⁾, 1974 ; KIEFER et WILSON⁽⁷¹⁾, 1978), transmission et réflexion diffuse in situ (MOREL et PRIEUR⁽⁸⁾, 1977), éclaircissement scalaire (HOJERSLEV⁽⁸⁰⁾, 1975). Cette grande diversité des méthodes explique en partie qu'il soit difficile de faire des comparaisons entre certains résultats.

Le dosage des constituants de l'eau de mer pose également de nombreux problèmes. Pendant les campagnes océanographiques seuls quelques paramètres peuvent être mesurés, par des procédés souvent indirects, optiques pour la plupart. Le dosage habituel du phytoplancton s'effectue par exemple à l'aide de l'analyse pigmentaire sur des extraits acétoniques. La figure AI-1 montre les bandes d'absorption des principaux pigments végétaux. Une analyse pigmentaire développée ne peut généralement être accomplie, et l'on caractérise l'abondance du plancton au moyen de la densité optique de l'extrait acétonique à 665 nm, bande d'absorption de la chlorophylle "a". A partir de cette densité optique, corrigée des effets de turbidité, on peut calculer la concentration en chlorophylle "a" (STRICKLAND et PARSONS⁽⁸⁴⁾ 1968). On dose également couramment la phaeophytine "a" (après acidification de l'extrait), pigment non photosynthétique qui a un spectre d'absorption très proche de la chlorophylle (voir figure AI-1 - c). Quant aux constituants autres que le phytoplancton, leur abondance est également évaluée de manière indirecte des mesures in situ de l'absorption dans l'ultraviolet pour les substances jaunes, et du coefficient de diffusion (b_p) pour les matières en suspension sont les plus courantes.

A-1-2 - PRINCIPALES DONNEES

On peut résumer de la manière suivante les principaux résultats :

Absorption par les substances jaunes

Les variations spectrales de l'absorption par les substances jaunes suivent une loi

$$a(\lambda) = \text{constante} \times \exp(-S \cdot \lambda) \quad \text{où } \lambda \text{ est exprimé en nm.}$$

Cette loi déterminée par JERLOV⁽¹⁾ (1968), pour les eaux de la Mer Baltique et ses abords, a été étendue à de nombreux types d'eau par MOREL et PRIEUR⁽⁸⁶⁾ (1976) et BRICAUD et al⁽⁸⁵⁾ (1980). D'après cet auteur, l'étendue de variation du coefficient S est faible, entre 0,01 et 0,02, quel que soit les nombreux types d'eau considérés.

Absorption par le plancton

L'abondance du plancton étant repérée par la concentration en chlorophylle "a", de nombreux auteurs ont cherché à mesurer le coefficient spectral d'absorption du phytoplancton, normalisé à une concentration de 1 mg/m^3 de chlorophylle "a" ou de chlorophylle "a" plus phaeophytine "a". Ce coefficient (a_c) est appelé couramment, par abus de langage, coefficient d'absorption spécifique de la chlorophylle.

Les figures AI-2 et AI-3 permettent de comparer les principaux résultats. Un examen rapide montre qu'on est bien loin de trouver un accord sur les valeurs de a_c . On obtient certes un certain accord qualitatif : 2 maxima relatifs à 440 nm et 675 nm et un minimum vers 600 nm. Mais les spectres diffèrent notablement si on examine les valeurs absolues, et aussi l'indice de sélectivité r que nous définirons comme

$$r = \frac{a_c(440)}{a_c(600)}$$

Le spectre de YENTSCH⁽¹⁷⁾ (1962) est le plus sélectif : $r = 10$ (figure AI-2a). A l'opposé le spectre de MOREL et PRIEUR⁽⁸⁾ (1977) est le moins sélectif : $r = 2,5$ (figure AI-2a). Ce spectre est le seul, dans la littérature qui provienne de mesures "in situ". Il est défini comme relatif à tout phénomène covariant avec la concentration de chlorophylle. La généralité de ce spectre demande cependant confirmation car il a été établi à l'aide de stations provenant d'une seule campagne. Les autres exemples (figures AI-2 b,c,d et A-1-3), obtenus sur des cultures, donc a priori difficilement comparables aux précédents démontrent que le coefficient d'absorption spécifique a_c dépend fortement de l'espèce et des conditions physiologiques du plancton. Il est probable que le coefficient représentatif d'une population naturelle devrait varier dans de moindres proportions.

Enfin, des travaux récents, théoriques et expérimentaux, dont ceux de MOREL⁽⁸⁷⁾, 1980 et de SMITH et BAKER⁽⁷⁴⁾, 1978, conduisent à modifier les hypothèses du problème, puisqu'ils suggèrent que a_c pourrait prendre différentes valeurs suivant la concentration de pigments et la distribution spatiale des centres d'absorption.

Autres types d'absorption, coefficient lié à b_p

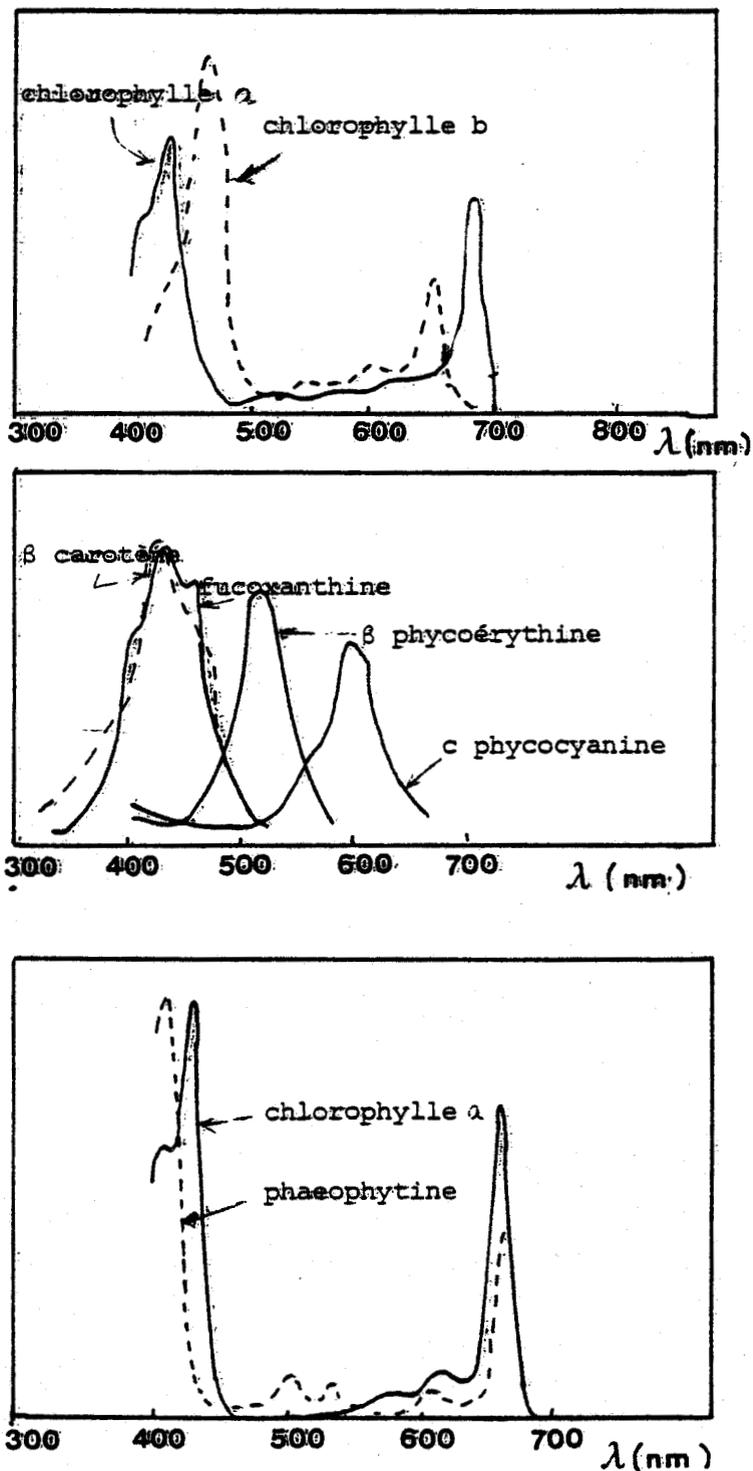
MOREL et PRIEUR⁽⁸⁾ (1977) ont suggéré le modèle d'absorption suivant :

$$a = a_o + C a_c + a^* b_p$$

où a_o est l'absorption de l'eau pure et a_c est le coefficient d'absorption (précédemment défini) de toutes les matières qui covarient avec l'abondance des pigments (chlorophylle "a" + phaeophytine "a") et il est normalisé à l'unité de concentration C. Le terme $a^* b_p$ représente tous les autres formes d'absorption. Il comprend l'absorption par les matières en suspension de même que l'absorption par la fraction de matières dissoutes non comprise dans $C a_c$. L'ensemble varie avec l'abondance des matières en suspension, repérée par le coefficient de diffusion b_p , d'où l'introduction d'un coefficient a^* , normalisé à l'unité de b_p (m^{-1}). Les variations spectrales de a^* présentent une forte augmentation vers les courtes longueurs d'onde, semblable à celle observée sur les courbes d'absorption de la substance jaune. MOREL et PRIEUR⁽⁸⁾ 1977 ont défini deux catégories d'eau (classe 1 et 2), suivant que le coefficient a^* était ou non négligeable.

A-1-3 - CONCLUSION

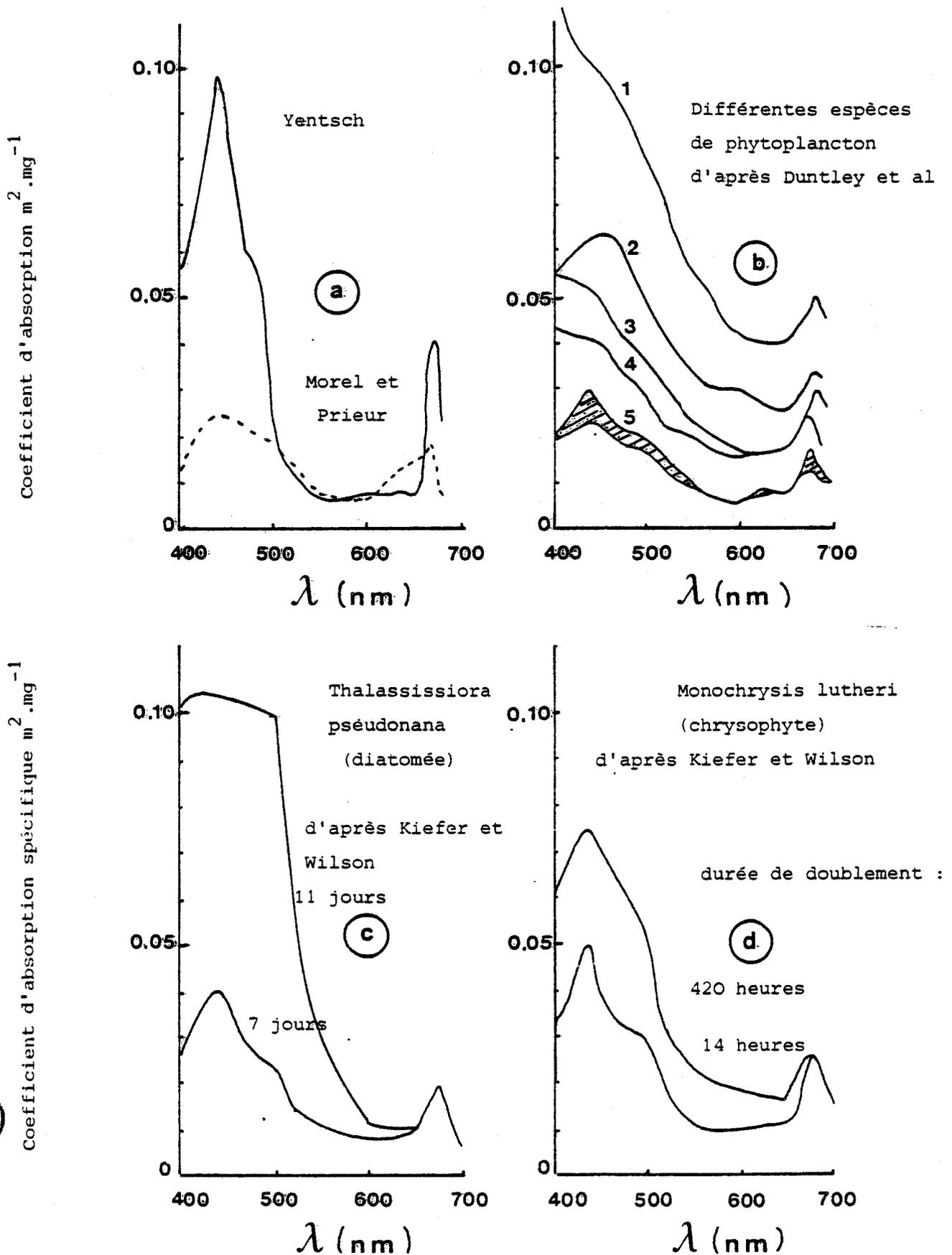
Ce résumé sur les données actuelles des coefficients d'absorption des constituants de l'eau de mer donne une idée des problèmes expérimentaux et théoriques rencontrés, et montre que des résultats suffisamment nombreux n'ont été rassemblés que très récemment. Si on peut considérer que les variations spectrales du coefficient d'absorption par les substances jaunes sont suffisamment connues, en revanche il semble qu'on ne dispose encore que d'une représentation très approchée de l'absorption par le plancton et les particules en suspension non-chlorophylliennes. Les études relatives à la télédétection de la couleur de l'océan requièrent cependant des spectres "type" pour guider la recherche des algorithmes d'interprétation sinon pour les définir. C'est dans ces conditions que l'on peut justifier l'utilisation d'un spectre "médián", représentatif des divers cas trouvés dans la littérature.



BIS
LILLE

FIGURE AI-1 - Absorption relative des principaux pigments végétaux en solution organique (alcool, éther)

- a - Pigments photosynthétiques principaux
 - b - Pigments photosynthétiques accessoires
 - c - Comparaison entre la phaeophytine (non photosynthétique) et la chlorophylle dans BOGORAD⁶⁸ (1962).
- dans MAZLIAK⁴⁰ (1974)



BUS
LILLE

FIGURE AI-2

légende page suivante.

Légende de la figure AI-2

a - Spectre de YENTSCH⁽¹⁷⁾ (1962)

Méthode : filtre éclairci

Espèce : population naturelle des eaux de Woods Hole

Spectre de MOREL et PRIEUR⁽⁸⁾ (1977)

Méthode : atténuation diffuse in situ

Eaux des upwellings au large de la Mauritanie

b - Spectre de DUNTLEY et al⁽⁶⁹⁾ (1974)

Méthode : transmission et réflexion diffuse sur cultures en laboratoire

Espèces : 1 Gonyaulax polyedra (dinoflag, "eaux rouges")

2 Coccolithus huxlegi (chrysophyte)

3 Gymnodinium species (dinoflag)

4 Gymnodinium splendens (dinoflog)

5 la partie hachurée enveloppe les spectres des cinq espèces suivantes : Nitzschia closterium, Lauderia borealis, Cyclotella mana, Skelotonema costatum (toutes diatomées), Monochrysis lutheri (chrysophyte).

c - Spectres de KIEFER et WILSON⁽⁷¹⁾ 1978

Méthode : même que pour b

Espèce : Thalassissiora pseudonana (diatomée)

Les deux courbes correspondent à des populations d'âge différent : 7 et 11 jours.

d - même que c sauf :

Espèce : Monochrysis lutheri (chrysophyte)

Les 2 courbes correspondent à des taux de production différents : doublement de la masse organique en 14 heures et 420 heures.



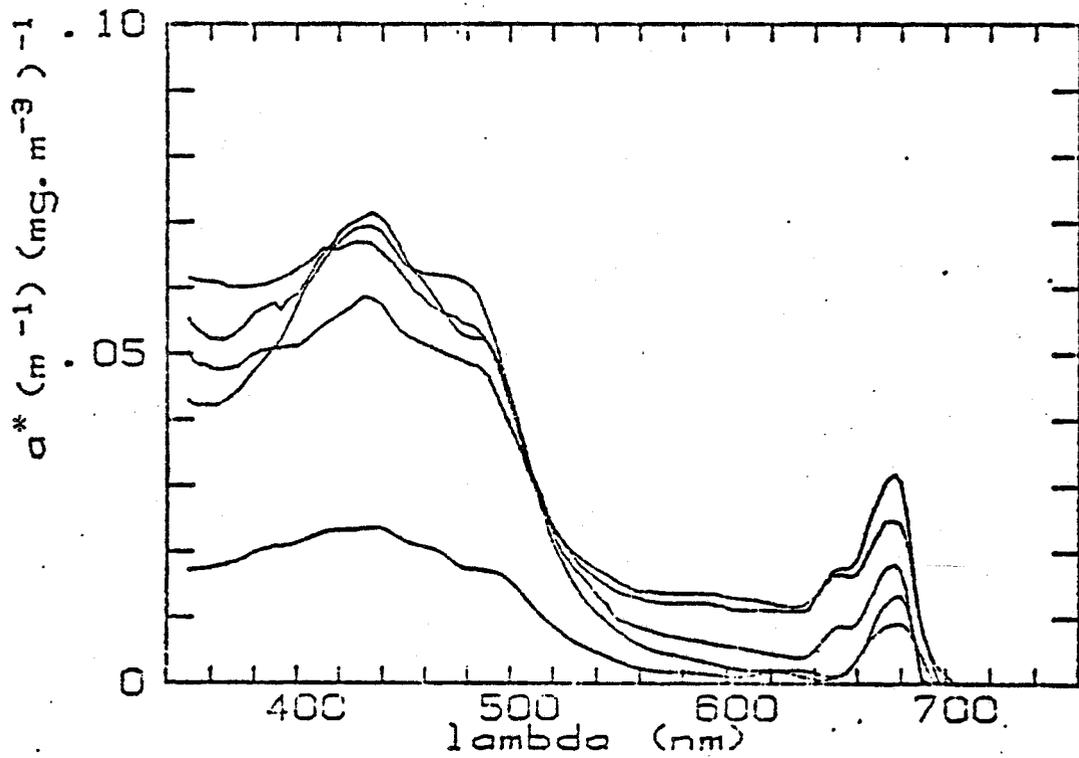


FIGURE AI-3 - Valeurs spectrales des coefficients d'absorption par unité de concentration en chlorophylle a (exprimées en $m^{-1} (mg \text{ Chl}_a \cdot m^{-3})^{-1}$) pour les cinq espèces (dans la thèse de A. BRICAUD ⁽⁵⁷⁾ 1979).

Courbe inférieure : Cricosphaera

Courbes supérieures : Dunaliella

Tetraselmis

Platymonas

Cocolithus

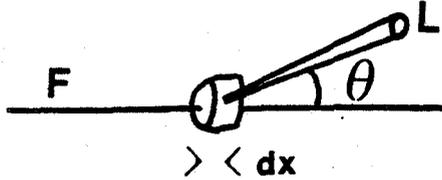


ANNEXE II

RAPPEL SUR LES PHENOMENES DE DIFFUSION OPTIQUE

A2-1 - Définitions

Soit un élément de volume d'épaisseur dx , recevant un éclairement E .



On mesure dans la direction θ une luminance L telle que

$$L(\theta) = E f(\theta) \cdot dx$$

définissant de cette manière la fonction de diffusion $f(\theta)$ d'unité $sr^{-1} \cdot m^{-1}$.

En divisant par le coefficient de diffusion b (m^{-1}), on obtient la fonction de phase

$$p(\theta) = \frac{f(\theta)}{b} \times 4\pi$$

normalisée par 4π de telle manière que

$$p(\theta) = 1$$

en cas de diffusion isotrope.

La fonction de diffusion pour une eau de mer sera considérée comme :

$$f(\theta) = 4 \pi \{ b_o p_o(\theta) + b_p p_p(\theta) \}$$

où les indices o et p sont relatifs à la diffusion par l'eau pure (o) et par les particules (p).

La diffusion par l'eau pure est de type Rayleigh, ce qui entraîne que b_o suit une loi en λ^{-4} (exactement $\lambda^{-4,3}$) et que $p(\theta)$ est symétrique ($p(\theta) = p(180-\theta)$). Les caractéristiques de cette diffusion ont été étudiées à fond par MOREL⁽⁷⁾ (1973).

La fonction de phase des particules marines $p_p(\theta)$ a été mesurée par différents auteurs. Dans tous les cas on note une très forte pointe avant : de l'ordre de 1000 pour $\theta = 0^\circ$, par rapport à 0,1 dans la partie arrière. Pratiquement, les 2/3 de diffusion s'effectuent vers l'avant entre 0 et 10 degrés. Cela limite la précision sur les mesures de b_p . Le rayonnement diffusé aux petits angles est en effet pratiquement confondu avec le rayonnement directement transmis.

Aux incertitudes de mesures près, les fonctions de phase des parti-

cules peuvent être considérées comme identiques et indépendantes de la longueur d'onde. En conséquence, MOREL⁽⁷⁾ (1973) a proposé une fonction de phase type pour les particules, reproduite figure II-5, Page 37.

Cependant la théorie montre que des variations peuvent apparaître dans la partie arrière. Les particules minérales d'indice optique plus élevé que les particules organiques devraient présenter une pointe arrière plus élevée. L'habitude a été prise de caractériser la forme de $p_p(\theta)$ à l'aide du coefficient de rétrodiffusion normalisé

$$B = \frac{\text{rayonnement diffusé dans l'hémisphère arrière}}{\text{rayonnement diffusé total}}$$

$$\text{soit } B_p = \int_{\text{hémisphère}} p_p(\theta) d\Omega$$

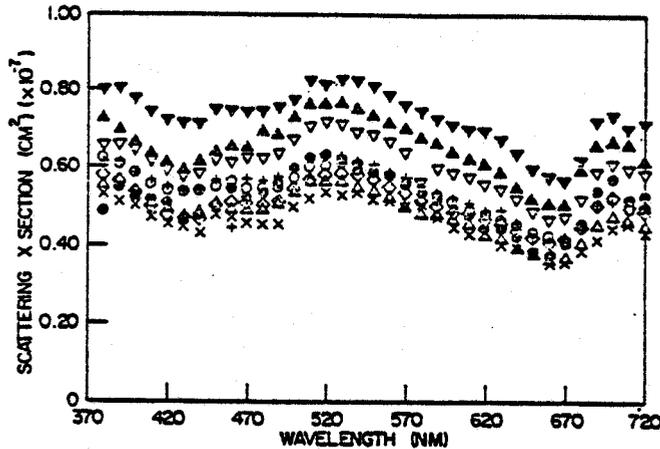
arrière

Les données expérimentales recueillies au cours des différentes campagnes océanographiques de MOREL et analysées par BRICAUD⁽⁵⁷⁾ (1979) montrent en fait que B_p peut varier entre 0,005 et 0,02, la valeur moyenne étant de l'ordre de 0,010. Par comparaison la fonction type pour les particules de MOREL⁽⁷⁾ (1973) est caractérisée par $B_p = 0,012$.

A2-2 - VARIATIONS SPECTRALES DU COEFFICIENT DE DIFFUSION

On considère en général que b_p suit une loi en λ^{-1} (MOREL⁽⁷⁾, 1973) qui correspond à une distribution granulométrique classique de particules marines.

Cependant des travaux récents, effectués sur des cultures très concentrées, montrent qu'il existe des phénomènes de diffusion sélective influencée par les variations de l'absorption. Au voisinage des bandes d'absorption par la chlorophylle (bleu et rouge) on note une diminution du coefficient de diffusion. Par exemple, d'après les travaux de PRIVOZNIK⁽⁷³⁾ et al (1978), figure A-II-1, on commet une surestimation de 20 à 50 % sur b_p si on adopte une extrapolation en λ^{-n} .



.. Scattering cross sections for nine cultures of *C. pyrenoidosa* (refer to Table 1 for the symbol legend).

FIGURE A-II-1 : in PRIVOZNIK et al 1978

Ce phénomène devrait perdre de l'importance dans le cas du milieu marin réel, pour lequel les particules pigmentées n'apportent généralement qu'une faible contribution à la diffusion totale.

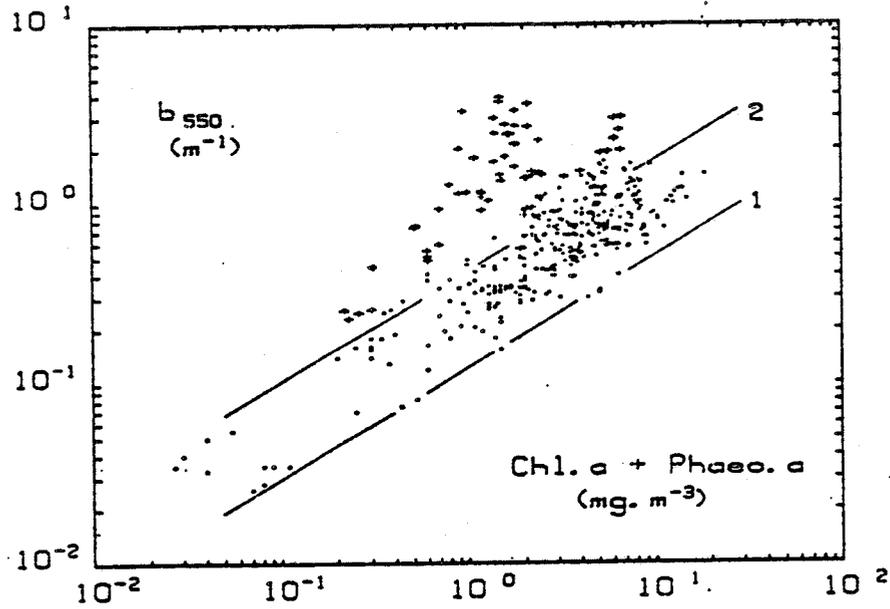
Dans le travail récent de A. BRICAUT⁽⁵⁷⁾ (1979), on trouve une étude complète des phénomènes de diffusion : diffusion sélective et analyse des coefficients de pente n . Ceux-ci apparaissent plus variables que prévu : de -1 à 2.

A2-3 - RELATION ENTRE LA DIFFUSION ET LA CONCENTRATION EN PIGMENTS

On peut supposer a priori que dans certaines conditions le coefficient de diffusion covarie avec la concentration en pigments C . Les lois d'interdépendance devraient être évidemment ajustées au type d'eau considéré. Les plus faibles valeurs de b_p étant de l'ordre de $0,05 \text{ m}^{-1}$, on prendra en première approximation

$$b_p = 0,05 + b^* C$$

où b^* est une constante comprise entre 0,1 et 0,8. Le choix de cette gamme de valeur est justifiée par la figure A-II-2. On voit que les courbes correspondant aux valeurs de b^* entre 0,1 et 0,8 enveloppent la quasi totalité de points expérimentaux.



Scattering coefficient b at 550 nm (expressed in m^{-1}), plotted vs. pigment concentration (Chl- a + Phaeo- a , in $mg\ m^{-3}$) for the same depths and locations (CINECA 5 and Discoverer cruises). Pigment concentrations were determined by Jacques *et al.* (1976) and by Baird (1973), respectively. b was measured by Prieur and Morel (1976) for CINECA 5 cruise. For Discoverer cruise, b values have been computed from volume scattering function measurements carried out by Austin (1973). The crosses correspond to turbid waters (case 2) near the Pacific entrance of the Panama Canal and in shallow regions off Mauritania. Line 1, which could be regarded as a possible lower limit, corresponds to the law: $b = 0.12$ (pigment) $^{0.63}$ and line 2, regarded as a possible and somewhat arbitrary limit between case 1 and case 2 waters, corresponds to $b = 0.42$ (pigment) $^{0.63}$.

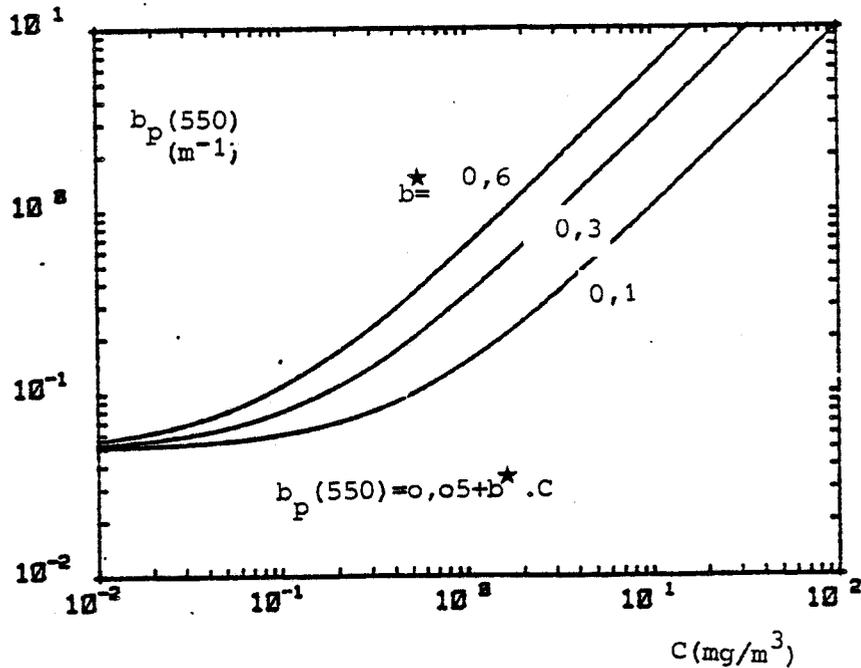


FIGURE A-II-3 : Relation entre le coefficient de diffusion optique des particules b_p et la concentration en pigments chlorophylliens C .

en haut : données expérimentales d'après MOREL⁽⁹⁾, 1980.

en bas : relations choisies dans ce rapport.

Cette comparaison ne signifie pas que l'on puisse considérer ces relations vérifiées dans tous les cas.

CHAPITRE III

INVERSION

III - INVERSION

L'inversion des réflectances mesurées à partir de l'espace comporte en général deux étapes :

- la correction des effets atmosphériques et de réflexion de surface,
- l'interprétation des réflectances ainsi corrigées en terme de propriétés marines (propriétés optiques ou concentrations en paramètres influant sur ces propriétés).

III-1 - Méthode

III-1-1 - Correction des effets atmosphériques invariants

L'effet de la diffusion moléculaire peut être calculé à partir des conditions géométriques de la prise de vue. Il en est de même pour la fonction de transmission de l'ozone qui peut être évaluée avec une précision de l'ordre de 0,5 % à partir d'une connaissance statistique du contenu en ozone U_{O_3} .

Suivant le modèle décrit au chapitre II, la réflectance apparente mesurée par le satellite peut s'écrire :

$$\rho = T_{O_3} (\rho_a^R + \rho_a^P T^R(\mu_0) T^R(\mu) + (\rho_w + \rho_f) T(\mu_0) T(\mu) + \rho_g e^{-\tau(1/\mu_0 + 1/\mu)}).$$

(cas à distance suffisante des côtes et sans nuage) (III-1)

où ρ_a^P et ρ_a^R sont les réflectances atmosphériques définies en II-4-2, auxquelles on ajoute les effets de réflexion spéculaire du rayonnement diffus réfléchis par une surface d'eau plane (II-6-4).

Dans une première étape, l'absorption par l'ozone est corrigée

$$\rho' = \rho T_{O_3}^{-1} \tag{III-2}$$

puis on soustrait la réflectance atmosphérique moléculaire ρ_a^R , et on corrige du facteur de transmission diffus $T^R(\mu_0) T^R(\mu)$:

$$\rho'' = (\rho' - \rho_a^R) (T^R(\mu_0) T^R(\mu))^{-1} = \rho_a^P + (\rho_w + \rho_f) T^P(\mu_0) T^P(\mu) + \rho_g e^{-\{\tau^R/2 + \tau^P\} (1/\mu_0 + 1/\mu)} \tag{III-3}$$

Les fonctions ρ_a^R et $T^R(\mu)$ sont aisément calculables, voir section II-4, avec une bonne précision.

III-1-2 - Correction des effets variables (aérosols et réflexion de surface)

L'étape suivante consiste à soustraire de ρ'' exprimé par l'équation (III-3), la somme des effets variables dus à la réflectance atmosphérique des aérosols (ρ_a^P), la réflexion par l'écume (ρ_f), le glitter (ρ_g). Ces divers effets ont une faible dépendance en longueur d'onde :

$$a) \quad \rho_a^P \sim \tau^P \sim \lambda^{-n} \quad (III-4)$$

où n est le coefficient d'ANGSTRÖM, $n \approx 1$.

$$b) \quad \rho_f T^P(\mu_0) T^P(\mu) = \rho_f (1 - (1-\beta^P) \tau^P) \left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu} \right) \quad (III-5)$$

où ρ_f est indépendant de la longueur d'onde,

$$\rho_f T^P(\mu_0) T^P(\mu) \sim \lambda^{-n_f} \quad (III-6)$$

avec

$$0 < n_f < n$$

$$c) \quad \rho_g e^{-(\tau^R/2 + \tau^P) \left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu} \right)} \approx \rho_g (1 - (\tau^R/2 + \tau^P) \left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu} \right)) \quad (III-7)$$

où ρ_g est indépendant de la longueur d'onde,

$$\rho_g e^{-(\tau^R/2 + \tau^P) \left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu} \right)} \sim \lambda^{-n_g} \quad (III-8)$$

avec $0 < n_g < n$ (nous négligeons en fait le terme $\rho_g \frac{\tau^R}{2} \left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu} \right)$ qui peut être calculé si l'on connaît ρ_g , ce qui sera discuté par la suite).

Une forme approchée de l'équation III-3 peut alors s'exprimer par :

$$\rho'' = \rho_w T^P(\mu_0) T^P(\mu) + \rho(\lambda_0) \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-n'} \quad (III-9)$$

où $0 < n' < n$, avec un bon degré d'approximation (pour $n = 1$, l'erreur sur la détermination de n' sur l'intervalle spectral utile est inférieure à 0,1).

$\rho(\lambda_0)$ et n' peuvent être mesurés à partir du satellite dans la partie du spectre pour lequel $\rho_w \approx 0$, par exemple à des longueurs d'onde λ_0 et λ'_0 supérieures à 700 nm; n' est donné par

$$n' = \frac{\log \rho''(\lambda'_0) - \log \rho''(\lambda_0)}{\log \lambda'_0 - \log \lambda_0} \quad (\text{III-10})$$

Finalement; la réflectance ρ_w due à la rétrodiffusion de l'eau de mer est donnée par

$$\rho_w = (\rho'' - \rho(\lambda_0)) \left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)^{-n'} (T^P(\mu_0) T^P(\mu))^{-1} \quad (\text{III-11})$$

ce qui nécessite une estimation des facteurs de transmission diffus des aérosols $T^P(\mu_0)$, $T^P(\mu)$. D'après l'équation (II-29) :

$$T^P(\mu_0) = \exp(-(1-\beta^P) \tau^P / \mu_0) \quad (\text{III-12})$$

et si l'on suppose que $(1-\beta^P) = 1/6$ peut être estimé statistiquement, il reste à estimer τ^P d'après la valeur de la réflectance $\rho(\lambda_0)$.

III - 1 - 3 : CALCUL DES PARAMETRES MARINS

La solution la plus simple consiste à inverser une relation expérimentale : concentration en chlorophylle en fonction du rapport ou de la différence de ρ_w (bleu) et ρ_w (vert). Des exemples sont donnés sur les figures I-2,4,5,8 et 9. De telles relations sont valables dans la mesure où tous les paramètres optiques covarient suivant une même loi statistique quel que soit le type d'eau. Cette hypothèse est certainement d'autant plus justifiée que les eaux sont de nature océanique.

Les diverses relations expérimentales entre le rapport ou la différence de ρ_w (bleu) et ρ_w (vert) peuvent être retrouvées d'un point de vue théorique en utilisant le modèle et les données présentées en section II-3. Ce type de relation, ou algorithme à un seul paramètre (C), sera introduit en section III-3, où il sera utilisé afin d'évaluer l'amplitude des divers termes d'erreur. Expérience et théorie montrent que ce type d'algorithme permet généralement de retrouver la concentration C avec une précision d'un quart d'échelle logarithmique, ce qui peut paraître satisfaisant dans bien des cas.

Si on recherche meilleures précision et fiabilité, il faut considérer que x inconnues supposées indépendantes (C, b_p, B_p, a^*, \dots) nécessitent x données, donc x canaux. Mais comme l'introduction d'une variable supplémentaire nécessite une précision accrue sur les données, il est clair qu'il faut limiter le nombre d'inconnues à 2 (b_p et C), éventuellement à 3 (b_p, C, a^*).

L'inversion des mesures se fera alors en utilisant l'équation II-14, ou sa forme simplifiée II-15

$$\rho_{w\lambda} = 0,16 \frac{b'_\lambda}{a_\lambda}$$

de manière à calculer b'_λ/a_λ , puis b'_λ et a_λ , enfin b'_p et C.

Suivant le principe décrit par VIOLLIER⁽⁵⁵⁾ (1976), on suggère de déterminer indépendamment b'_p et C :

a) b'_p est déterminé à l'aide d'une mesure dans le jaune/orangé (550-600 nm), région spectrale où les variations d'absorption δa dues à la chlorophylle sont de moindre amplitude. D'après le tableau II-2, $\delta a = 0,1$ à 570 nm pour $C = 1 \text{ mg/m}^3$.

$$b' = \frac{\rho_w a_o (1 + \delta a)}{0,16} \quad (\text{III-13})$$

puis

$$b'_p = b' - 0,5 b_o \quad (\text{III-14})$$

b'_p est ensuite extrapolé par une loi en λ^{-1} , et b' peut être calculé aux autres longueurs d'onde.

b) le coefficient d'absorption dans le bleu (440 nm) se déduit de :

$$a = \frac{0,16 b'}{\rho_w} - a_o \quad (\text{III-15})$$

et l'index de chlorophylle

$$C = \frac{a - a_o}{a_c} \quad (\text{III-16})$$

Pour distinguer la chlorophylle des autres substances (notre troisième inconnue), il faut une longueur d'onde supplémentaire aux courtes longueurs d'onde. L'idéal serait une mesure vers 370 nm, région spectrale où $a^* > a_c$ (voir figure II-6). Mais cette mesure est techniquement difficilement réalisable et serait considérablement dégradée par l'atmosphère. MOREL⁽⁹⁾ (1980) suggère une longueur d'onde intermédiaire : 400 nm.

Dans ce cas, le traitement vu plus haut aboutit à deux données :

$$(a - a_o)_{400 \text{ nm}} \quad \text{et} \quad (a - a_o)_{440 \text{ nm}}$$

La comparaison des deux coefficients peut théoriquement donner une évaluation approximative du taux de pigments chlorophylliens par rapport aux autres substances. En cas de valeurs élevées de C et de a^*_p , on réitère l'inversion en augmentant corrélativement la valeur de δa (équation III-13).

L'efficacité d'un tel algorithme reste théorique. Sa valeur est difficile à prouver à l'heure actuelle à cause du nombre insuffisant de données expérimentales, significatives, simultanées de $\rho_w(\lambda)$, C, b_p et a^*_p .

III-2 - Sensibilité de ρ_w aux paramètres marins

Nous utiliserons les 6 modèles définis en section II -3-4, c'est à dire

$$(Ch) \left\{ \begin{array}{l} C \\ M \\ T \end{array} \right. \quad \text{et} \quad (Ch + A) \left\{ \begin{array}{l} C \\ M \\ T \end{array} \right.$$

Rappelons que les modèles (Ch) ne tiennent compte que de l'absorption par la chlorophylle, alors que les modèles (Ch +A) prennent en compte une absorption supplémentaire covariante avec la diffusion. Les modèles C; M, T correspondent à des turbidités respectivement

- peu élevées $b_p = 0,05 + 0,1 C$
- moyennes $b_p = 0,05 + 0,3 C$
- relativement élevées $b_p = 0,05 + 0,6 C$

Dans l'état actuel de nos connaissances, ces 6 modèles nous semblent recouvrir le plus grand nombre de cas réalistes.

En supposant que les coefficients d'absorption spécifique a_c et a^* soient bien définis, la détermination de C suppose b_p connu. Nous nous fixons comme objectif théorique de retrouver une précision relative de 20 % sur la concentration en chlorophylle. Etant donné le modèle ($\rho_w \sim b'/a$, et $C = (a-a_0)/a_c$), la précision requise sur b_p sera approximativement du même ordre. Des calculs plus précis montrent que la précision sur b_p pour obtenir une précision de 20 % sur C s'établit ainsi

dC mg/m ³	C	dC/C	db_p / b_p
0,02	0,1	0,20	0,05
0,2	1	0,20	0,15
2	10	0,20	0,20

Aux faibles concentrations en chlorophylle ($C = 0,1 \text{ mg/m}^3$) la précision relative sur b_p est de 5 %, valeur qui nous le verrons est extrêmement difficile à tenir. On exclut donc de retrouver une précision relative de 20 % pour des valeurs de $0,1 \text{ mg/m}^3$. En dehors de ce cas on admettra qu'il est nécessaire de déterminer b_p à ± 20 %.

Remarque : nous discutons des valeurs de b_p , ce qui suppose que B_p soit connu (nous le prenons égal à 0,012). Comme la réflectance est en fait sensible à $b'_p = b_p B_p$ le raisonnement s'appliquerait de la même façon à toute autre valeur de B_p .

L'étude de sensibilité faite consiste à modifier de 20 % la valeur de b_p et de C et à calculer la variation de réflectance correspondante

$$\{\Delta\rho_w(\lambda)\}_{(b_p)} = 0,2 \frac{\partial\rho_w(\lambda)}{\partial C} C \quad (\text{III-17})$$

$$\{\Delta\rho_w(\lambda)\}_{(C)} = 0,2 \frac{\partial\rho_w(\lambda)}{\partial b_p} b_p \quad (\text{III-18})$$

Ces valeurs sont données pour les différents modèles sur les figures III-1 et III-2. Ces courbes permettent d'obtenir une idée des exigences sur la sensibilité dans les canaux d'un radiomètre mesurant la couleur de l'océan. Le point le plus critique est la détection de faibles concentrations en chlorophylle ($C=0,1 \text{ mg/m}^3$) qui demande impérativement un canal centré autour de 430 nm avec une résolution radiométrique et donc un bruit NED_p meilleur que 0,001.

La figure III-3 donne le rapport

$$\{\Delta\rho_w(\lambda)\}_{(b_p)} / \{\Delta\rho_w(\lambda)\}_{(C)} \quad (\text{III-19})$$

qui permet de traduire l'influence de l'absorption sur la mesure de la turbidité. A priori une mesure de turbidité indépendante ne peut être réalisée que lorsque ce rapport est voisin de zéro. Ceci restreint la mesure de turbidité aux domaines suivants :

$$\lambda \geq 510 \text{ nm pour } C = 0,1 \text{ mg/m}^3$$

$$\lambda \geq 550 \text{ nm pour } C = 1 \text{ mg/m}^3$$

$$\lambda \geq 600 \text{ nm (650-680 excepté) pour } C = 10 \text{ mg/m}^3.$$

Compte tenu de ces dernières courbes (figure III-3) et des

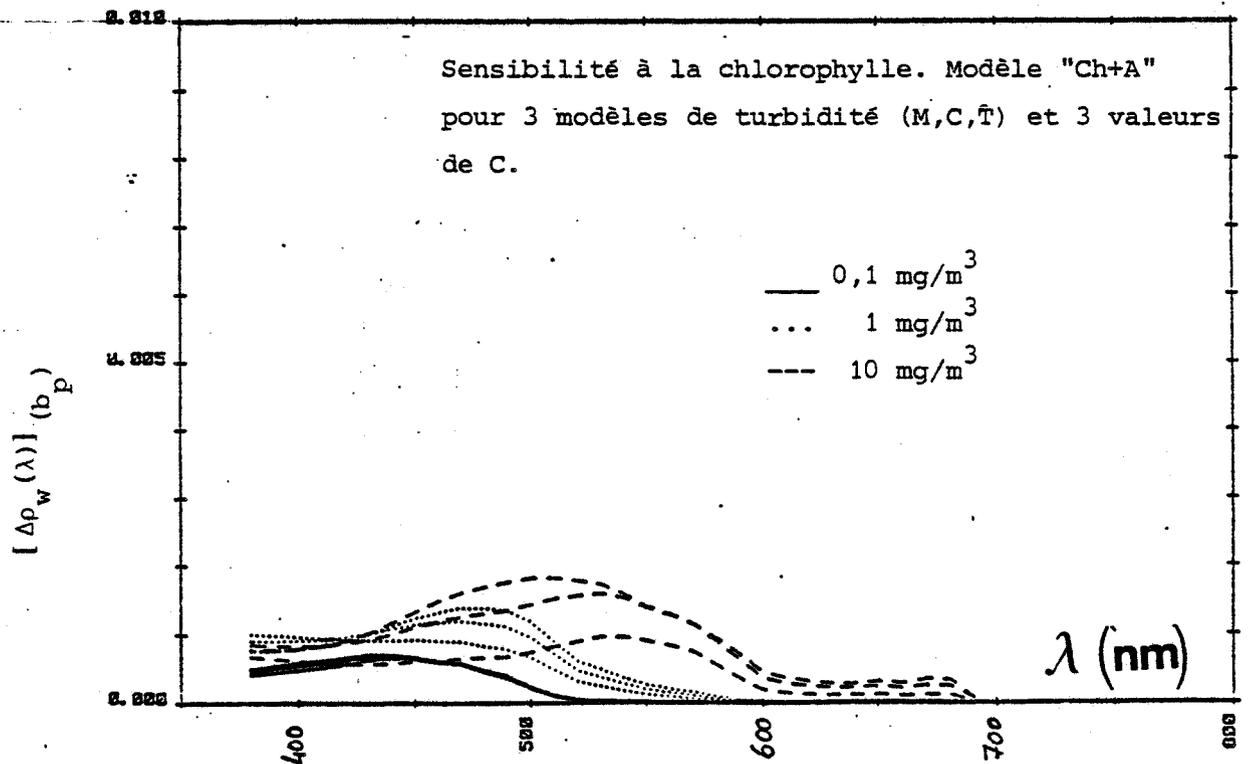
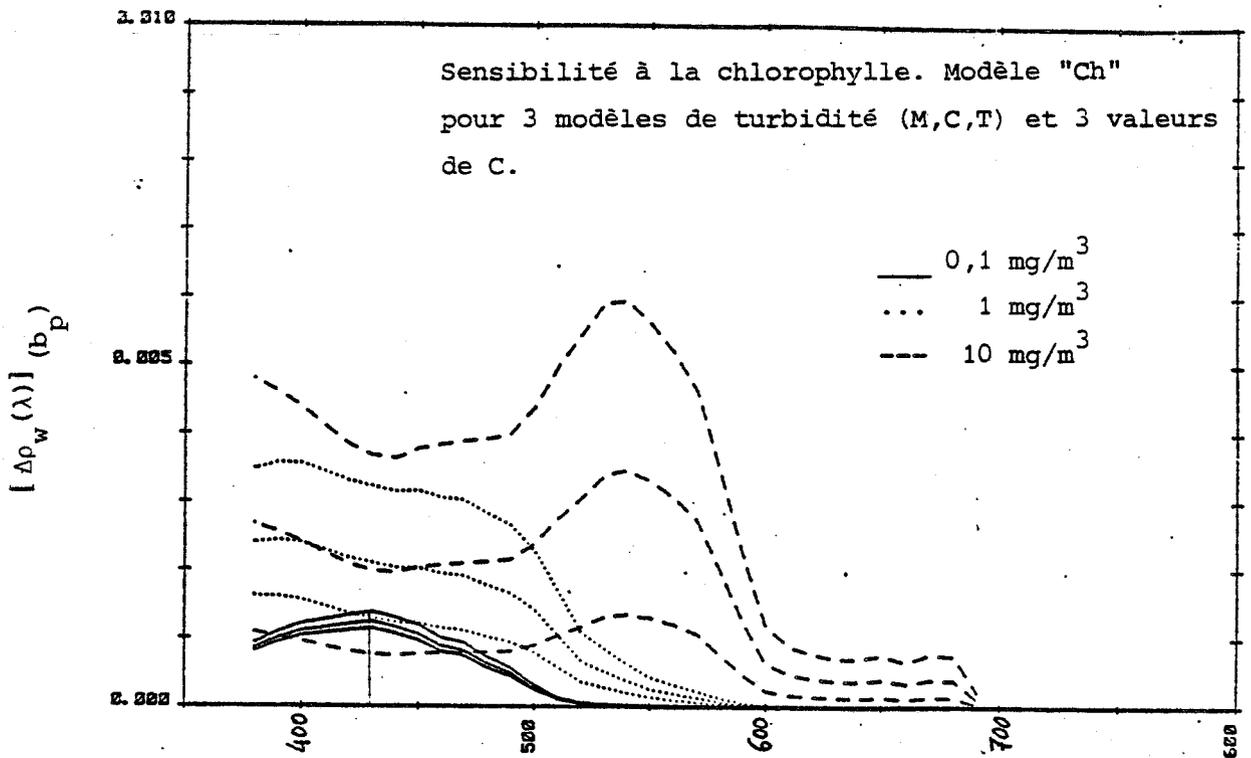


FIGURE III-1 : Variation $\Delta\rho_w$ de ρ_w , pour une variation $\Delta C/C=0,2$ à b_p constant.

Pour reconnaître le modèle de turbidité : aux grandes longueurs d'onde, on trouve dans l'ordre croissant C, M et T. Cela s'applique également aux courbes suivantes.

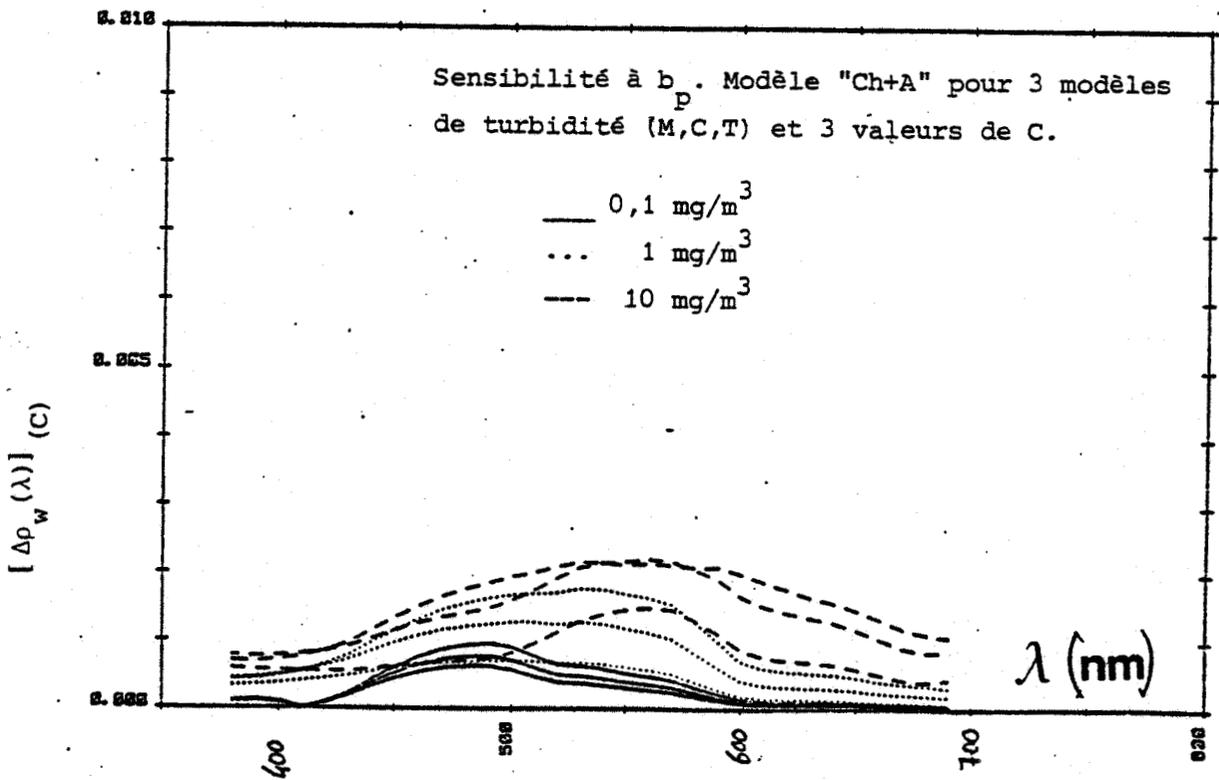
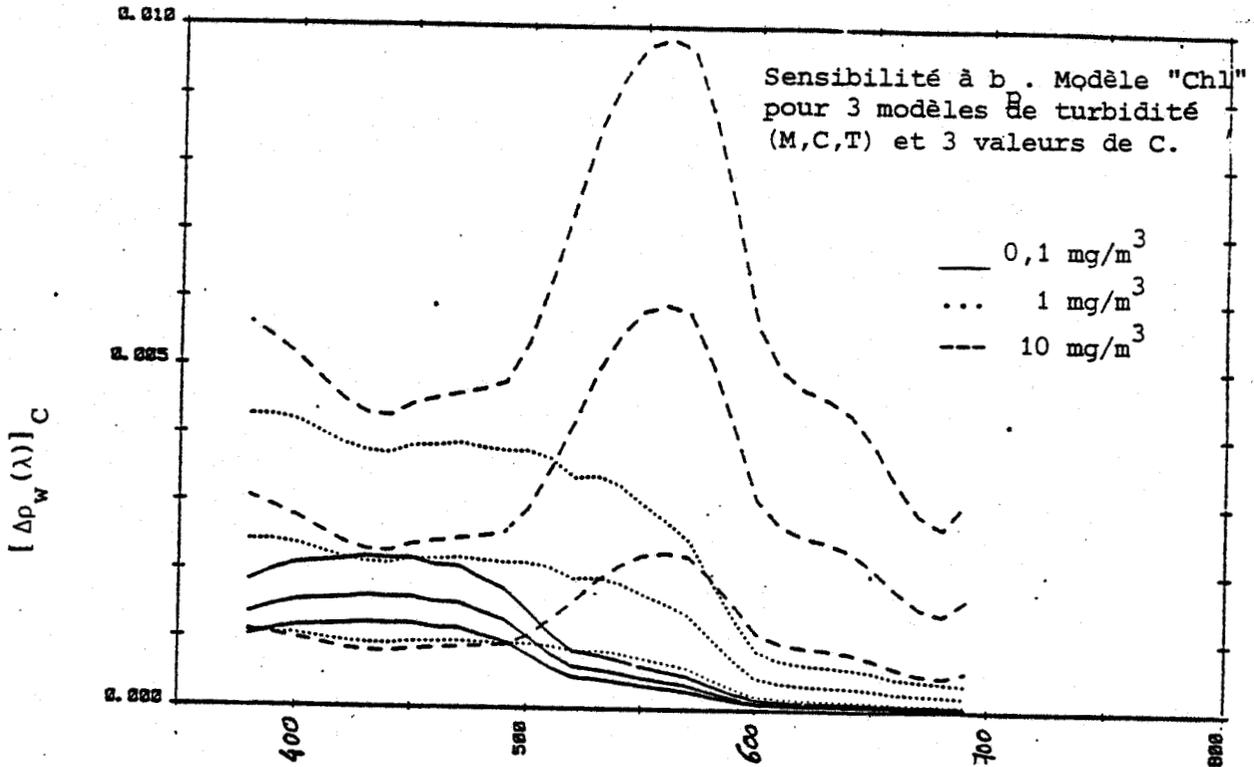


FIGURE III-2 : Variation $\Delta\rho_w$ de ρ_w , pour une variation $\Delta b_p/b_p = 0,2$, à C constant.



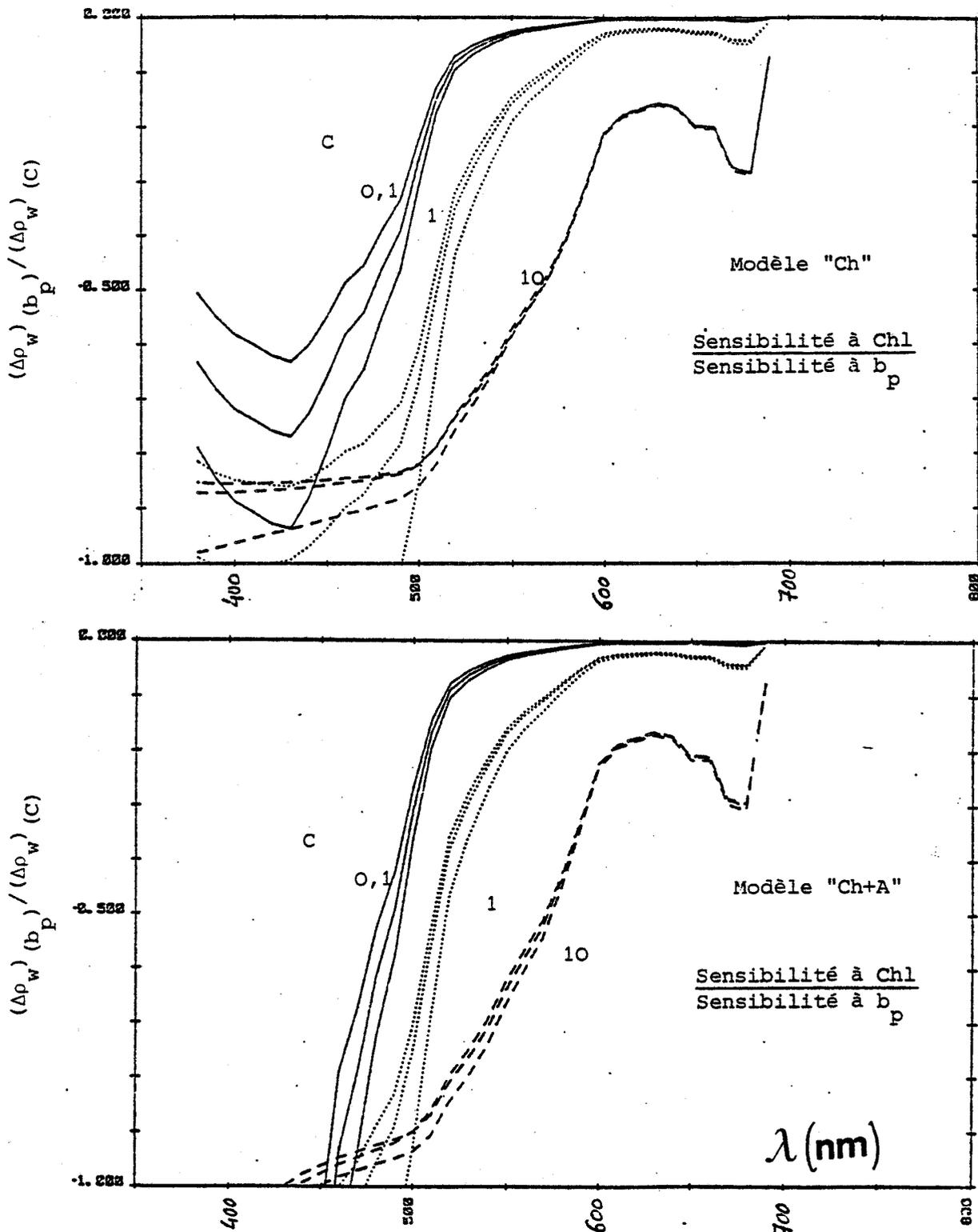


FIGURE III-3 : Rapport des variations $\Delta\rho_w$ à b_p et à C constants. Les rapports sont négatifs, car les variations de réflectances sont inversées suivant que l'on considère une augmentation de C ou de b_p . Ces figures traduisent l'influence de l'absorption de la chlorophylle sur la mesure de la turbidité. Une mesure indépendante de b_p ne peut être réalisée que lorsque le rapport est voisin de zéro, soit, d'après la figure, au-delà de 550 nm.

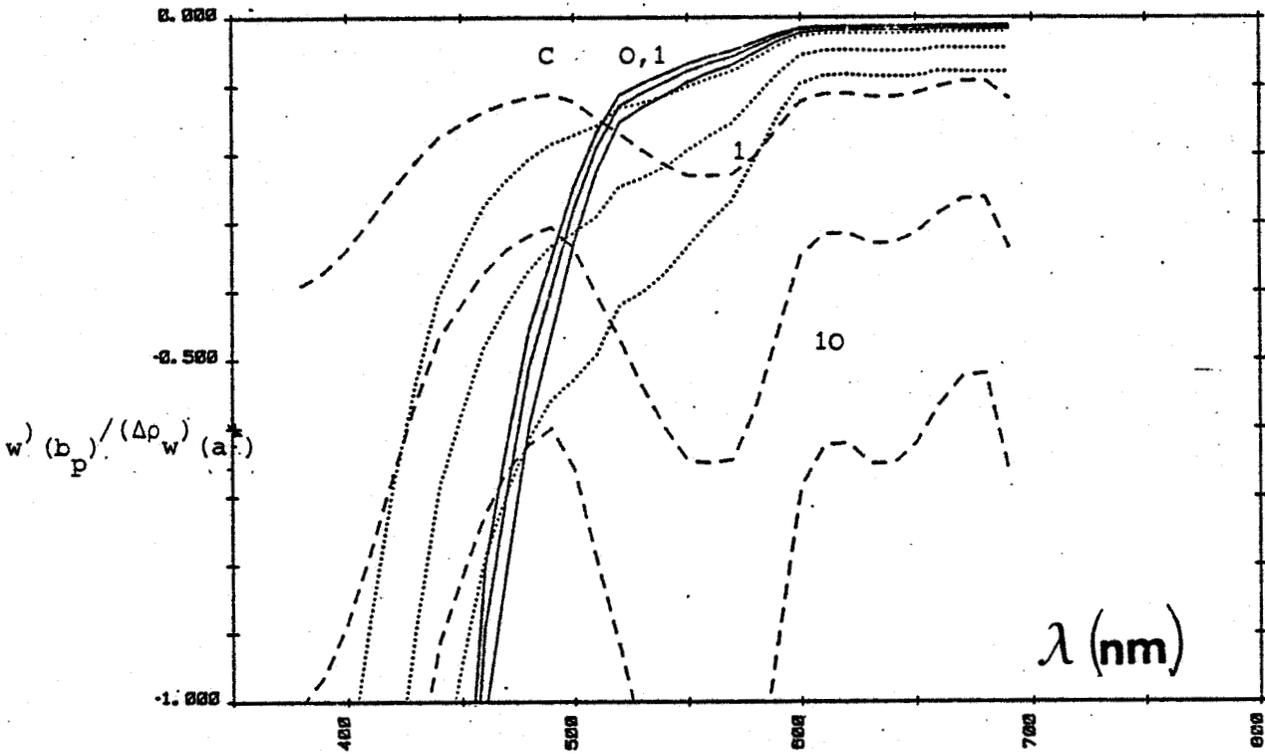


FIGURE III-3bis : Rapport des sensibilités à a^* et b_p .
(Modèle Ch+A). Les sensibilités $\Delta\rho_w$ sont
calculées en faisant varier a^* ou b_p
de 20%, les autres paramètres restant
constants.

Cette figure traduit l'influence de l'absorption des ma-
tières autres que pigments chlorophylliens sur la mesure
de la turbidité.



courbes de sensibilité à b_p (figure III-2) , le meilleur choix de longueur d'onde pour la détermination de b_p est le suivant

$$\lambda = 550 \text{ nm pour } C \leq 1 \text{ mg/m}^3$$

$$\lambda = 625 \text{ nm pour } C = 10 \text{ mg/m}^3$$

L'influence de a^* sur la mesure de b_p a également été étudiée.

La figure III-3 bis montre qu'une mesure indépendante de b_p par rapport à a^* peut être réalisée au-delà de 550 nm (rapport de sensibilité $< 0,2$) sauf dans les cas de fortes concentrations C et fortes turbidités. Dans ce cas il est nécessaire d'introduire le traitement d'inversion itératif évoqué à la fin de la section III-1-3.

III-3 - Evaluation des termes d'erreur

Cette section reprend de façon schématique les divers termes d'erreur en partie précédemment évoqués, soit :

- calibration absolue,
- calibration relative entre canaux,
- bruit instrumental,
- effet directionnel de la réflectance de l'eau,
- imprécision sur la connaissance de a_c ,
- imprécision sur la connaissance de $a_{M'}$,
- imprécision sur l'extrapolation de $(\rho_a + \rho_f)$,
- imprécision sur l'extrapolation du glitter.

De façon à illustrer de façon concrète, la précision obtenue sur la mesure de concentration en chlorophylle, nous avons fait l'étude de l'influence de ces erreurs sur des algorithmes utilisant deux longueurs d'onde : 440 et 560 nm. Cette étude n'est donc pas exhaustive mais a pour but de fixer concrètement l'ordre de grandeur de l'influence de ces divers termes d'erreur.

III-3-1 - Algorithmes

Nous avons utilisé le modèle de réflectance (Ch+A) avec 3 modèles C, M, T, illustrant des eaux plus ou moins turbides. 3 types d'algorithmes ont été choisis et sont illustrés (figure III-4) en l'absence d'effets parasites dus à l'atmosphère et à la réflexion de surface :

- a) ρ_{560} / ρ_{440} , rapport de réflectances, classiquement utilisé,
- b) $\rho_{440} - \rho_{560}$, différence des réflectances, qui présente l'inconvénient d'être plus sensible au coefficient b_p^* aux fortes valeurs de C,
- c) $\rho_{440} - 0,5 \rho_{560}$, qui corrige en grande partie le défaut précédent.

Aucun de ces algorithmes n'est parfait, et l'influence résiduelle de b^* se fait parfois fortement sentir puisque l'erreur sur la détermination de C ainsi induite est typiquement de 20 à 50 %, et atteint un facteur 2 pour C élevé et l'algorithme $(\rho_{440} - \rho_{560})$. Ils sont certainement imparfaits et perfectibles mais permettent de donner une meilleure illustration des divers problèmes posés par l'inversion des mesures.

Dans ce qui suit l'étude de l'influence des autres facteurs d'erreur a été faite pour une valeur moyenne de $b^* = 0,3$.

III-3-2 - Erreurs liées à la modélisation de la rétrodiffusion de l'eau de mer

Dans cette partie nous admettons, d'une part que les coefficients moyens d'absorption a_c et a^* adoptés dans l'étude (tableau II-2) sont susceptibles d'une certaine variabilité naturelle, d'autre part que nous évaluons l'erreur liée à la nature non strictement diffuse du rayonnement rétrodiffusé par l'eau (voir section II-3-3).

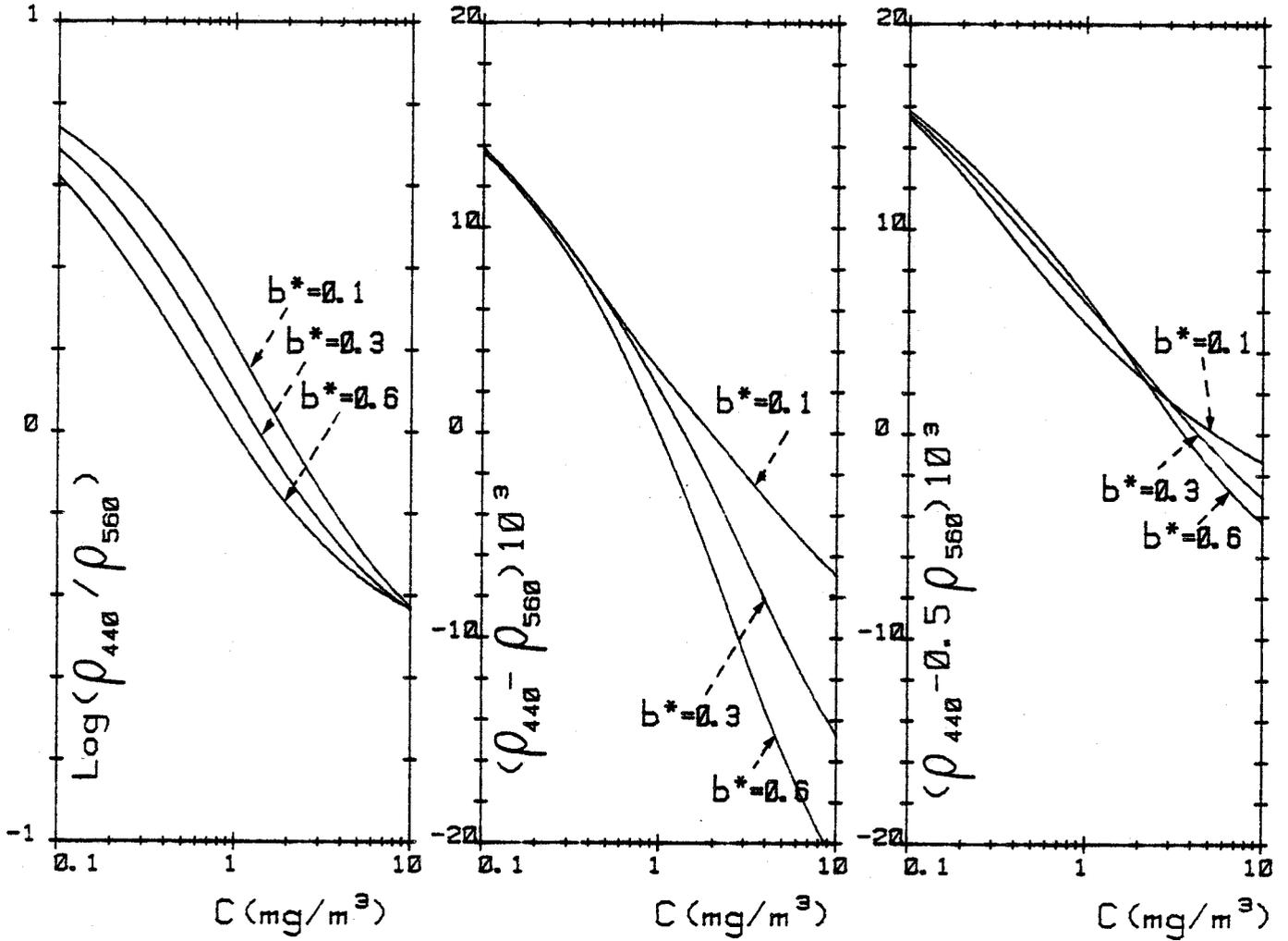


FIGURE III-4 : Algorithmes utilisés pour la détermination de C, pour des eaux peu turbides ($b^* = 0,1$) à très turbides ($b^* = 0,6$).



La figure III-5 donne les résultats des 3 algorithmes précédents quand $a_c^{(\lambda)}$ est multiplié par des facteurs 1,25 - 1,5 et 2 à $\lambda = 440$ nm puis $\lambda = 560$ nm. L'erreur relative sur la détermination de C est sensiblement dans le même rapport, seul l'algorithme ρ_{440}/ρ_{560} donne une erreur relative plus grande aux fortes concentrations en chlorophylle. Ce résultat est logique et inhérent au principe même de la mesure qui porte sur l'absorption par les pigments chlorophylliens et dépend donc de sa relation avec C.

La figure III-6 donne de façon similaire les résultats des 3 algorithmes adoptés quand a^* est multiplié par des facteurs 0,8 - 0,66, et 0,5, à $\lambda = 440$ nm puis $\lambda = 560$ nm et permet d'exprimer la sensibilité à la présence et à la connaissance de l'absorption par les matières inorganiques en suspension. L'effet est généralement faible particulièrement aux faibles concentrations en chlorophylle et l'erreur relative induite sur la détermination de C acceptable. Cependant il faut garder à l'esprit que cette absorption additionnelle, exprimée par $a^{**}(C)$ est donc corrélée à C et ne permet donc pas de représenter correctement la sensibilité à une présence éventuellement importante en substances jaunes non corrélées à C.

La figure III-7 donne la sensibilité au caractère non diffus du rayonnement rétrodiffusé de l'océan. Une augmentation directionnelle de la réflectance de 0,001 - 0,002 - 0,005 et 0,1 (multipliée par b_p/a) a été considérée. Certains algorithmes sont moins sensibles que d'autres, à l'effet directionnel, particulièrement ($\rho_{440} - \rho_{560}$), tandis que des erreurs relatives importantes sont obtenues avec ρ_{440}/ρ_{560} autour de $C = 0,1$ et 10 mg.m^{-3} .

III-3- 3- Erreurs liées aux performances instrumentales de l'instrument

Dans cette section, sont illustrées les erreurs liées à la définition des caractéristiques radiométriques de l'instrument : bruit instrumental et de digitalisation exprimé par NED_p , calibration absolue ΔS_o , calibration interbande $\Delta S(\lambda)$, et taux de polarisation de l'optique P.

La sensibilité au NED_p est donnée en figure III-8 et a été obtenue en ajoutant à l'un puis à l'autre des deux canaux des valeurs NED_p égales à 0,0005 - 0,001 et 0,002. Dans la mesure où les bruits dans les deux canaux s'ajoutent de façon quadratique un $NED_p \approx 0,001$ permet d'obtenir une précision relative de 20 % dans à peu près tous les cas.

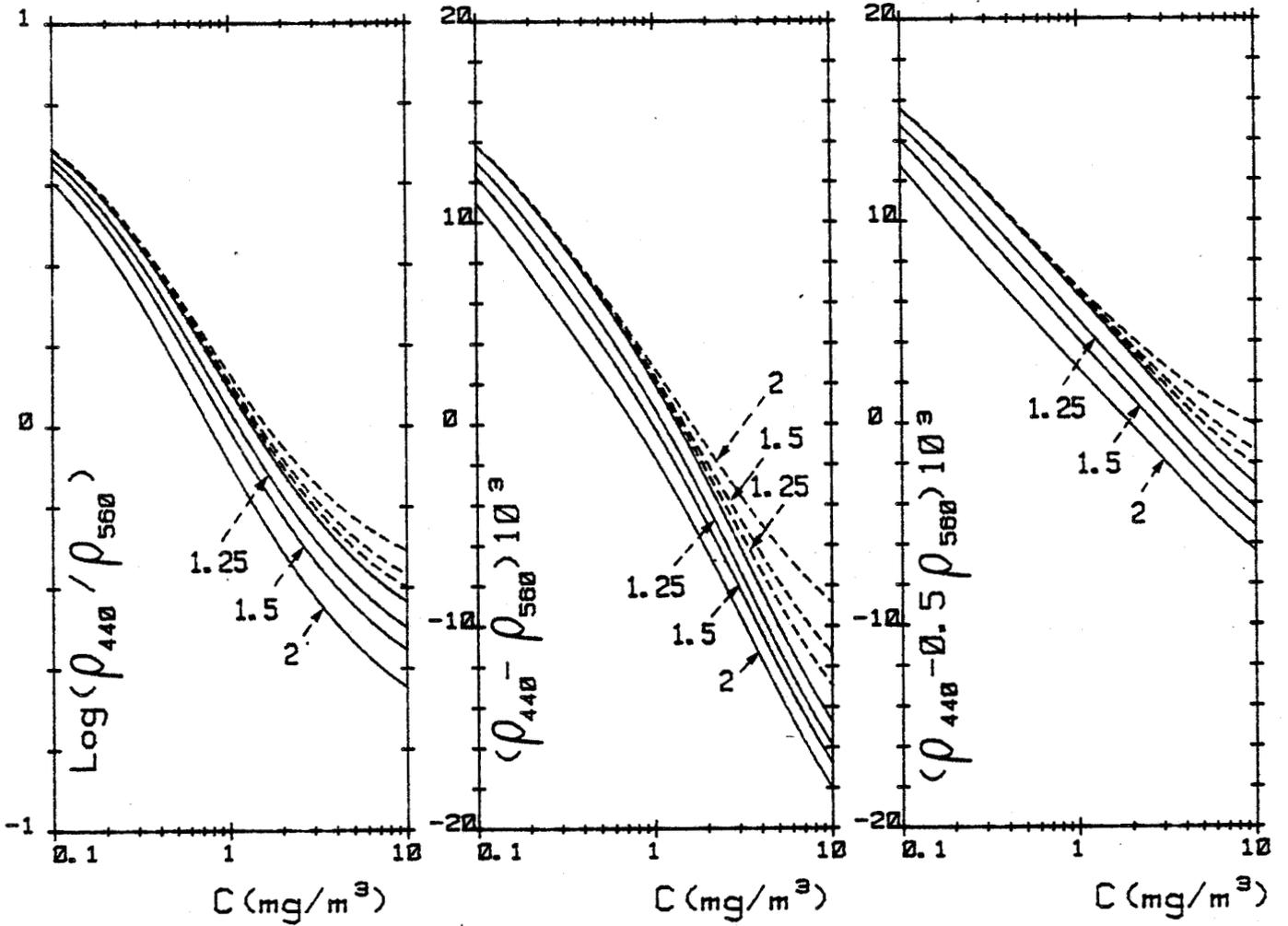
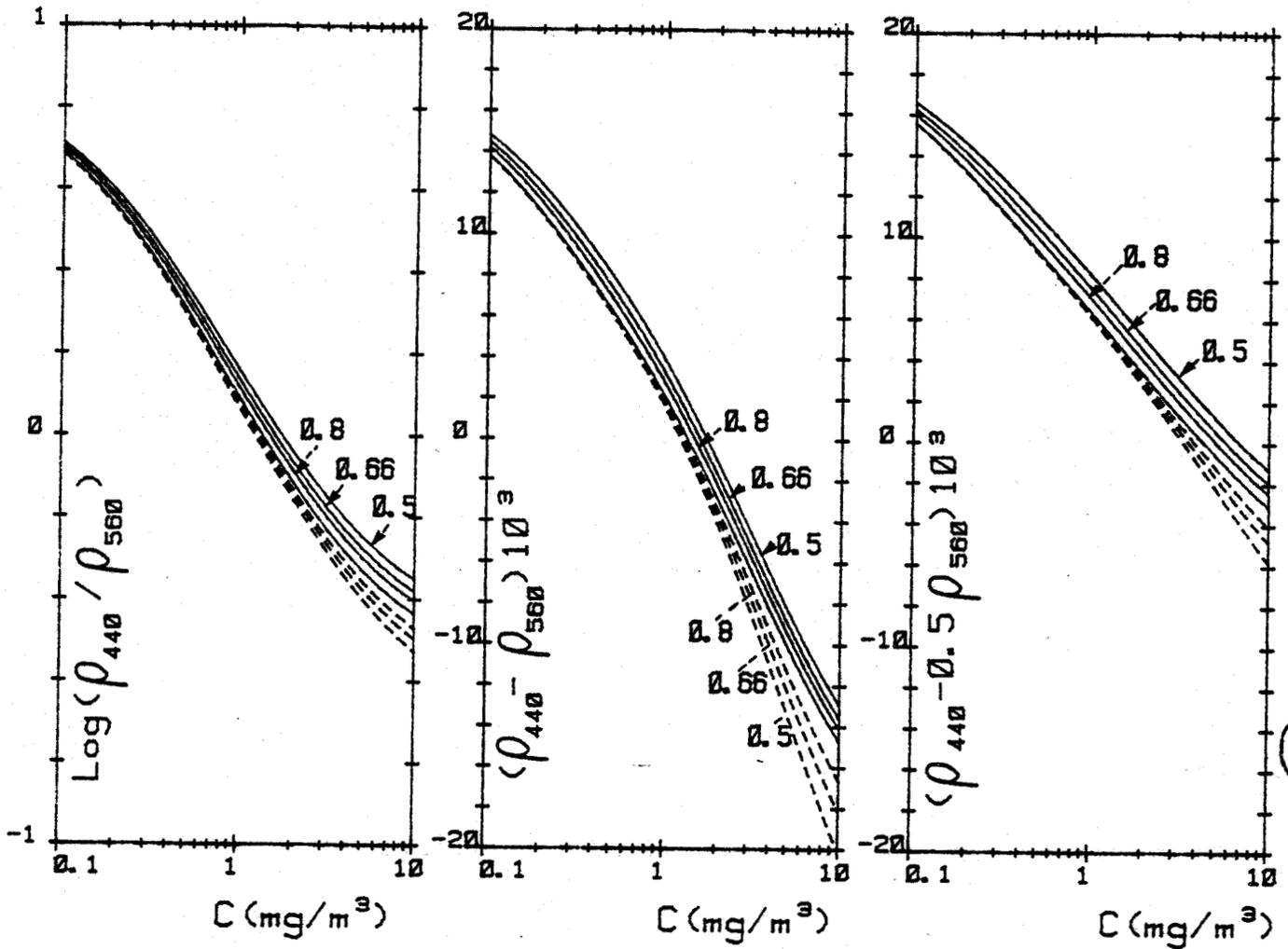


FIGURE III-5 : Sensibilité de la détermination de C à la définition de a_c :
 a_c est multiplié par des facteurs 1,25 - 1,5 et 2, soit
à 440 nm (trait plein), soit à 560 nm (en tiret).





BUS
LILLE

FIGURE III-6 : Sensibilité de la détermination de C à la définition de a^* , absorption par les matières inorganiques : a^* est multiplié par des facteurs 0,8 - 0,66 et 0,5, soit à 440 nm (trait plein, soit à 560 nm (en tiret).

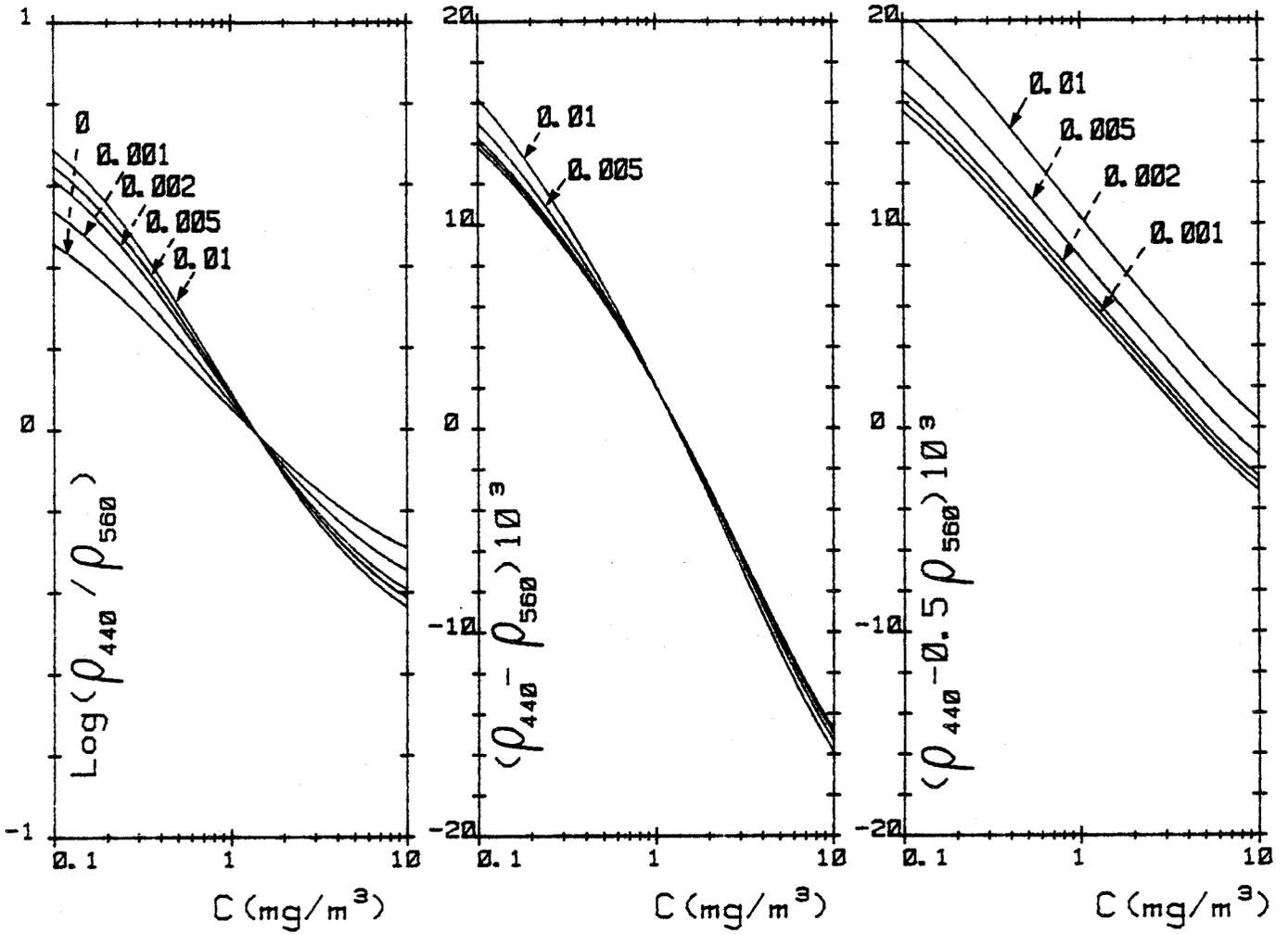


FIGURE III-7 : Sensibilité de la détermination de C au caractère non diffus de la réflectance ρ_w : un effet directionnel égal à 0,001 - 0,002 - 0,005 et 0,01, facteur de ω_0 est ajouté au terme diffus.



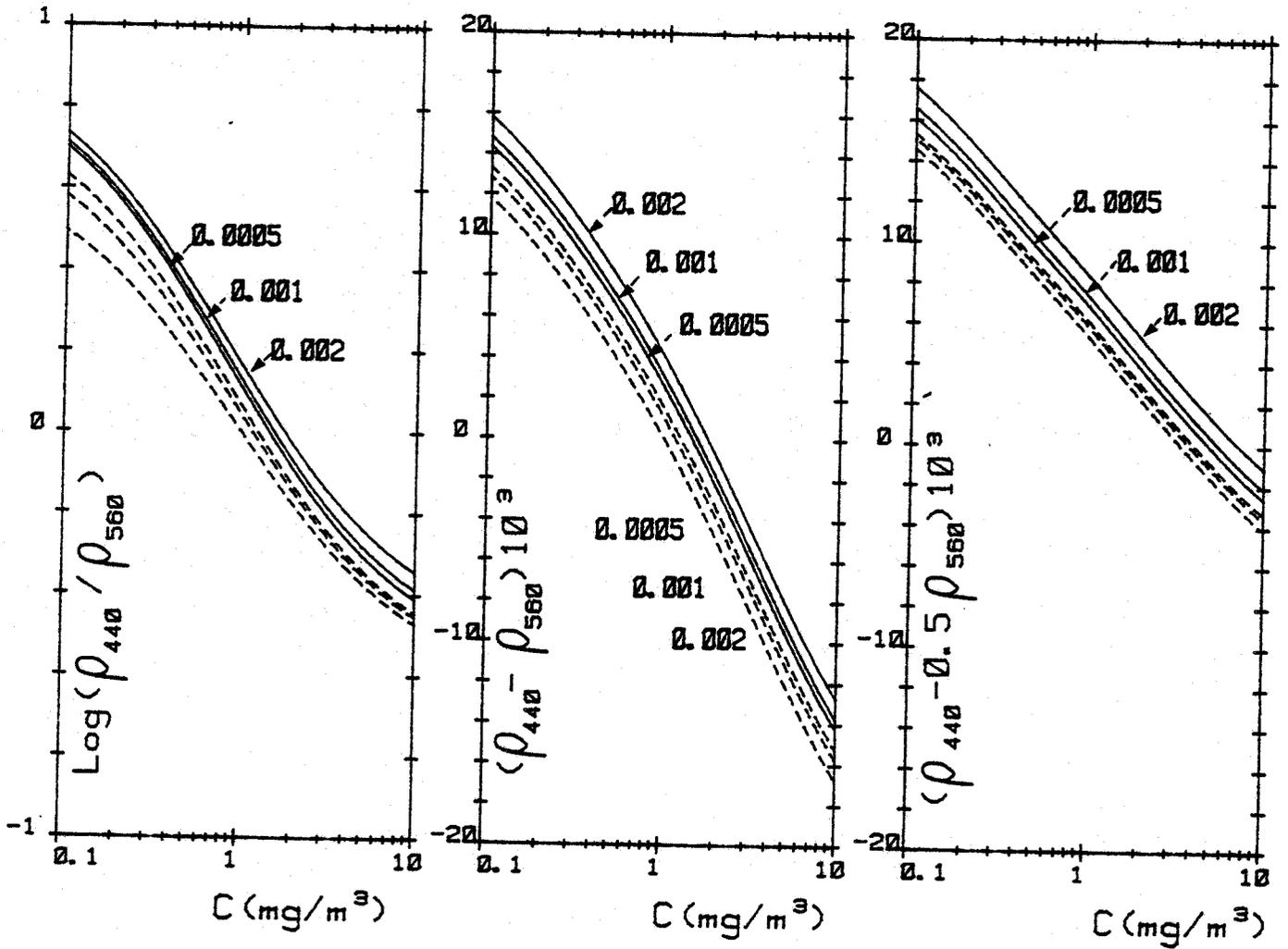


FIGURE III-8 : Sensibilité de la détermination de C, au bruit instrumental exprimé par $\text{NED}_p = 0,0005 - 0,001$ et $0,002$, à 440 nm (trait plein) ou à 560 nm (en tiret).



La sensibilité à l'erreur sur la calibration absolue ΔS_0 de l'instrument par rapport à la constante solaire est donnée en figure III-9 et a été obtenue en ne considérant que la simple nécessité de soustraire au signal mesuré par le satellite, la réflectance atmosphérique ρ_a^R calculée de façon théorique pour la diffusion moléculaire. L'erreur sur $\rho_w(\lambda)$ est donnée

$$\varepsilon(\lambda) = \Delta S_0 \rho_a^R(\lambda) \quad (\text{III-20})$$

et a été ajoutée aux $\rho_w(\lambda)$ dans les deux canaux, pour $\Delta S_0 = 0,02 - 0,05$ et $0,1$. On peut constater que les erreurs entraînées sur C sont importantes. Dans le meilleur des cas, en utilisant l'algorithme ($\rho_{440} - \rho_{560}$), une précision $\Delta S_0 = 0,05$ est nécessaire pour déterminer C avec une erreur relative de l'ordre de 50 % et $\Delta S_0 = 0,02$ pour déterminer C à 20 %.

L'erreur entraînée par une incertitude $\Delta S(\lambda)$ sur la calibration interbande a été évaluée en tenant compte de la nécessité de soustraire au signal mesuré $\rho(\lambda)$, un terme $\rho(\lambda_0) (\lambda/\lambda_0)^{-n}$ représentant l'addition des effets de réflectance atmosphérique par les aérosols ρ_a^P , et de réflexion de surface. L'erreur induite sur la mesure de $\rho_w(\lambda)$ est alors

$$\varepsilon(\lambda) = \rho(\lambda_0) (\lambda/\lambda_0)^{-n} \Delta S(\lambda) \quad (\text{III-21})$$

La figure III-10 donne le résultat pour un $\rho(\lambda_0)$ égal à $0,05$, $n = 1$, et $\Delta S(\lambda) = 0,01 - 0,02$ et $0,05$ pour chacun des canaux à 440 et 560 nm. Les résultats obtenus sont sensiblement les mêmes en ce qui concerne les 3 types d'algorithmes : une précision de calibration interbande $\Delta S(\lambda)$ égale à $0,02$ donne une erreur relative de l'ordre de 40 % sur C, $\Delta S(\lambda)$ égale à $0,01$ une erreur relative de 20 % sur C.

L'influence de la polarisation P du système optique du capteur est particulièrement sensible sur le terme ρ_a^R , réflectance atmosphérique pour la diffusion moléculaire, qui est susceptible d'être polarisé à près de 100 % lorsque l'angle α entre les directions d'observation et d'incidence solaire est proche de 90° . Pour des conditions moyennes d'observation ($\theta_0 = 0^\circ$; $\theta = 0$) le taux de polarisation de ρ_a^R descend à 50 % et dans ce cas l'erreur introduite par la polarisation P du système optique

$$\varepsilon(\lambda) = 0,5 \rho_a^R \times P \quad (\text{III-22})$$

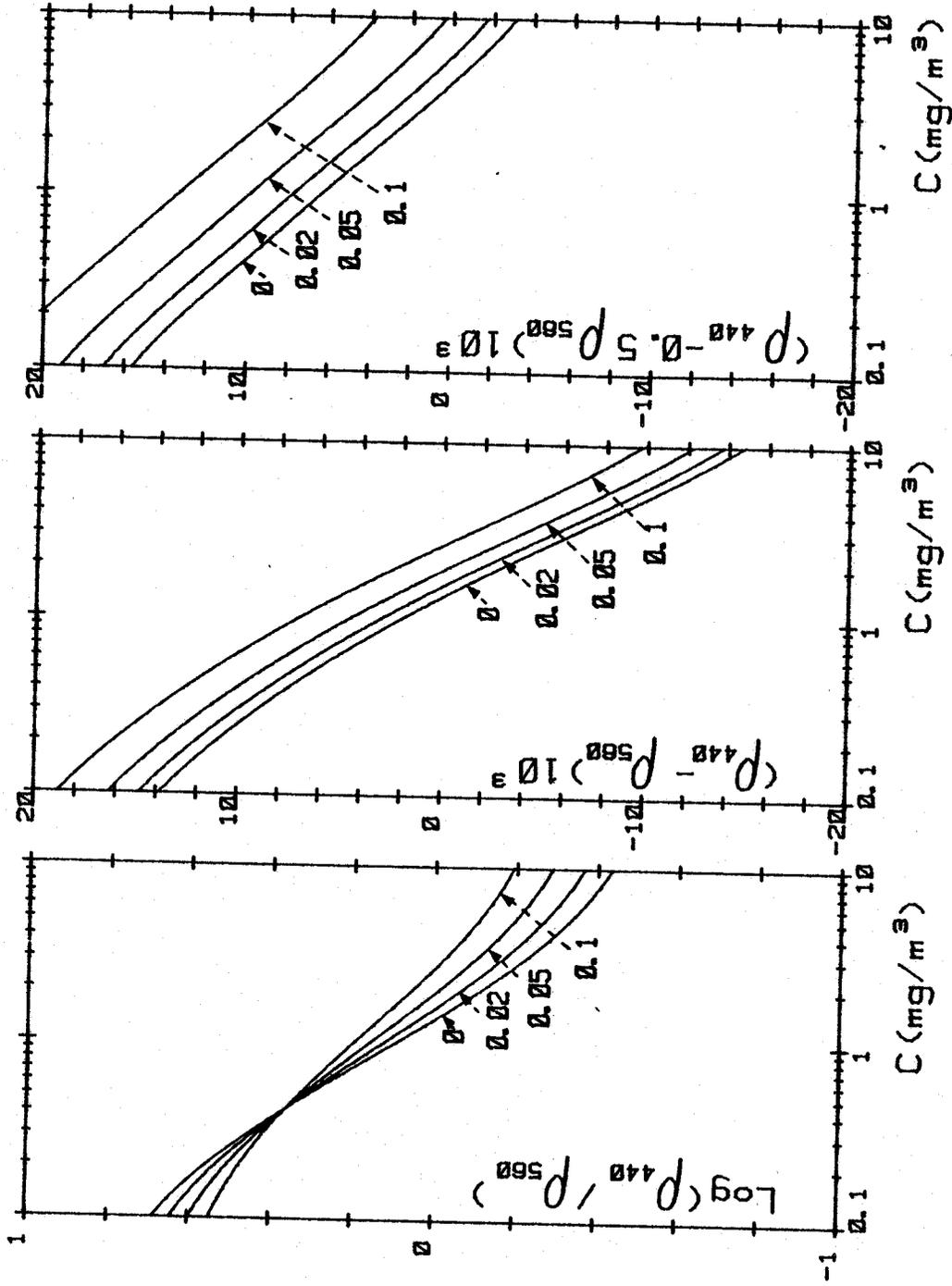


FIGURE III-9 : Sensibilité de la détermination de C, à la calibration absolue ΔS_0 (0,02 - 0,05 et 0,1).



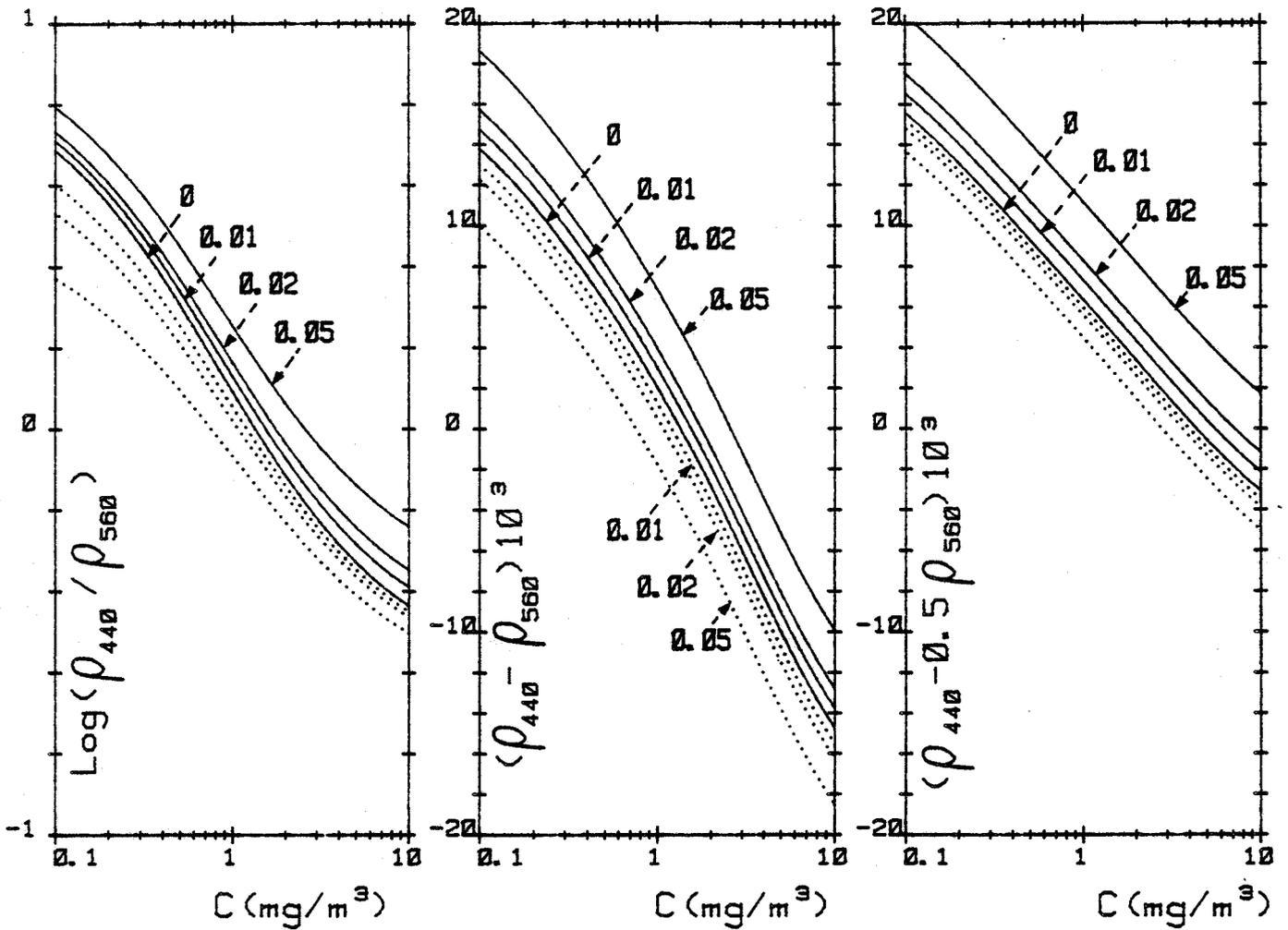


FIGURE III-10 : Sensibilité de la détermination de C à la calibration interbande $\Delta S(\lambda)$ (0,01 - 0,02 et 0,05), dans le canal à 440 nm (trait plein) et dans le canal à 560 nm (pointillé), pour $\rho(\lambda_0) = 0,05$.



Cette erreur entraîne les mêmes effets que celle liée à la calibration absolue et on pourra se reporter aux résultats précédents (figure III-9) avec $P = 2 \Delta S_0$.

III-3-4 - Erreurs liées à la correction des effets atmosphériques et de réflexion de surface

Ces erreurs portent sur :

- l'évaluation des termes de transmission atmosphérique pour l'ozone, T_{O_3} , la diffusion moléculaire, $T^R(\mu_0) T^R(\mu)$, et la diffusion par les aérosols,
- l'extrapolation de $\rho(\lambda_0)$ aux autres longueurs d'onde,
- la réflectance de l'environnement.

III-3-4-1 - Termes de transmission atmosphérique

La transmission de l'ozone peut être calculée à partir d'une estimation statistique du contenu en ozone avec une précision de 0,5 % L'erreur résiduelle est alors assimilable à une erreur de calibration interbande et on pourra se reporter aux résultats précédents avec $\Delta S(\lambda) = \Delta T_{O_3}$ (figure III-10). Le terme de transmission diffuse moléculaire $T^R(\mu_0) T^R(\mu)$ peut être calculé avec une précision parfaite.

L'évaluation du terme de transmission diffuse pour les aérosols, $T^P(\mu_0) T^P(\mu)$, demande de connaître $(1-\beta^P) \tau^P$, et en pratique τ^P , si l'on suppose β^P connu pour un type d'aérosol moyen. τ^P peut être estimé d'après $\rho(\lambda_0) \approx \rho_a^P(\lambda_0) \approx \tau^P$, mais avec une grande marge d'erreur. On a adopté, pour l'erreur sur la détermination de τ^P , une valeur $\Delta \tau^P = 0,1$. L'erreur ainsi entraînée sur la détermination de C est alors négligeable pour l'algorithme ρ_{440}/ρ_{560} tandis qu'elle est de l'ordre de 10 % pour les deux autres algorithmes (pour $\mu_0=0,5$; $\mu=1$; $\beta^P=5/6$).

III-3-4-2 - Extrapolation de $\rho(\lambda_0)$

A partir de deux canaux placés dans le proche infrarouge aux longueurs d'onde λ_0 et λ' on peut extrapoler un terme correctif à la fois de la réflectance atmosphérique des aérosols ρ_a^P et des effets de réflexion de surface (voir section III-1-2).

$$\rho_w(\lambda) = \rho''(\lambda) - \rho(\lambda_0) \left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)^{-n'} \quad (\text{III-23})$$

La plus grande partie des erreurs en employant cette formule vient de l'estimation de n' .

III-3-4-2-1 - Détermination de n'

$\rho(\lambda_0)$ est une combinaison d'effets de surface spectralement invariant, et d'effets atmosphériques variant comme $\tau^P \sim \lambda^{-n}$ avec $n \approx 1$. Pour cette raison la détermination de n' étant faite dans un domaine de longueur d'onde ($\lambda_0, \lambda'_0 > 700$ nm), et l'extrapolation dans un autre domaine ($\lambda < 700$ nm), n'est pas a priori déterminée avec une certaine incertitude inférieure à 0,1.

III-3-4-2-2 - Détermination de n

L'exposant d'Angström pour les aérosols, $n(\lambda)$, est lui même fonction de l'intervalle spectral utilisé et sa détermination dans le domaine spectral (λ_0, λ'_0) pour l'extrapoler jusqu'à λ , entraîne également une certaine incertitude sur n .

Les tableaux III-1 et III-2 donnent l'exposant moyen $n(\lambda_i, \lambda_j)$, représentant la dépendance en longueur d'onde sur divers intervalles de longueur d'onde (λ_i, λ_j), pour τ^P et $\tau^P.p^p(120^\circ)$ obtenus à partir des cinq modèles d'aérosols. Pour l'échantillon des cinq modèles choisis on obtient une valeur moyenne de n qui est voisine de 1, avec un écart quadratique autour de n qui est de l'ordre de 0,6, soit sensiblement plus que la valeur de 0,3 couramment admise pour l'écart quadratique observé pour n . La variabilité de l'échantillon de modèles est donc sensiblement supérieure à la variabilité naturelle.

Soit λ , la longueur d'onde à corriger, λ_0 , la longueur d'onde à partir de laquelle on extrapole, λ'_0 , la seconde longueur d'onde au moyen de laquelle on détermine n . La condition $\rho_w = 0$ donne pour λ'_0

$$\lambda_0 = 650, 750 \text{ ou } 850 \text{ nm}$$

$$\lambda'_0 = 750, 850 \text{ ou } 1050 \text{ nm}$$

Pour $\lambda = 450$ nm et les divers cas possibles précédents on a recherché la précision de la corrélation existant entre $n(\lambda, \lambda_0)$ et $n(\lambda_0, \lambda'_0)$, exprimée par un écart quadratique après ajustement tenant compte d'un écart systématique $\overline{\Delta n}(\lambda, \lambda_0, \lambda'_0) = \Sigma n(\lambda, \lambda_0) - \Sigma n(\lambda_0, \lambda'_0)$.

	650-750	650-850	450et650	750-850	750-1050	450-750
Modèle C m=1,33 m=1,50	0,987 0,966	0,991 0,990	0,946 0,899	0,996 1,018	1,002 0,986	0,958 0,918
Modèle D m=1,33	0,357	0,409	0,125	0,468	0,546	0,190
Haze M m=1,33	0,106	0,150	-0,010	0,200	0,285	0,022
Haze M m=1,33	0,827	1,948	1,470	2,087	2,236	1,570
$\bar{n} = \frac{1}{N} \sum n_i$	0,85	0,90	0,69	0,95	1,01	0,73
$\sigma_n = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (n_i - \bar{n})^2}$	0,60	0,62	0,55	0,65	0,67	0,56
$\overline{\Delta n} = \frac{1}{N} \sum (n_i(\lambda_1) - n_i(\lambda_2))$	0,16	0,21		0,22	0,28	
$\sigma_{\Delta n} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (\Delta n_i - \overline{\Delta n})^2}$	0,12	0,16		0,17	0,23	

TABLEAU III-1 : Précision de la détermination de n, pour l'épaisseur optique en aérosols $\tau_p \sim \lambda^{-n}$, lors de l'extrapolation aux courtes longueurs d'onde (450 nm).



	650-750	650-850	450-650	750-850	750-1050	450-750
Modèle 1	0,728	0,786	0,561	0,852	0,870	0,608
Modèle 1 bis	0,751	0,809	0,536	0,874	0,862	0,596
Modèle 2	0,262	0,308	0,270	0,361	0,428	0,268
Modèle 3	0,192	0,243	-0,010	0,301	0,399	0,047
Modèle 4	0,738	0,765	0,928	0,797	0,693	0,875
$\bar{n} = \frac{1}{N} \sum n_i$	0,53	0,58	0,46	0,64	0,65	0,48
$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (n_i - \bar{n})^2}$	0,25	0,25	0,31	0,25	0,20	0,29
$\Delta n = \frac{1}{N} \sum n_i(\lambda_1) - n_i(\lambda_2)$	0,16	0,19		0,19	0,24	
$\sigma_{\Delta n} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (\Delta n_i - \overline{\Delta n})^2}$	0,08	0,08		0,09	0,07	

TABLEAU III-2 : Précision de la détermination de n, pour $r_p^p(120^\circ) \sim \lambda^{-n}$, lors de l'extrapolation aux courtes longueurs d'onde (450 nm).

3115
1112

L'écart quadratique résiduel sur n estimé est alors :

0,14	lorsque l'on extrapole τ^P à partir de 650 mm,
0,20	" " " " τ^P " " 750 mm,
0,08	" " " $\tau^P \cdot P^P(120)$ " 650 mm,
0,08	" " " $\tau^P \cdot P^P(120)$ " 750 mm.

Dans la mesure où $\tau^P \cdot P^P(120)$ donne l'ordre de grandeur de ρ_a^P , et où la variabilité des modèles d'aérosols est surestimée, on peut en conclure que la correction par extrapolation peut être effectuée avec une précision sur l'exposant n meilleure que 0,1 et probablement proche de 0,05.

L'erreur faite lors de l'extrapolation de ρ_a^P est de l'ordre de :

$$\rho_a^P \cdot \varepsilon(n) \cdot \frac{\lambda - \lambda_0}{\lambda} \quad (\text{III-24})$$

Cette erreur a été portée dans le tableau III-3 pour $\rho_a^P = 0,02$ ($V = 23$ km) et $\rho_a^P = 0,05$ ($V : 5$ km), et pour $\varepsilon(n) = 0,1$.

La figure III-11 donne l'erreur résultante sur la détermination de G au moyen des algorithmes précédents, pour $\varepsilon(n) = 0,1$, et $\rho(\lambda_0) = 0,02, 0,05$ et $0,1$

III-3-4-2-3 - Extrapolation de ρ_g

La réflexion spéculaire ρ_g (ou glitter) sur la surface est atténuée par un facteur de transmission direct :

$$\rho_g e^{-\tau(1/\mu + 1/\mu_0)}$$

après correction du facteur de transmission diffuse, la valeur à extrapoler est :

$$\rho_g e^{-\frac{\tau^R}{2} \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right)} e^{-\tau^R \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right)} \quad (\text{III-25})$$

Il apparaît un terme qui présente la même dépendance λ^{-4} que τ^R en fonction de la longueur d'onde. Pour $\lambda > 650$ mm, $\tau^R = 0$ et le terme $\varepsilon(\rho_g) = \rho_g \frac{\tau^R}{2} \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right) e^{-\tau^R \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right)}$ est négligé par la procédure de correction précédente. Le tableau III-3 donne $\varepsilon(\rho_g)$ pour $\mu = 1$; $\mu_0 = 0,5$; $\lambda = 450$ et 550 mm ; et deux épaisseurs optiques en aérosols correspondant à une bonne visibilité ($V = 23$ km) et à une visibilité faible ($V = 5$ km) ; et pour une valeur moyenne de $\rho_g = 0,05$. L'erreur est maximale à 450 nm et pour les faibles épaisseurs optiques en aérosols.



	$\lambda = 450\text{nm}$ $V = 23 \text{ km}$	$\lambda = 550 \text{ nm}$ $V = 23 \text{ km}$	$\lambda = 450 \text{ nm}$ $V = 5 \text{ km}$	$\lambda = 550 \text{ nm}$ $V = 5 \text{ km}$
extrapolation de ρ_a^p à partir de 650 nm	$0,6 \cdot 10^{-3}$	$0,3 \cdot 10^{-3}$	1,5	0,75
" " " 750 nm	0,8	0,4	2	1
glitter :	3,5	2,8	0,5	0,5
total	$\approx 3 \cdot 10^{-3}$		$\approx 1,5 \cdot 10^{-3}$	

TABLEAU III-3 : Erreur sur la détermination de ρ_w pour l'extrapolation de la réflectance atmosphérique des aérosols ρ_a^p , et de la réflectance du glitter ($\rho_g = 0,05$).

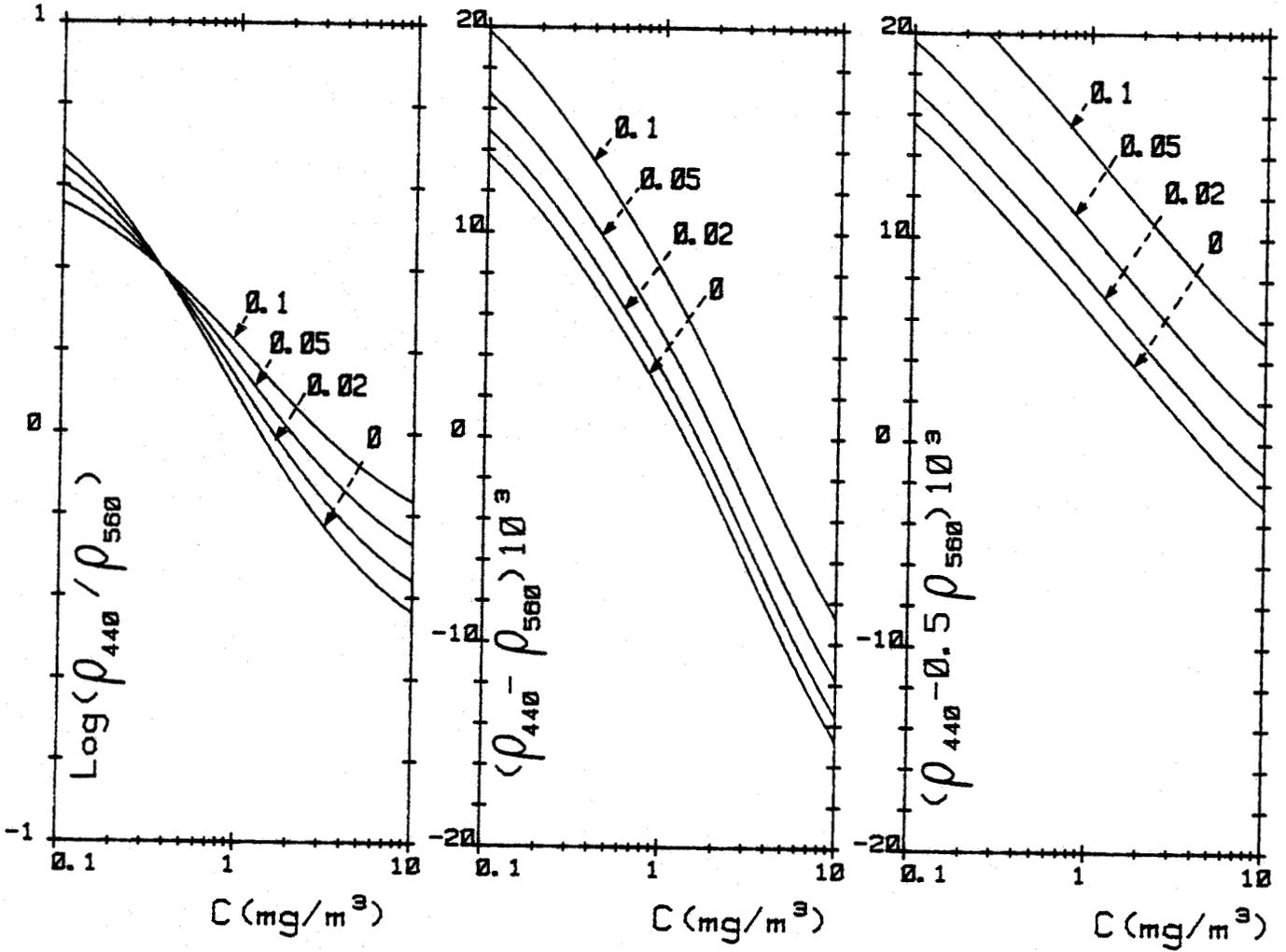


FIGURE III-11 : Sensibilité de la détermination de C , à la correction des effets variables en $\rho(\lambda_0) (\lambda/\lambda_0)^{-n}$, pour $\epsilon(n)=0,1$ et $\rho(\lambda_0)=0,02 - 0,05$ et $0,1$.



L'erreur résultante sur la détermination de C au moyen des algorithmes précédents peut être obtenue à l'aide de la figure III-9 en faisant

$$\rho_a^R \Delta S_o \cong \rho_g \frac{\tau^R}{2} \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_o} \right) \quad (\text{III-26})$$

soit pour ($\mu=1$, $\mu_o=0,5$) $\rho_g \cong \Delta S_o/3$.

III-4 - Discussion

On voit que les diverses sources d'erreurs instrumentales ou physiques, entraînent des incertitudes assez grandes sur la détermination de la concentration en chlorophylle C, souhaitée à ± 20 %. Il convient donc de faire le point sur cet objectif et, en pratique de distinguer les qualités suivantes.

(i) - Sensibilité

- la capacité de l'instrument à discriminer à un instant donné, deux cibles voisines dont la concentration diffère de 20 % : de ce point de vue, seule la résolution radiométrique du capteur intervient.

(ii) - Fidélité

- la capacité de l'instrument à déterminer quantitativement les concentrations avec une fidélité de 20 %, ce qui suppose que les effets variables dus à l'atmosphère et à la surface de la mer soient éliminés avec une efficacité conséquente.

(iii) - Précision absolue

- la capacité de l'instrument à déterminer quantitativement et de façon absolue à 20 % une concentration en chlorophylle, ce qui suppose que les calibrations instrumentales soient suffisamment précises.

Ce dernier objectif nous semble particulièrement ambitieux et difficile à réaliser du point de vue de la calibration instrumentale. Il est en particulier à discuter parallèlement à la précision avec laquelle on peut supposer connue l'absorption par les pigments chlorophylliens.

Chacune de ces qualités instrumentales, sensibilité, fidélité, précision absolue peut être discutée indépendamment. Une bonne sensibilité fournira de bonnes images mettant en évidence qualitativement de faibles variations des concentrations. Une bonne fidélité dans le temps et dans l'espace permettra de comparer les bilans respectifs de deux zones géographiques, ou d'une zone à deux instants, et d'étendre largement des mesures in-situ ponctuelles assurant une calibration absolue des mesures : par contre les problèmes de sensibilité peuvent sans doute être ignorés dans ce cas.

Par ailleurs certaines causes d'erreur sont de même type ; il en est ainsi de l'erreur due à la calibration absolue et de celle due au glitter :

$$\Delta S_0 / 3 = \rho_g$$

ce qui entraîne que ρ_g soit connu ou tenu inférieur à une valeur compatible avec celle obtenue pour ΔS_0 . Les erreurs de calibration absolue ΔS_0 et relative $\Delta S(\lambda)$ doivent également être compatibles, soit $\Delta S(\lambda) = 1/2 \Delta S_0$. Il en est de même pour les erreurs liées à la détermination de n' et au glitter ρ_g .

CHAPITRE IV

TESTS EXPERIMENTAUX

IV - TESTS EXPERIMENTAUX

IV-1 - Introduction

En océanographie, et, de façon plus critique encore, dans le domaine de l'analyse de la couleur de l'océan, le programme expérimental de validation du modèle théorique pose de nombreux problèmes pratiques. L'océan, milieu d'accès difficile, est défavorable à l'accomplissement des délicates mesures habituellement faites en laboratoire. En plus, toutes ces mesures sont affaires de spécialistes de disciplines différentes. Dans certain cas les méthodes de mesure ne sont pas même définies universellement. La mesure de chlorophylle est la première qui soulève des questions : les méthodes de filtration, d'extraction ou d'analyse (spectrophotométrie ou fluorimétrie) sont différentes suivant les écoles. Dans le meilleur des cas on ne peut guère atteindre une précision meilleure qu'une détermination à un facteur deux près. Les mesures d'optique marine sont mieux définies, mais la méthodologie de la mesure des coefficients d'absorption (a) et de diffusion (b) pose encore des problèmes. La réalisation de ces mesures est réservée à quelques rares instituts spécialisés. C'est le même cas si on essaye de déterminer la granulométrie des particules. Le problème ne concerne pas seulement l'accès à un instrument mais plutôt l'apprentissage de la technique de mesure sur le terrain. Les mesures atmosphériques qui sont nécessaires aux corrections des données satellite n'échappent pas non plus à cette règle. La mesure du trouble atmosphérique n'est pas couramment pratiquée. Nous avons découvert ce type de mesure, et suivant l'expérience acquise il nous paraît clair que de nombreuses mesures d'exposant d'Angström (n) données dans la littérature sont douteuses (voir publication 8). Enfin les instruments de télédétection eux-mêmes se heurtent à de sérieux problèmes de calibration radiométrique rarement maîtrisés.

En tenant compte de ces difficultés, nous avons réalisé depuis 1975 différentes expériences dont ce chapitre fait le bilan. Ces expériences doivent leur réalité à la collaboration de plusieurs instituts, principalement la Station de Biologie Maritime de Wimereux et le Laboratoire de Géographie de l'Ecole Normale Supérieure (Montrouge). Nous faisons d'abord une synthèse de nos mesures de réflectances au niveau de l'eau, où à basse altitude, en fonction des densités de seston (S) ou de concentration en chlorophylle (C). Nous étudions ensuite un exemple de correction atmosphé-

rique de données satellitaires C.Z.C.S.. Amenés à évoquer constamment les problèmes de calibration radiométrique, nous faisons précéder ces deux parties d'une section spécialement consacrée à ce sujet.

IV-2 - Problèmes associés à la calibration radiométrique

Au cours de la première époque d'exploitation des images de télédétection, la calibration radiométrique ne figurait pas parmi les préoccupations des utilisateurs. L'approche empirique, grâce aux programmes de classification, permettait d'ignorer complètement la question. Mais au fur et à mesure que se développent des études raffinées d'évolution temporelle et de correction atmosphérique, la nature fondamentale de la calibration radiométrique se trouve mise en évidence. Comment concilier en effet les précisions souvent inférieures à 1 % exigées par les modèles d'interprétation théorique aux incertitudes de 5 %, et souvent plus, affectant la calibration des actuels radiomètres à balayage ? Pour cette raison, l'analyse des données de Landsat reste limitée. Pour la même raison, la plupart des expériences aéroportées avec radiomètre à balayage ont donné des résultats inférieurs à ceux espérés. La question est ardue et pose des problèmes technologiques qui nécessiteraient des programmes d'études spécifiques.

IV-2-1 - Principe de la calibration absolue

La calibration d'un radiomètre consiste à comparer le signal électrique de sortie au flux énergétique pénétrant à travers la pupille d'entrée. Se pose donc le problème de connaître la valeur du flux capté au cours de cette opération (lampe ou soleil), et de s'interroger sur la précision avec laquelle cette évaluation a pu être faite.

On s'aperçoit alors que, quel que soit le degré de perfection des instruments d'étalonnage secondaire, la calibration absolue du flux énergétique est d'une précision limitée, car basée sur la conversion du flux radiatif en un flux de chaleur. Le traditionnel calcul d'erreurs de toute mesure calorimétrique doit entrer en compte, ce qui fait intervenir

- (1) le coefficient d'absorption de la surface noire réceptrice ;
- (2) la capacité calorifique du matériel utilisé ;
- (3) les pertes par conduction parasite, convection ou radiation du dispositif de mesure.

La mesure du rayonnement solaire, appelée pyrhéliométrie, est le meilleur exemple pour caractériser la précision de ce type de mesure. Les spécialistes espèrent atteindre dans le meilleur des cas une précision de 0,5 %. La précision tombe à 2 ou 3 % si l'on utilise des instruments d'étalonnage secondaire, eux-mêmes calibrés par rapport à un instrument absolu (voir détail dans PERRIN de BRICHAMBAUT⁽⁷⁶⁾, 1968). La mesure du rayonnement solaire hors de l'atmosphère pose des problèmes particuliers : découpage en intervalles spectraux étroits de manière à pouvoir extrapoler convenablement les mesures effectuées au sol, utilisation de radiomètre d'étalonnage secondaire dans le cas de mesures à partir de fusée ou satellite. Actuellement, les expérimentateurs évaluent la précision de leurs mesures spectrales de 2 à 5 %. Mais dans la région de 500 à 700 nm on note des écarts de 10 % parmi les plus récentes déterminations (PIERCE et ALLEN⁽⁷⁷⁾, 1977), voir figure IV-1.

IV-2-2 - Méthode indirecte : lampe d'étalonnage

Disposer d'une source de flux énergétique stable pose différents problèmes : stabilité de l'alimentation électrique et stabilité de l'efficacité du filament. Ce dernier point est le plus grave et limite la durée de vie d'une lampe d'étalonnage à quelques dizaines d'heures.

La calibration de la lampe est réalisée à nouveau par une technique calorimétrique. La valeur de l'émission globale, et celle de la longueur d'onde du maximum d'émission, repérée au spectromètre, permet de disposer d'une bonne précision sur les valeurs spectrales (lois des corps noir). Par référence à une lampe calibrée, on peut ensuite réaliser des lampes d'étalonnage secondaire, dont on peut chiffrer la précision entre 1 et 3 %. Ce travail qui exige des contrôles répétés ne peut être effectué que par des offices spécialisés, tel que le National Bureau of Standards aux Etats Unis.

La réalisation d'une telle lampe est rendue encore plus compliquée lorsqu'il faut calibrer un radiomètre satellitaire dont la pupille d'entrée a un diamètre d'une vingtaine de centimètres ; il faut alors disposer d'une source isotrope et homogène de cette dimension. C'est un tel dispositif qu'à construit la NASA au centre Goddard pour calibrer Landsat, C.Z.C.S. et différents "Ocean Color Scanner" : un ensemble de 12 lampes

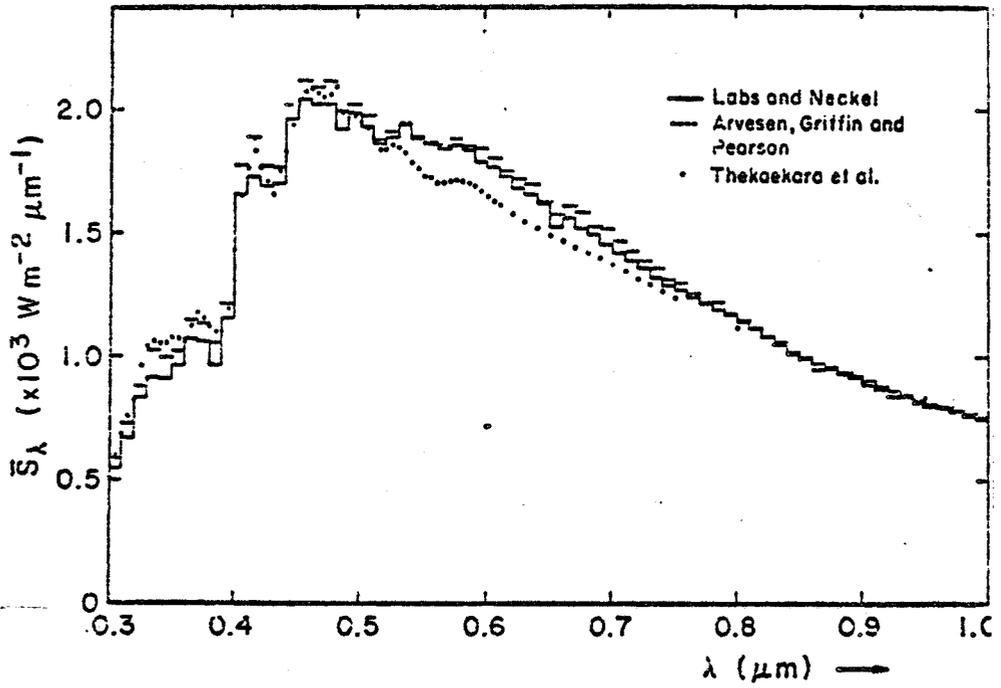


Figure IV-1 - Densité spectrale de l'éclairement solaire moyen hors de l'atmosphère d'après PIERCE et ALLEN⁽⁷⁷⁾ 1977.



(Quartz - Iode) éclairant une sphère intégrante de 2 mètres de diamètre. L'étalonnage est lui-même effectué par rapport à une lampe secondaire. On peut espérer disposer de cette manière d'une précision de 5 % à 10 % suivant la qualité des contrôles apportés à chacune des opérations.

IV-2-3 - Exemples de Landsat et de C.Z.C.S./ Nimbus 7

1 - Landsat

Landsat dispose de 6 détecteurs par canal, soit 6 x 4 détecteurs. Le nombre de six détecteurs est nécessaire pour donner la très bonne résolution spatiale de 70 mètres, compte-tenu de la fréquence de balayage et de la vitesse de défilement du satellite. Les six détecteurs ont des sensibilités légèrement différentes. Dans ces conditions il est préférable de travailler avec des moyennes de 6 lignes, de façon à ne chercher qu'un seul coefficient de calibration par canal.

Le signal analogique "video" est numérisé à bord du satellite en mots de 6 bits, soit codé entre 0 et 63, dans un mode "compressé" qui favorise la définition des bas niveaux. A la station de réception, les données sont décompressées entre 0 et 127 (système américain) ou entre 0 et 255 (système européen Telespazio), de manière à restituer un régime linéaire entre le compte numérique et le flux énergétique original.

La conversion du signal en flux énergétique est alors possible, étant donné que l'on dispose de l'équivalence des niveaux 0 et C_{maximum} établie à l'aide des étalonnages à la lampe effectués avant le lancement.

Il existe aussi des moyens de calibration à bord du satellite. A la fin de chaque balayage, le détecteur vise une lampe et ce signal de calibration est également enregistré. On peut cependant s'interroger sur l'utilité de ce système, car contrairement au corps noir des "scanners" infrarouges dont la température est repérée par télémétrie, il n'existe aucun moyen de contrôler l'efficacité d'émission de la lampe. Une dérive du signal de calibration peut aussi bien être attribuée au détecteur qu'à la lampe. A l'exception de mettre en évidence des variations relatives de sensibilité entre détecteurs il ne semble pas que le signal de calibration interne ait jamais été utilement exploité. Toutes les tentatives d'exploiter les données calibrées l'ont été en utilisant l'étalonnage avant lancement.

Finalement, si on fait un calcul d'erreur on obtient un chiffre élevé : incertitude sur la calibration avant lancement, dérive des détecteurs et des systèmes d'amplification connexes, dérive des conversions analogique - numérique" et diverses numériques. Au minimum 10 %.

2 - C.Z.C.S./Nimbus 7

Le fonctionnement du Coastal Zone Color Scanner (C.Z.C.S.) est sensiblement identique au radiomètre à balayage de Landsat, sauf que le signal est directement codé en régime linéaire sur 255 niveaux. Ils existent d'autrepart plusieurs valeurs de gain et de zéro de numérisation. Les opérations de calibration "avant lancement" ont été mieux étudiées que celles de Landsat, de telle manière que l'on peut espérer une précision de 5 %. Comme sur Landsat il existe un système de calibration interne, qui a permis de ne déceler aucune variation supérieure à 1 % au cours des 6 premiers mois de fonctionnement. Cependant la NASA donne maintenant 2 ensembles de coefficients de calibration, le second étant ajusté au moyen du système de calibration interne. Des écarts significatifs (5 %) existent entre les deux ensembles de coefficients.

IV-2-4 - Calibration directe en réflectance

La faible précision des méthodes de calibration absolue n'est assurément pas satisfaisante. En plus lorsqu'on calcule une réflectance on cumule deux erreurs, celle sur la calibration du radiomètre, et celle sur la valeur du flux solaire dans la bande passante du canal considéré. Or c'est bien d'une valeur de réflectance que l'on a besoin, et non d'une valeur absolue du flux. Dans tous les cas, on cherche une valeur relative, correspondant à la fraction du flux solaire qui a été :

- diffusée par l'atmosphère,
- réfléchi par la surface,
- absorbée par les pigments photosynthésiques, etc...

En d'autres termes on cherche à mesurer des réflectances, comme précédemment définies dans la partie théorique.

La meilleure méthode consiste donc à calibrer l'instrument en utilisant le soleil comme source, ce qui peut être fait en captant le rayonnement réfléchi ou transmis par un matériel parfaitement diffusant. On a alors un signal qui correspond à la luminance

$$t \frac{E_{\lambda}}{\pi}$$

où E_{λ} est le flux solaire, et t correspond soit au coefficient de réflexion de la surface, soit au coefficient de transmission du matériel diffusant, suivant le mode utilisé. Dans les deux cas ce coefficient peut être mesuré avec une précision de 1 %. On peut trouver d'excellents diffuseurs de manière à ce que le facteur de conversion éclairement-luminance soit bien égal à π . On obtient de cette manière des précisions sur la mesure des réflectances meilleures que 1 %. Pour normaliser la mesure au flux solaire extérieur $E_{o\lambda}$, il suffira de calculer la fonction de transfert entre E_{λ} et $E_{o\lambda}$. Si l'opération est faite dans de bonnes conditions, cela introduira à nouveau qu'une faible erreur.

Ce mode de calibration n'a malheureusement pas été souvent employé. On citera cependant CLARKE et al⁽²¹⁾ (1970) qui calibraient leur spectromètre en visant une surface blanche.

Nos propres mesures de réflectances à partir d'avion ou de bateaux sont calibrées d'une manière semblable. Notre radiomètre mesurant simultanément l'éclairement descendant et la luminance montante permet de mesurer directement une réflectance. Le coefficient de calibration est obtenu par la comparaison des signaux lorsque l'on fait viser aux deux capteurs une même source diffusante, éclairée par le soleil. (Voir description dans VIOLLIER⁽⁵⁵⁾, 1976, et VIOLLIER et al⁽²⁰⁾, 1978). C'est grâce à ce procédé que nous pouvons faire des comparaisons significatives entre des mesures effectuées à des dates et lieux différents.

On peut également imaginer d'utiliser comme source l'éclairement diffus du ciel. La turbidité atmosphérique et l'albédo du sol étant mesurés pendant l'opération, cette méthode devrait également fournir une très bonne précision.

Dans le cas de radiomètres embarqués sur satellite, la solution de viser à bord une source diffuse éclairée par le soleil semble poser de difficiles problèmes technologiques. Il reste donc la possibilité de viser des cibles terrestres ou maritimes appropriées. En prenant le C.Z.C.S. pour exemple, cela permettrait de réduire l'incertitude sur la calibration de 5 % (ou plus) à 2 ou 3 %.

IV-3 - Relation réflectance - paramètres marins

IV-3-1 - Présentation

Le tableau IV-1 donne la liste des campagnes de mesure que nous avons effectuées entre 1975 et 1979 et le nombre et la nature des opérations de vérité-mer correspondantes. Les premières expériences étaient aéroportées à basse altitude tandis que les quatre dernières (vérité-mer C.Z.C.S.) étaient installées à bord d'un navire.

Une même méthode de mesure de réflectance était utilisée au cours de toutes ces expériences. La figure IV-2 montre le dispositif expérimental installé sur le pont du navire. L'éclairement descendant est mesuré au moyen d'un capteur plan π stéradians, la luminance de l'eau au moyen d'une optique de 7 degrés d'ouverture, munie d'un polariseur et inclinée à 45° de manière à minimiser la réflexion de surface. Le rapport des deux signaux, convenablement calibrés, (voir section IV-2-4) donne directement la valeur de la réflectance. L'incertitude relative des mesures est estimée à $\pm 5\%$, issue principalement des écarts à la loi de Lambert du diffuseur servant à mesurer l'éclairement descendant. Le radiomètre est équipé de 4 canaux, correspondant à des longueurs d'onde du bleu, vert, jaune et rouge. (tableau IV-2). Les longueurs d'onde ont été modifiées en 1979 de façon à ce qu'elles coïncident avec celles de C.Z.C.S..

Expérience	Altitude (pieds) de la mesure de réflectance	Nombre de stations de Vérité-Mer	
		Chlorophylle	Seston
CL 75	500	/	/
CL 76	300	4	/
PdC 77	500	17	/
PdC 78	500	(15)	(15)
PdC 79	500		
MSM juin 79	0 ⁺		
MSM juil.79	0 ⁺		181
MSM sept.79	0 ⁺		
SIIB 79	0 ⁺	9	/

Tableau IV-1 - Campagnes effectuées entre 1975 et 1979

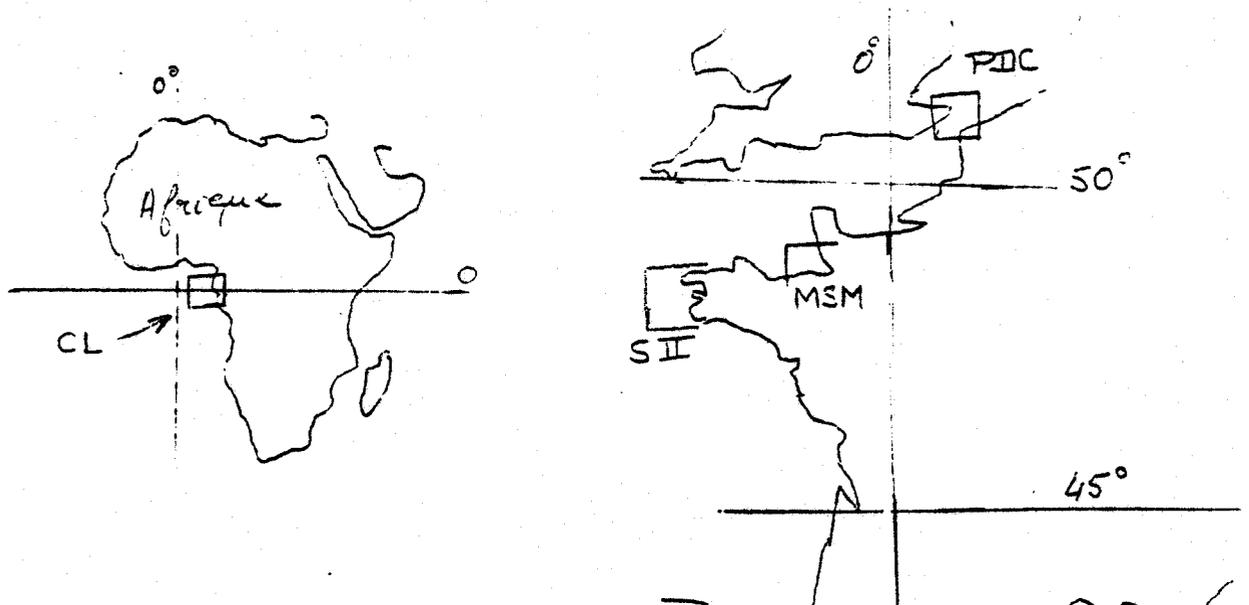
CL : Cap Lopez, Golfe de Guinée, voir Publication 1 et 2.

PdC : Pas de Calais, voir Publication 3.

Les mesures de vérité-mer de PdC 78, effectuées dans de très mauvaises conditions météorologiques n'ont pas été reprises dans la discussion ultérieure.

MSM : Baie du Mont Saint Michel, expérience menée par le laboratoire de Géographie, ENS, Montrouge. Les données de juin et septembre sont en cours d'analyse.

SIIB : Satir IIB, expérience Satellite Iroise menée par la station de Roscoff et l'Université de Brest.



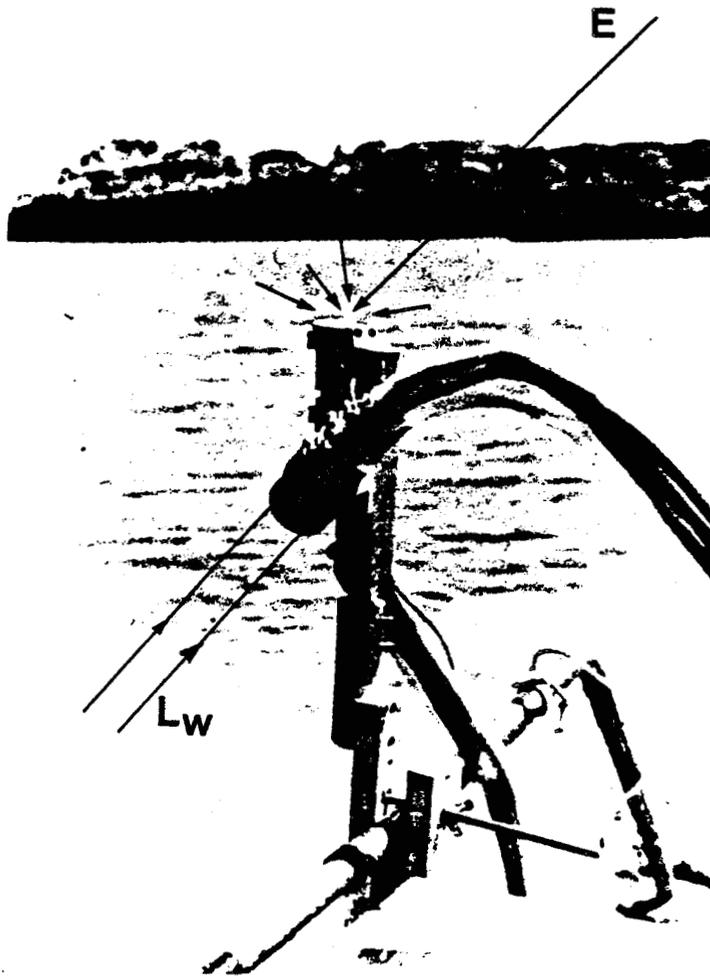


Figure IV-2 - Dispositif de mesure de la réflectance de la mer installé à l'avant du navire "Gwalarn". L'éclairement descendant E est mesuré au moyen d'un capteur plan ; la luminance de l'eau de mer L_w au moyen d'une optique de 7 degrés d'ouverture, munie d'un polariseur et inclinée à 45° de manière à minimiser la réflexion de surface.



Canaux	Bleu	Vert	Jaune	Rouge
1975-1978	466	525	550	600
1979	443	520	550	670

Tableau IV-2 - Longueurs d'onde (nm) centrales des canaux du radiomètre. La largeur de bande est d'environ 10 nm.

Ce changement n'empêche pas de comparer les diverses signatures spectrales. Seule la longueur d'onde du rouge est notablement déplacée. Les longueurs d'onde centrales sont inchangées et le déplacement vers 440 nm du premier canal ne modifie notablement les réflectances qu'aux concentrations en chlorophylle peu élevées ($C < 0,5 \text{ mg/m}^3$).

Les mesures de réflectances sont perturbées par les effets de surface : réflexion de FRESNEL ou réflexion diffuse des vagues déferlantes. La réflexion de FRESNEL est atténuée par la présence du polariseur mais non entièrement éliminée. Elle donne un signal parasite variable suivant que l'on vise par réflexion le ciel bleu, un nuage ou le soleil (glitter). En règle générale les effets perturbateurs conduisent à des erreurs de l'ordre de 0,01 (exprimées en terme de réflectance), supérieures aux variations de 0,002 que l'on désire détecter. C'est pourquoi, dès le début de nos expériences, nous n'avons analysé que les différences de réflectances entre canaux, pour lesquelles l'influence des effets perturbateurs est minimisée. Une preuve expérimentale de ce phénomène, tirée des données de la campagne Satir II b, nous est fournie figures IV-3 et IV-4. Durant cette expérience, les stations hydrologiques étaient assez longues (une heure), ce qui nous permettait d'enregistrer un grand nombre de mesures, et de calculer ainsi l'écart-type sur les réflectances en un point fixe. Dans cette démonstration on utilise la valeur moyenne de $\rho(670)$ comme un indice de nébulosité (hypothèse vérifiée par le contrôle visuel). En effet $\rho_w(670)$ est quasi-nulle pour les eaux peu turbides considérées et par conséquent la mesure de $\rho(670)$ correspond quasi-exclusivement à la réflexion de la partie visée du ciel. Sur la figure IV-3 on note que l'écart-type des réflectances (520 nm pris pour exemple) augmente en fonction de cet indice de nébulosité. L'explication la plus probable est que le fort roulement du

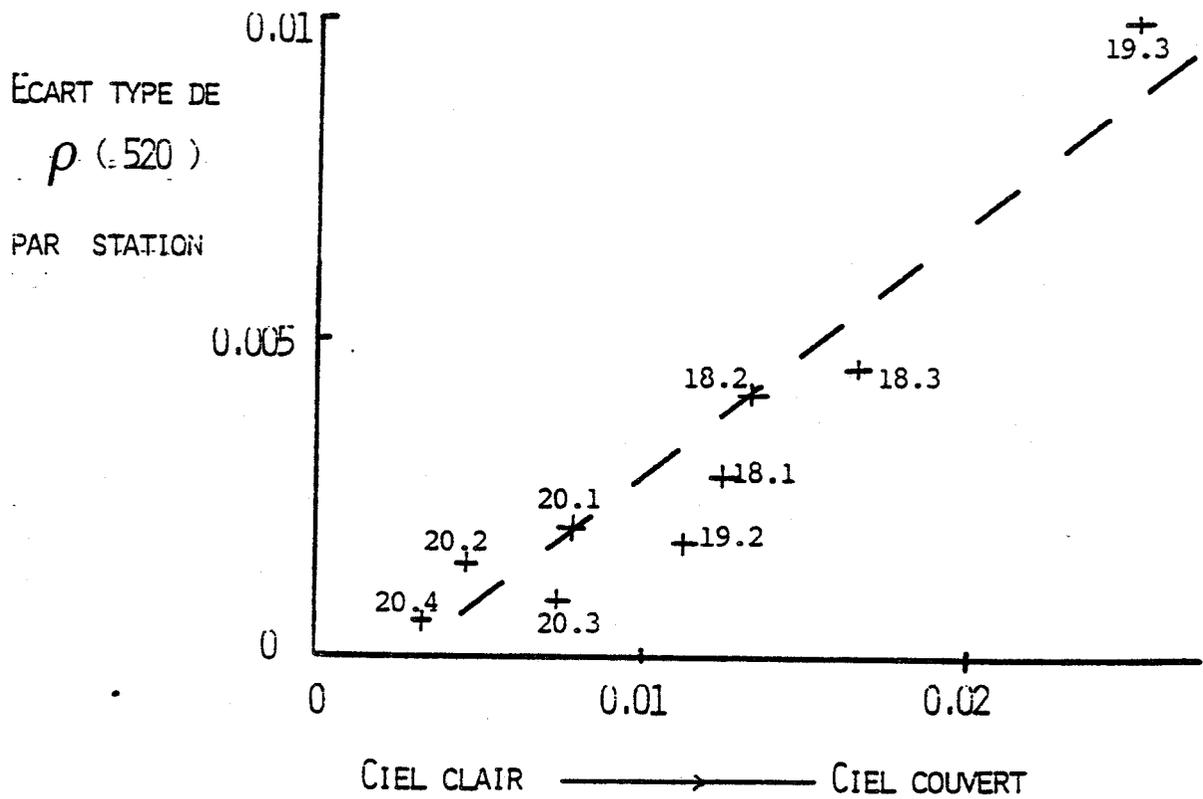


Figure IV-3 - Ecart type des valeurs de $\rho(520)$ en chaque station en fonction de la valeur moyenne de $\rho(670)$. L'augmentation de la dispersion des mesures s'explique par l'augmentation des fluctuations du terme de réflexion par ciel couvert. Les points sont accompagnés de leur numéro de station (campagne Satir 2b).

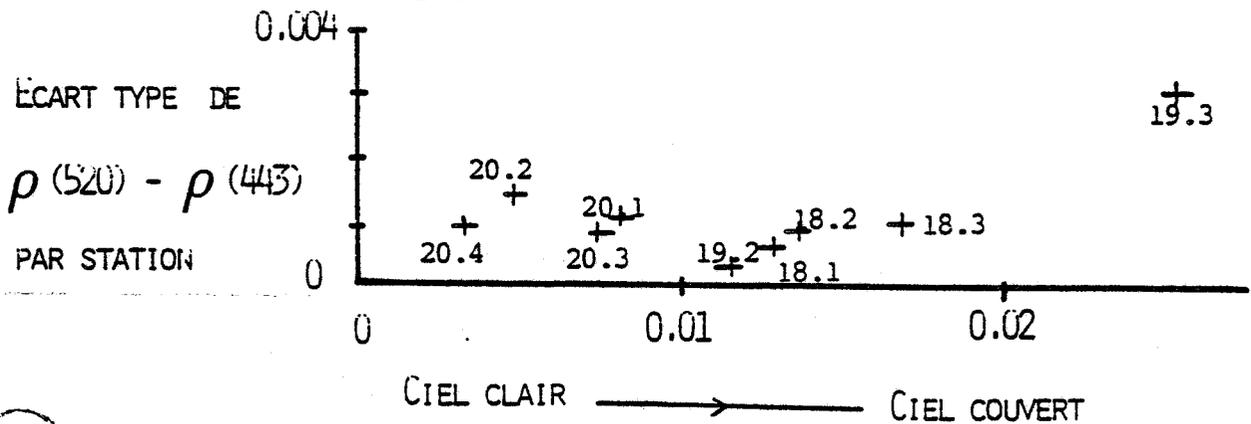


Figure IV-4 - Ecart-type des différences de réflectances à 520 et 443 nm, en fonction de la réflectance à 670 nm. Contrairement au cas précédent, l'écart type reste inférieur à 0,002.



bateau pendant cette campagne faisait varier l'angle de visée, et contribuait à disperser le signal, naturellement plus élevé au cas de ciel nuageux. L'écart-type atteint de cette manière des valeurs supérieures à 0,01. La figure IV-4 montre qu'au contraire l'écart type sur une différence de réflectance reste faible, inférieure à 0,002 si l'on ne tient pas compte du dernier point. Pour ces raisons, les discussions qui suivront porteront plutôt sur les différences de réflectances (bleu-vert et jaune-rouge). Les valeurs absolues des différences de réflectances sont peu affectées par la présence d'une légère couverture nuageuse, la preuve étant que l'on a pu obtenir des cartographies cohérentes de ces différences au cours des campagnes du Cap Lopez (section V-1) et du Pas de Calais (section V-3). Lorsque les nuages sont très épais, leur couleur variant du blanc au bleu sombre, les mesures doivent cependant être prises avec précaution, on éliminera par exemple de la discussion ultérieure les stations 18.1, 18.2, 18.3 et 19.3 de Satir 2b, effectuées sous une très forte couverture nuageuse. Par contre, lorsque le ciel est clair, même les valeurs brutes de réflectances peuvent entrer dans un modèle d'interprétation, voir figure IV-5.

En ce qui concerne les mesures en mer, nous ferons référence à la concentration en chlorophylle a, $C(\text{mg}/\text{m}^3)$ que nous supposons représentative de la concentration totale en pigments chlorophylliens. Seule la concentration de surface était mesurée pendant la campagne dans le Pas de Calais (publication 3), région caractérisée par des eaux relativement homogènes. Pour les autres campagnes, pour lesquelles un profil vertical de concentrations était disponible, et une légère discontinuité verticale observée, on a utilisé une valeur moyenne pondérée suivant :

$$C = 0,75 C(0 \text{ à } 10 \text{ mètres}) + 0,25 C(10 \text{ à } 20 \text{ mètres}). \quad (\text{IV-1})$$

Ce type de pondération est réaliste pour des eaux de surface contenant environ $0,5 \text{ mg}/\text{m}^3$ de chlorophylle. Cette formule extrêmement simplificatrice est acceptable compte-tenu de la précision de mesure de C.

Le second paramètre marin mesuré est le seston : densité (nombre de particules par cm^3) et granulométrie de 1,6 à 64 μm . Ces mesures sont effectuées par Y.F. THOMAS et R. ZBENDEN (Laboratoire de Géographie, E.N.S. Montrouge) et permettent d'accéder au coefficient de diffusion b_p

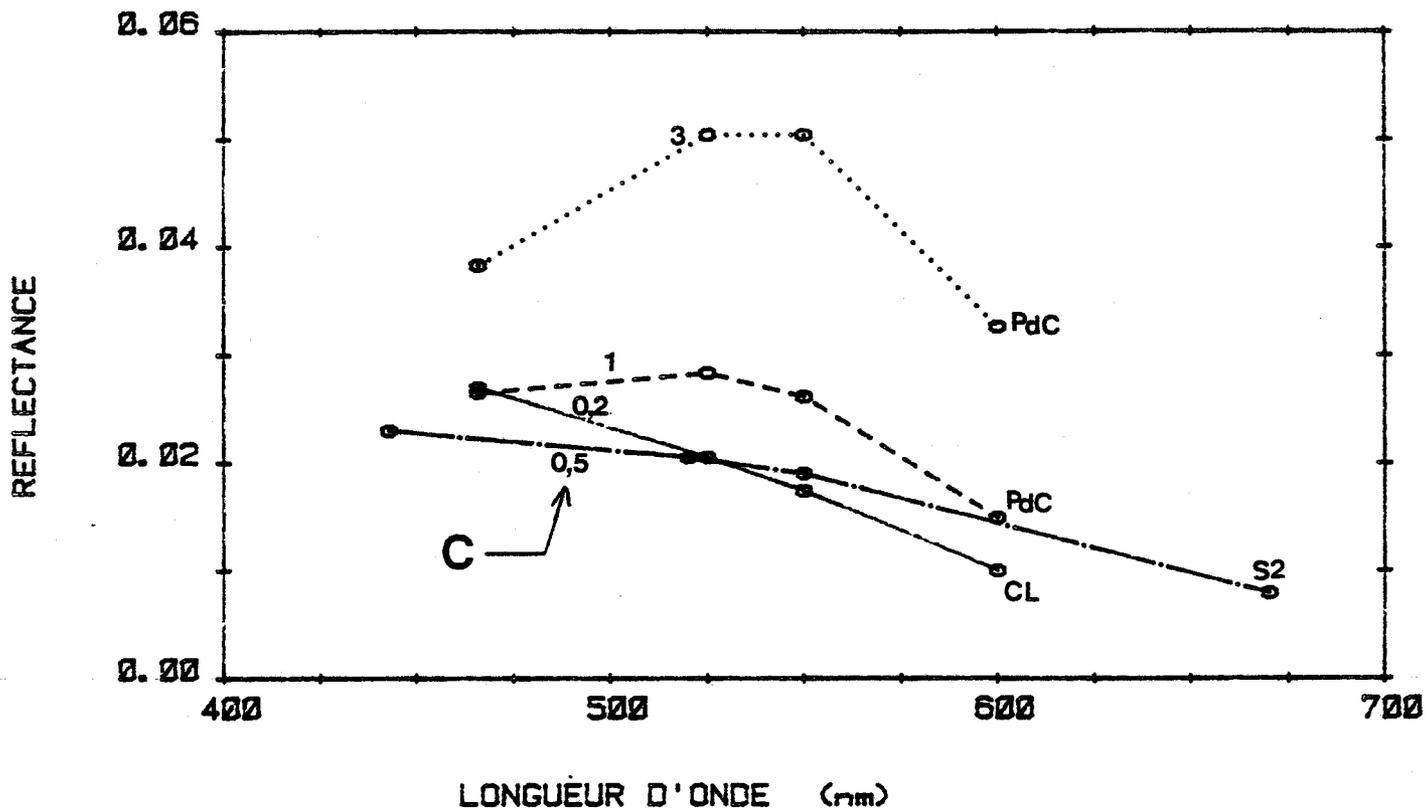


Figure IV-5 - Signatures spectrales de l'eau de mer correspondant à différentes concentrations de chlorophylle C (mg/m^3).

Exemples pris parmi les différentes campagnes décrites au tableau IV-1.

Les réflectances comprennent une contribution variable, de l'ordre de 0,01, dépendant peu de la longueur d'onde, due aux effets perturbateurs : réflexion de surface et diffusion atmosphérique.



par application de la théorie de Mie, l'indice optique relatif des particules étant fixé à 1,05.

Nous disposons donc d'un catalogue de signature spectrale caractéristique de différents types d'eau. Ce catalogue est évidemment beaucoup moins riche que les recueils de $\rho_w(O^-)$, mesurés sous la surface par les équipes d'optique marine (MOREL, Scripps Institution, NOAA,...), si l'on compare la résolution spectrale et les mesures in-situ associées. Cependant il a l'originalité d'être un catalogue de $\rho_w(O^+)$, c'est à dire de mesures au-dessus de la surface, dans des conditions réelles de télédétection.

IV-3-2 - Relation réflectance-seston

Nous donnons ici une partie des résultats obtenus pendant la campagne de mesures de juillet 1979 en Baie du Mont Saint Michel (figure IV-6). Dans cette région littorale très turbide, nous avons mesuré une large gamme de densité de seston, entre $20 \cdot 10^3$ et $140 \cdot 10^3$ particules par cm^3 .

La réflectance à 550 nm s'est avérée la plus sensible aux variations de S. Les figures IV-7 et IV-8 montrent respectivement la réflectance $\rho_w(550)$ et la différence de réflectance $\rho_w(550) - \rho_w(670)$ en fonction de S. Dans le premier cas la gamme de variation en réflectance est plus élevée (0 à 0,11 contre 0 à 0,07) mais cet avantage est annulé par une plus grande dispersion des points, à cause probablement de l'influence des effets de surface. Compte tenu des difficultés des mesures in situ, ces deux exemples n'en sont pas moins significatifs, et permettent d'établir les lois suivantes :

$$S = 14 \cdot 10^5 \rho_w(550) \quad (\text{IV-2})$$

$$\text{et } S = 20 \cdot 10^5 \{ \rho_w(550) - \rho_w(670) \} \quad (\text{IV-3})$$

S étant le nombre de particules par cm^3 .

Le calcul du coefficient de diffusion à l'aide des données granulométriques et de la théorie de Mie pose des problèmes que nous n'avons pas encore très bien résolus : incertitude sur l'indice optique et surtout influence des particules de taille inférieure à $1,6 \mu\text{m}$. Les résultats qui

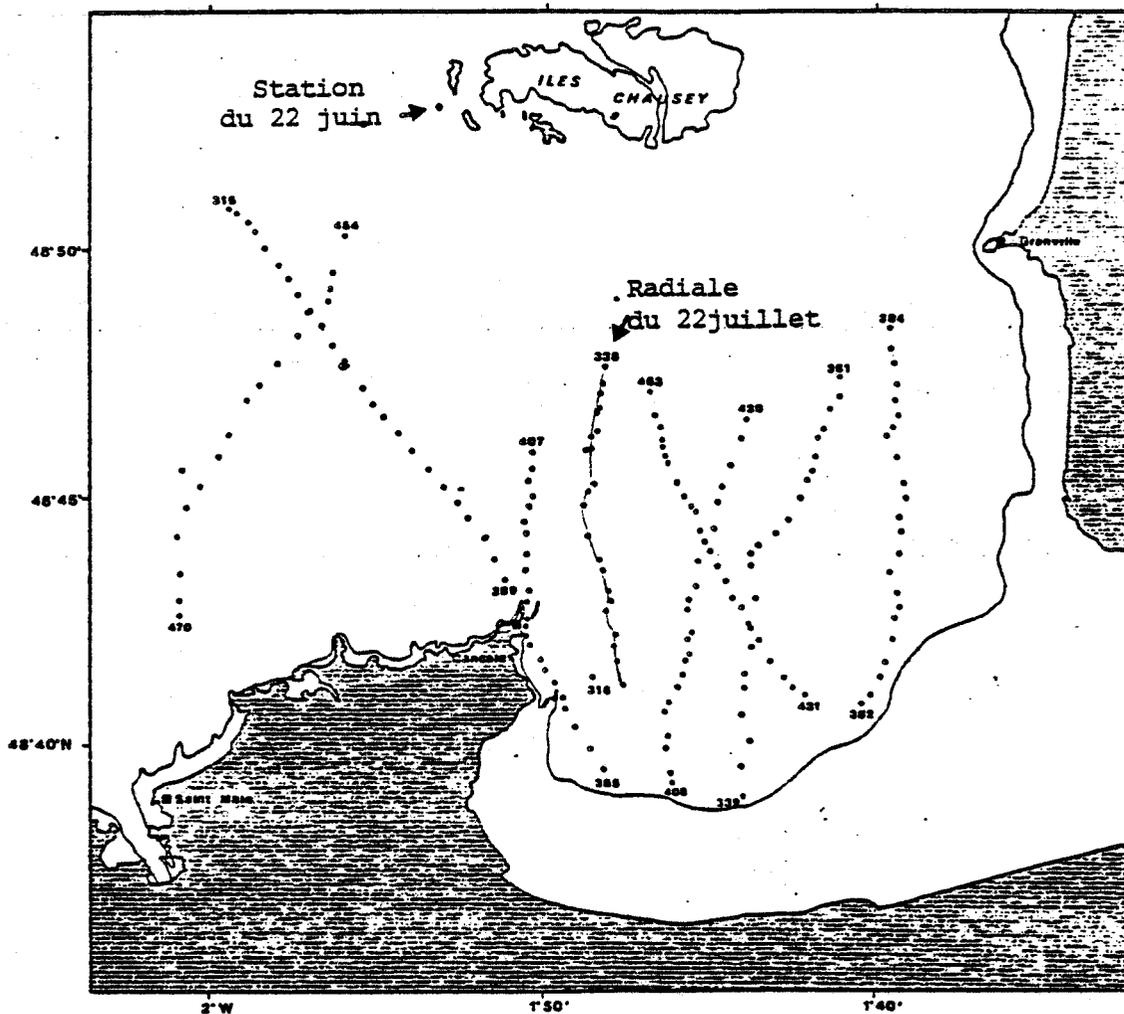


Figure IV-6 - Baie du Mont Saint Michel. Position des stations entre le 21 et 28 juillet et le 22 juin 1979. Les données satellites C.Z.C.S. correspondant à la station du 22 juin et à la radiale du 22 juillet seront étudiées en section IV-2.

Document du Laboratoire de Géographie ENS Montrouge



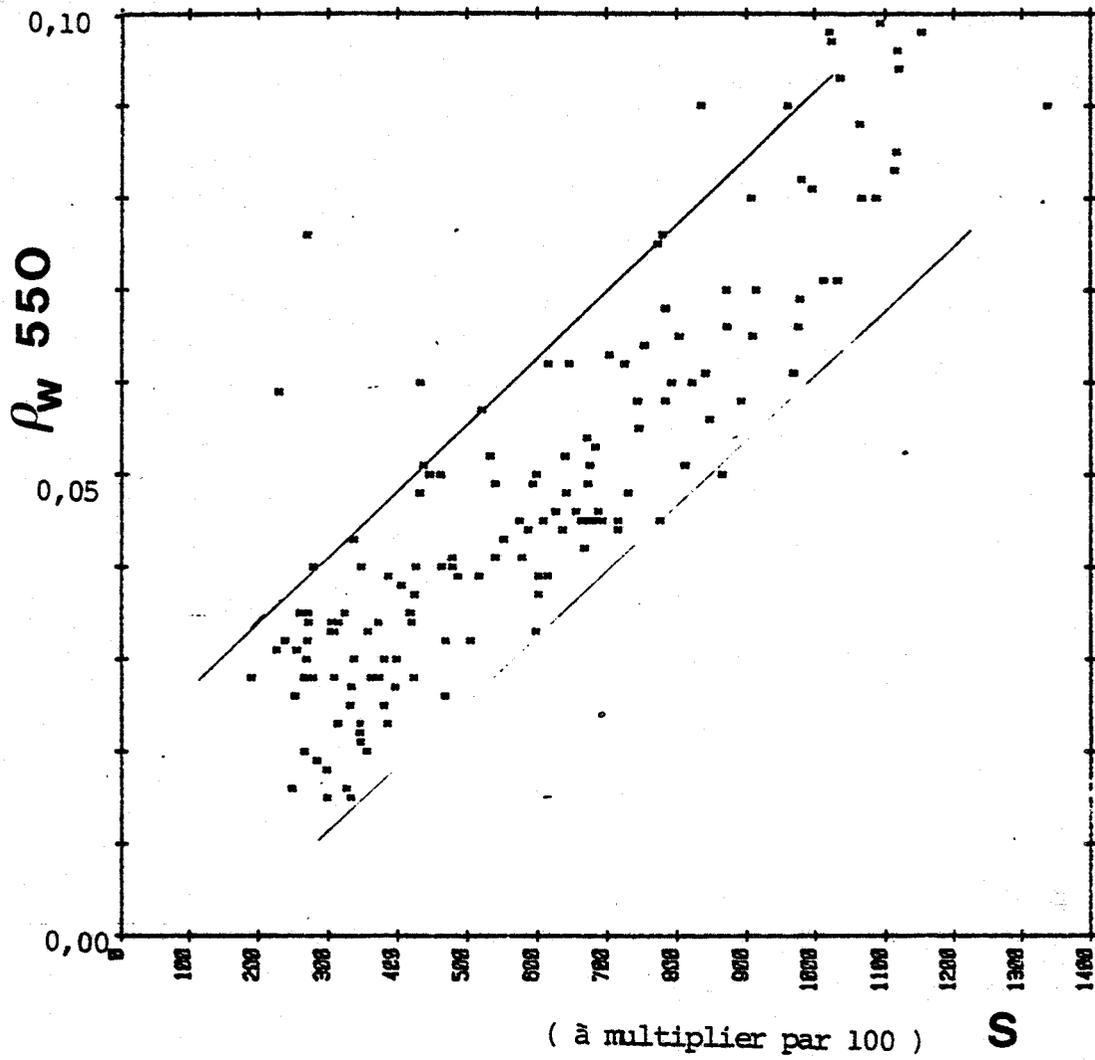


Figure IV-7 - Relation entre la réflectance à 550 nm et la densité de seston (particules par cm^3).



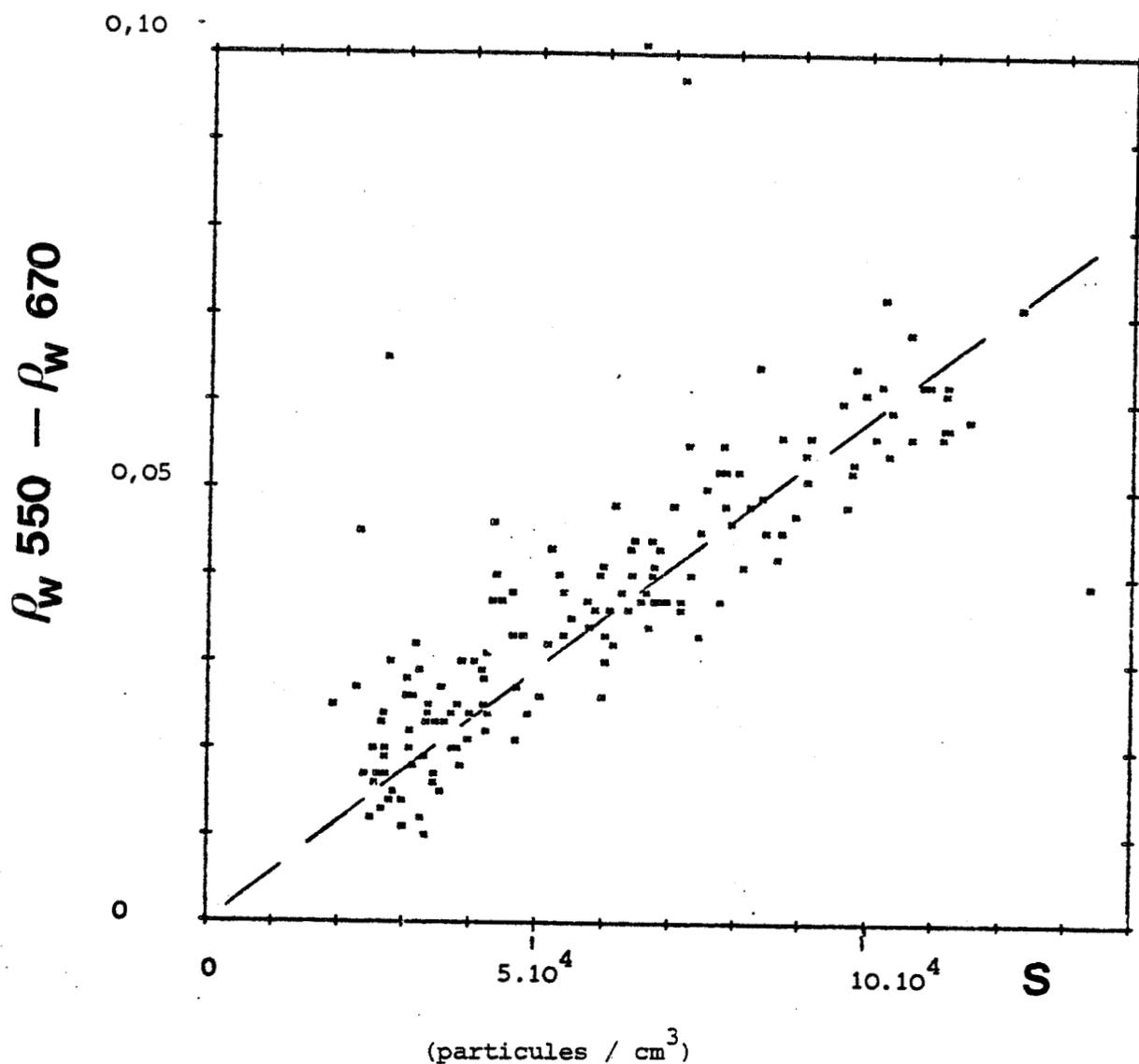


Figure IV-8 - Relation entre la différence de réflectance $\rho(550) - \rho(670)$ et la densité de seston. Baie du Mont Saint Michel, 21-28 juillet 1979.



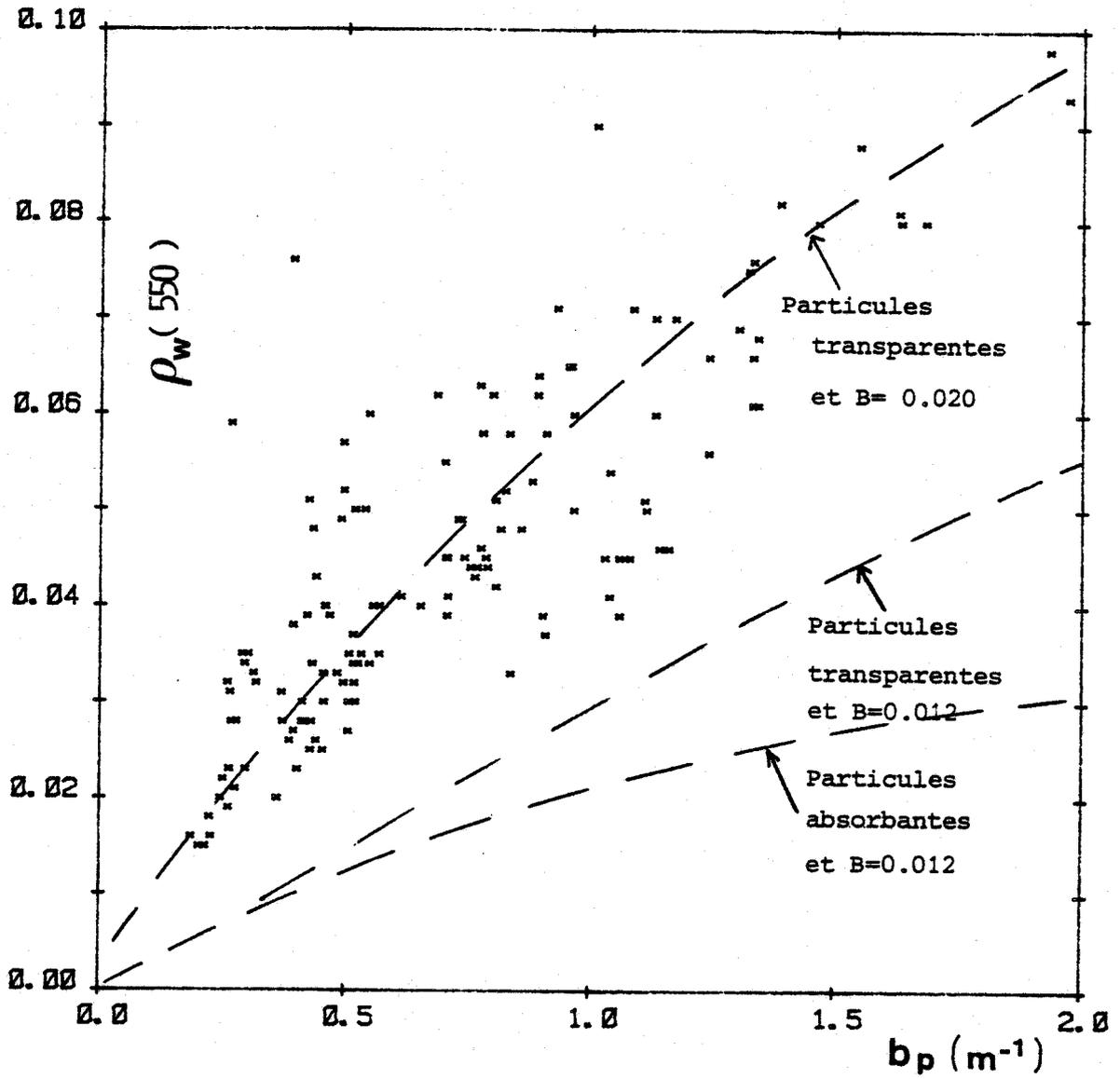


Figure IV-9 - Relation entre la réflectance à 550 nm et le coefficient de diffusion .



suivent ne doivent donc pas être considérés comme définitifs. Sur la figure IV-9 les mesures de $\rho(550)$ sont reportées en fonction de b_p , évalué d'après la mesure de S. Nous avons superposé les courbes théoriques

$$\rho_w = 0,16 \cdot 10^{-2} \frac{B_p b_p}{a} \quad (\text{IV-4})$$

avec $a = a_o$ (particules transparentes)

et $a = a_o + a^* b_p$ (particules absorbantes)

et les valeurs 0,012 et 0,02 du rapport de rétrodiffusion B_p . Les points expérimentaux correspondent assez bien à la courbe du modèle "particules transparentes et $B_p = 0,02$ ". La dispersion des points est cependant plus élevée que sur les figures précédentes.

Cette discussion montre que les difficultés de mesure de b_p gênent l'étude expérimentale de l'influence de ce coefficient sur les variations de réflectance. La relation empirique entre réflectance et densité de seston (figures IV-7 et IV-8) est au contraire mieux définie et pourra être utilisée dans les algorithmes de traitement C.Z.C.S..

IV-3-3 - Relation réflectance-chlorophylle

Nous simplifierons la notation dans cette section en affectant les indices B (bleu) aux longueurs d'onde 443 ou 466 nm, V (vert) à 520 ou 525 nm, J (jaune) à 550 nm et R (rouge) à 600 ou 670 nm.

IV-3-3-1 - Détermination indépendante de b_p et C

Dès le début de nos travaux, nous avons considéré d'un point de vue théorique que les canaux dans la région 400-525 nm étaient influencés non seulement par la concentration en chlorophylle C mais par le coefficient de b_p . Une détermination de b_p indépendante de C, dans une région de faible absorption de la chlorophylle (525 nm - 650 nm) apparaissait donc nécessaire pour réajuster la valeur de C calculée d'après la mesure dans la région 400-525 nm. Ce principe était décrit par les diagrammes à double-entrée ($\rho_B - \rho_V$) et ($\rho_J - \rho_R$) étudiés dans notre thèse de 3e cycle et repris dans l'article de VIOLLIER et al (1978) joint (Publication 1). Cette méthode, comme nous le soulignons alors, doit cependant être

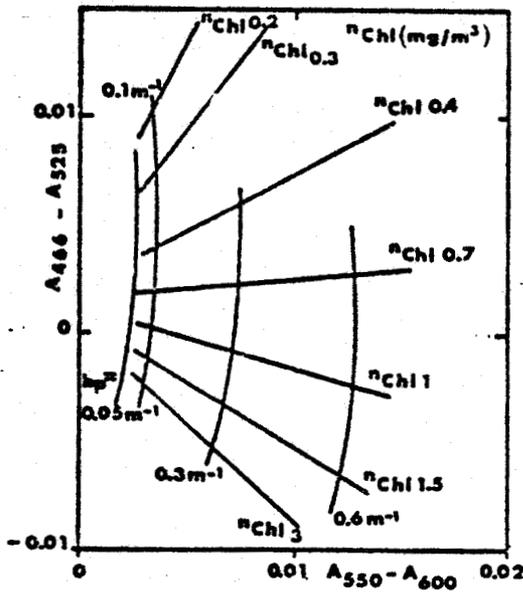


Figure IV 10

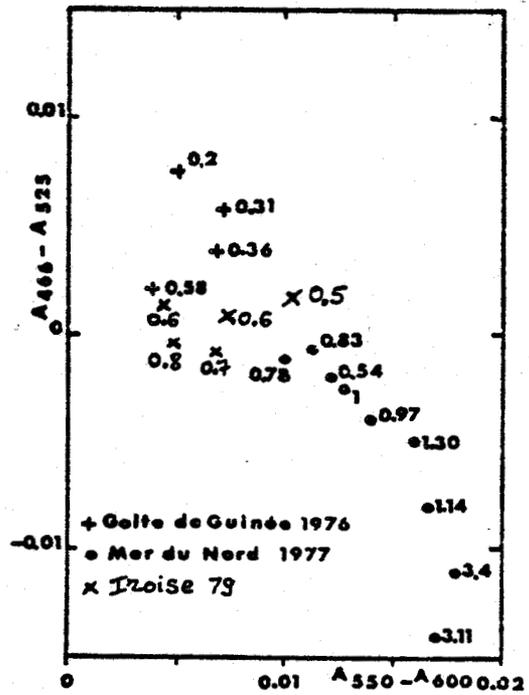


Figure IV 11

Fig IV 10 - Modèle d'interprétation théorique. Concentration en chlorophylle : nchl. Coefficient de diffusion par les particules à 500 nm : bp.

Fig IV 11 - Comparaison avec les mesures in situ. La position des points est fixée par les mesures aériennes d'albédo (ou de réflectances). Les valeurs reportées sont les concentrations en chlorophylle (mg/m) mesurées en mer, simultanément ou à moins de quatre heures.

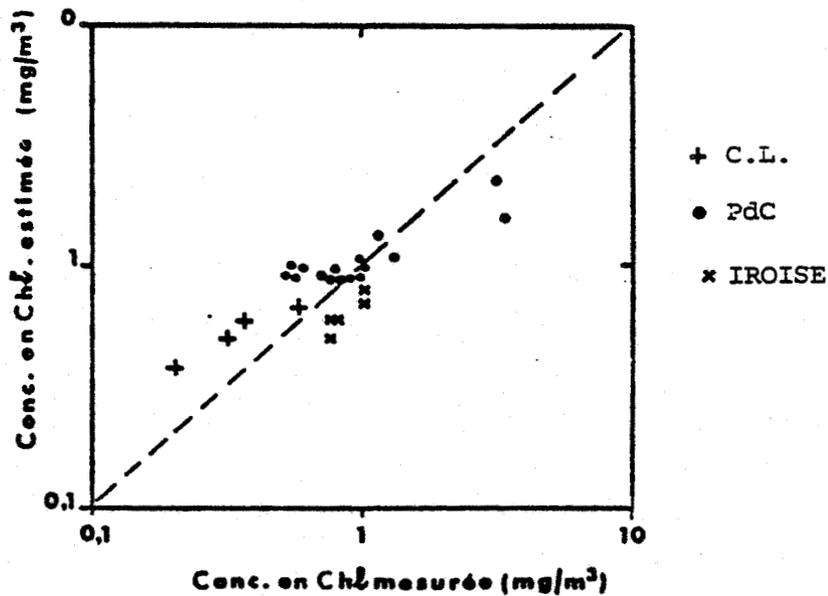


Figure IV 12 - Comparaison entre les valeurs de la concentration en chlorophylle estimées par télédétection et les valeurs mesurées in situ. On a représenté la droite de pente 1 l'échelle est logarithmique.

avec précaution, car les mesures dans la région voisine de 550 nm peuvent dans certains cas être influencées par les phénomènes d'absorption. Les études montrées dans la section de modélisation théorique éclaircissent ce point, en montrant qu'en cas de forte turbidité, la précision de la mesure peut être maintenue en éloignant le canal de 550 vers 620 nm.

L'abaque théorique de détermination de C et b_p dans le plan $(\rho_B - \rho_V, \rho_J - \rho_R)$ est montrée figure IV-10. Suivant les mêmes échelles on a reporté figure IV-11 les points expérimentaux correspondant aux mesures de vérité-mer. L'accord entre les concentrations de chlorophylle retrouvées et in-situ est correct (voir figure IV-12), mais on ne peut assurer clairement que la détermination multispectrale de C, ainsi préconisée, améliore la détermination de C par rapport à une simple mesure de $\rho_B - \rho_V$. La raison est que les points expérimentaux utilisés sont caractérisés par une corrélation entre $\rho_B - \rho_V$ et $\rho_J - \rho_R$ mettant justement en évidence une relation monotone croissante de C et de b_p . L'abaque (figure IV-10) a été construite en utilisant les coefficients d'absorption de chlorophylle de YENTSCH. Les abaques construites à partir du modèle BRICAUT - MOREL ne donnent pas le même accord et aboutissent à une surestimation d'un facteur 2 de la valeur de C.

IV-3-3-2 - Relation différence "bleu-vert" - chlorophylle

Par sa commodité d'utilisation, un algorithme d'extraction de C basé uniquement sur un couple de mesures "bleu-vert" est largement utilisé (chapitre I, figures I-2, I-4) et se justifie au vu des résultats obtenus.

Les mesures de $\rho_V - \rho_B$ en fonction des concentrations en chlorophylle in-situ sont représentées figure IV-13. On constate une augmentation monotone qui peut être représentée par une relation linéaire :

$$\rho_V - \rho_B = 0,0160 \log_{10} C + 0,0040 \quad (\text{IV-5})$$

Cette approche empirique doit cependant être accompagnée de la comparaison avec les modèles développés en chapitre III. La figure IV-14 montre les courbes théoriques correspondant aux modèles, clair, moyen, turbide. On constate que le faisceau de courbes est assez proche de la réalité expérimentale.

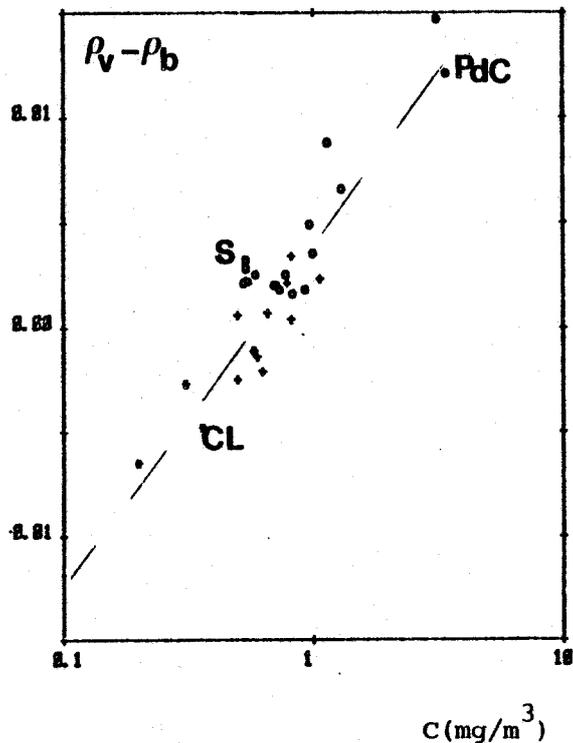


Figure IV-13 - Relation expérimentale entre la différence $\rho_{\text{vert}} - \rho_{\text{bleu}}$ et la concentration en chlorophylle.
Equation de la droite d'ajustement linéaire :
$$\rho_v - \rho_B = 0,0160 \log_{10} C + 0,0040$$

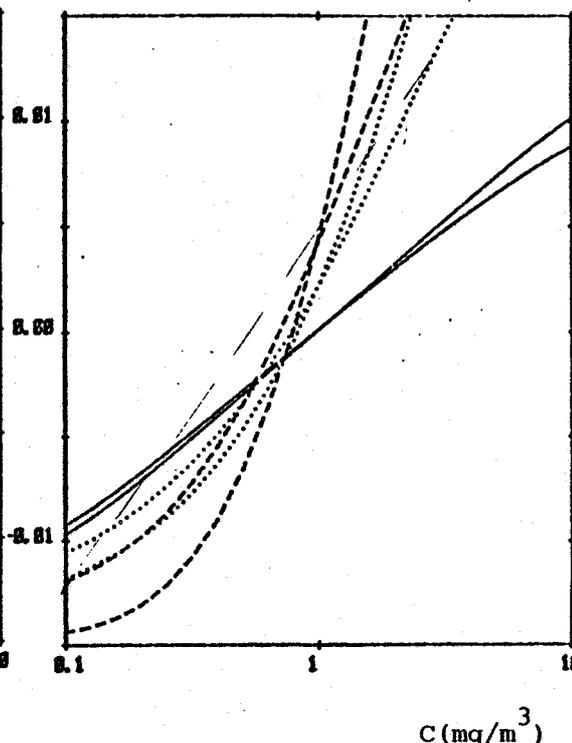
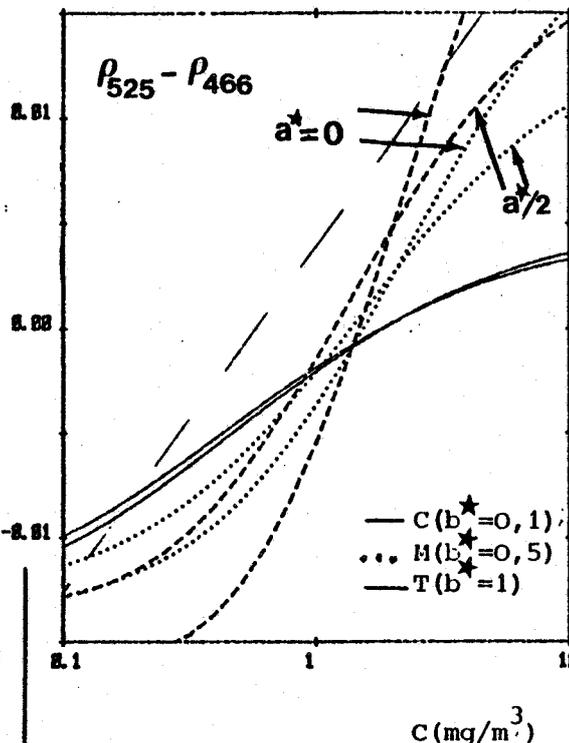


Figure IV-14 - Relation théorique entre la différence $\rho_{\text{vert}} - \rho_{\text{bleu}}$ et la concentration en chlorophylle pour différents modèles.
A gauche : a_c d'après BRICAUT⁵⁷.
A droite : a_c d'après YENTSCH¹⁷.
Pour chaque cas de turbidité T, M et C on a considéré deux cas, avec ou sans absorption supplémentaire $a^*/2$.
La droite d'ajustement de la figure IV-13, reportée en traits espacés, correspond assez bien au faisceau de courbes de la figure de droite. Cette figure a été reprise et utilisée dans la publication jointe n° 4.

IV-3-3-3 - Discussion

A l'examen de ces derniers résultats, ajoutés à ceux décrits dans la littérature (cf. chapitre 1), il apparaît qu'un seul couple de canaux bleu-vert permet de détecter la concentration en chlorophylle avec une fiabilité acceptable. Pour les expériences aéroportées à faible altitude, dont le seul objectif serait la reconnaissance d'une zone frontale, nous recommandons donc l'utilisation de deux longueurs d'onde. Le calcul de l'index de chlorophylle, $\rho_B - \rho_V$, est extrêmement simple et peut être effectué en temps réel.

Les études multispectrales ne doivent cependant pas être abandonnées. Outre l'amélioration théorique de la précision de détermination de C, ces mesures sont appelées à apporter des informations supplémentaires sur l'état biologique du milieu. En examinant l'ensemble des mesures pour lesquelles nous n'avons pas de vérité-mer, on constate que les mesures de $(\rho_B - \rho_V)$ et $(\rho_J - \rho_R)$ ne sont pas toujours redondantes. Les figures IV-15 et IV-16 montrent des enregistrements de $(\rho_B - \rho_V)$, $(\rho_J - \rho_R)$ et de la température de surface sur des radiales perpendiculaires à une ligne frontale. Sur ces deux radiales le signal $(\rho_B - \rho_V)$ varie considérablement au passage du front. Il n'en est pas de même pour le signal $(\rho_J - \rho_R)$ qui ne varie réellement que sur la première radiale. On perçoit donc que ces observations correspondent à des valeurs différentes du rapport C/b_p ou du coefficient d'absorption à 550 nm, traduisant probablement une différence dans l'état de développement des populations au phytoplancton.

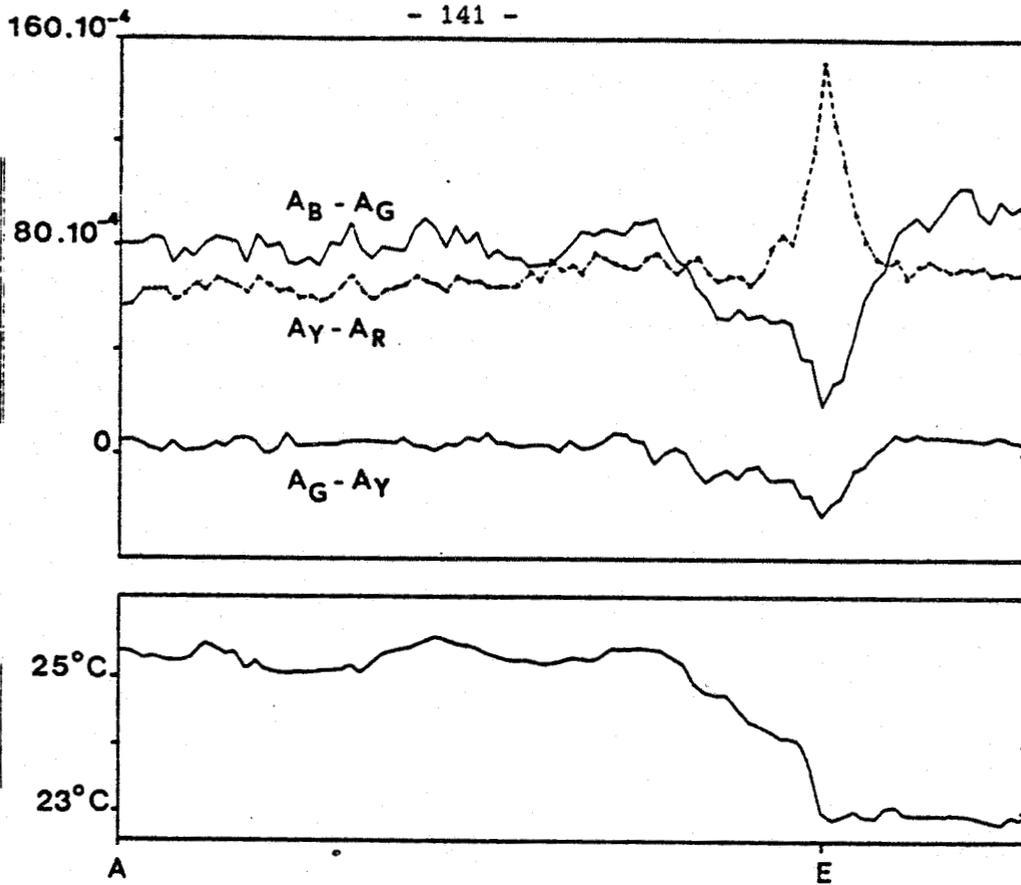


FIGURE 3. Records of sea surface temperature and differences between albedos at 466 and 525 nm ($A_B - A_C$), at 525 and 550 nm ($A_C - A_Y$), and at 550 and 600 nm ($A_Y - A_R$), for the same track AB considered in Fig. 2.

Figure IV-15 - (figure 3 de la publication jointe n° 1)

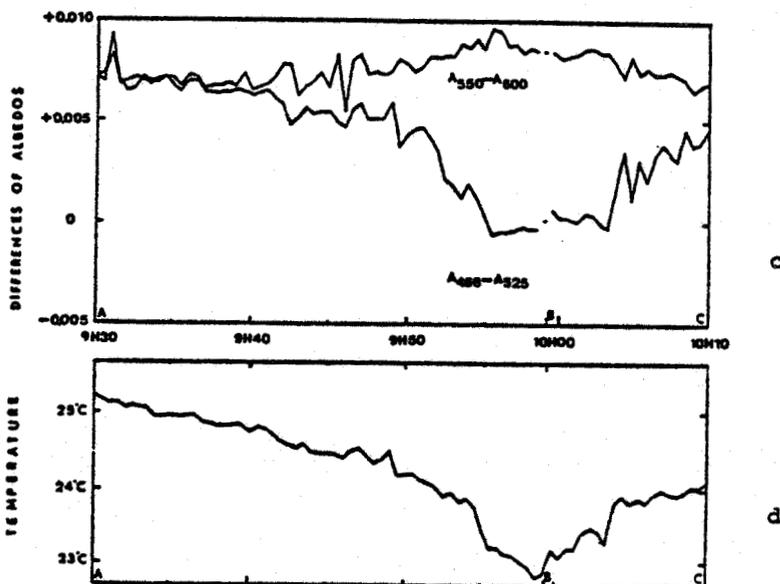


FIGURE 1. - FLIGHT RECORD 0930 to 1010 a.m., July 13, 1975



- c) The two albedo differences $A_{466} - A_{525}$ and $A_{550} - A_{600}$.
- d) Sea surface temperature.

Figure IV-16 - (figure 1 de la publication jointe n° 2)

IV-4 - Correction atmosphérique des données satellitaires C.Z.C.S.

IV-4-1 - Principe

Nous avons vu, chapitre II, que la réflectance de l'océan mesurée hors de l'atmosphère était considérablement modifiée par les phénomènes d'absorption et de diffusion. Les résultats expérimentaux décrits dans la section précédente ne peuvent donc s'appliquer qu'à condition de corrections préalables. Un test expérimental de correction atmosphérique consiste à comparer les réflectances mesurées in-situ aux réflectances mesurées par satellite et corrigées d'après le schéma exposé chapitre III. Des mesures in-situ du trouble atmosphérique permettent de contrôler la justesse de ces corrections.

Les données expérimentales recueillies sur la zone test de la Baie du Mont Saint Michel, pour laquelle nous disposons des images C.Z.C.S. du 22 juin et 22 juillet 1979, permettent d'illustrer cet exercice. La figure IV-6 localise la région étudiée, la position du point fixe effectué le 22 juin et celle de la radiale du 22 juillet. La concordance des mesures avec la prise de vue est correcte :

	Vérité Mer	Satellite
Point fixe 22 juin	11 h à 11 h 30	11 h 15
Radiale 22 juillet	10 h 50 à 12 h 50	10 h 13

Tableau IV-3 - Heures (TU) des mesures et de la prise de vue satellite.

La radiale ne représente qu'une dizaine de pixels. On peut donc être déçu par le nombre de points de comparaison possibles par rapport à l'effort général consenti : 3 campagnes de 10 jours effectifs en mer. La simultanéité des mesures et la qualité des opérations de vérité-mer et de vérité-atmosphère font cependant des documents obtenus un des rares tests actuels sur l'influence des corrections atmosphériques et en corrolaire sur la calibration radiométrique de C.Z.C.S..

IV-4-2 - Mesures in situ

IV-4-2-1 - Vérité-mer $\rho_w(o^+)$

Le dispositif instrumental et les données ont été présentés en section IV-3. Les réflectances mesurées au point fixe du 22 juin sont les suivantes :

λ (nm)	443	520	550	670
$\rho_w(o^+)$	0.0106	0.0118	0.0115	0.0030

Quant à la radiale du 22 juillet, la figure IV-17 en donne les enregistrements : réflectances et différences de réflectances entre canaux. On observe au centre de l'enregistrement entre B et C la marque d'un front principal correspondant à une brusque variation de la densité de seston (figure IV-18).

IV-4-2-2 - Vérité-atmosphère

Les paramètres du trouble atmosphérique sont au nombre de deux : l'épaisseur optique des aérosols à une longueur d'onde de référence, et l'exposant d'ANGSTRÖM n . Le premier paramètre est lié à l'abondance des aérosols, tandis que le second dépend principalement de leur granulométrie. La mesure est dérivée de l'atténuation du rayonnement solaire direct à différentes longueurs d'onde du visible. Simple dans son principe, la méthode se heurte cependant aux problèmes traditionnels de la calibration radiométrique. Dans la publication 8 on montre que déterminer n à $\Delta n = \pm 0,1$ nécessite une précision sur la calibration meilleure que 3 %, ce qui est rarement réalisé.

A l'aide d'un instrument spécialement conçu au laboratoire, les paramètres de la turbidité atmosphérique ont été mesurés en continu, en un point de la côte, voisin des lieux de l'expérience en mer. Cinq longueurs d'onde entre 443 et 670 nm permettaient une évaluation de l'exposant d'ANGSTRÖM voir figure IV-19. Les variations journalières de $\tau^A(520)$ et n

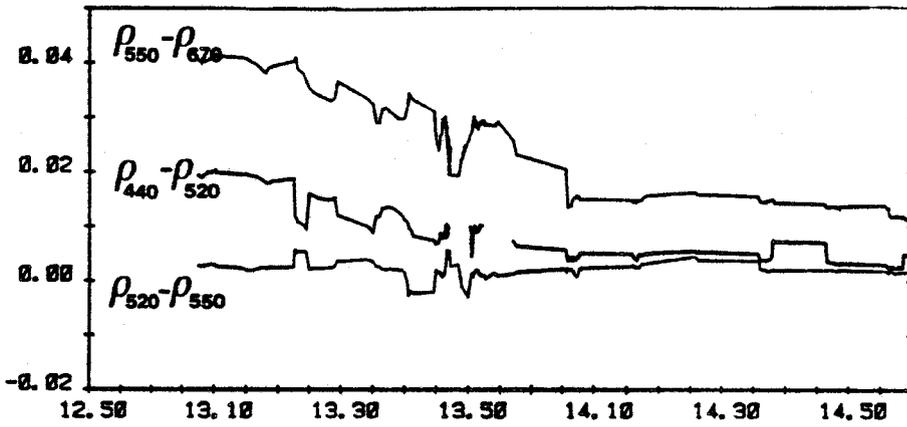
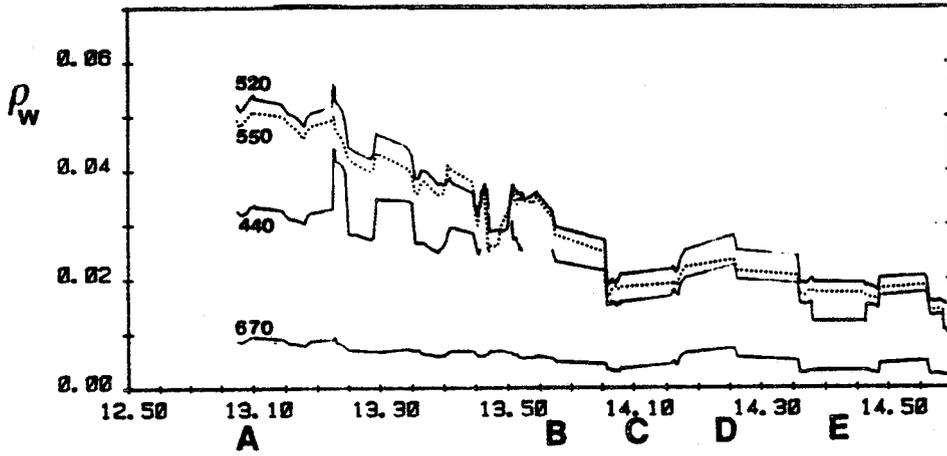
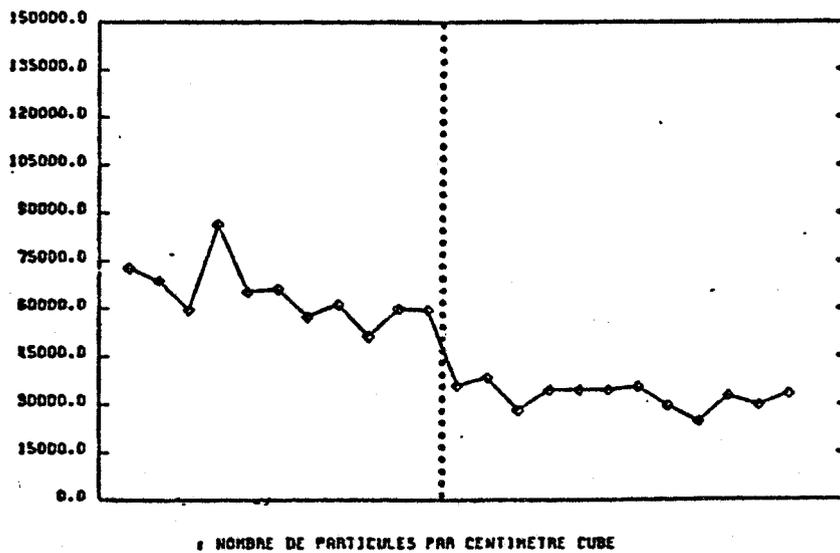


Figure IV-17 - Radiale du 22 juillet 1979. - Réflectances et différences de réflectances entre canaux.



BUS
LILLE

Figure IV-18 - Densité de seston mesurée sur la même radiale.

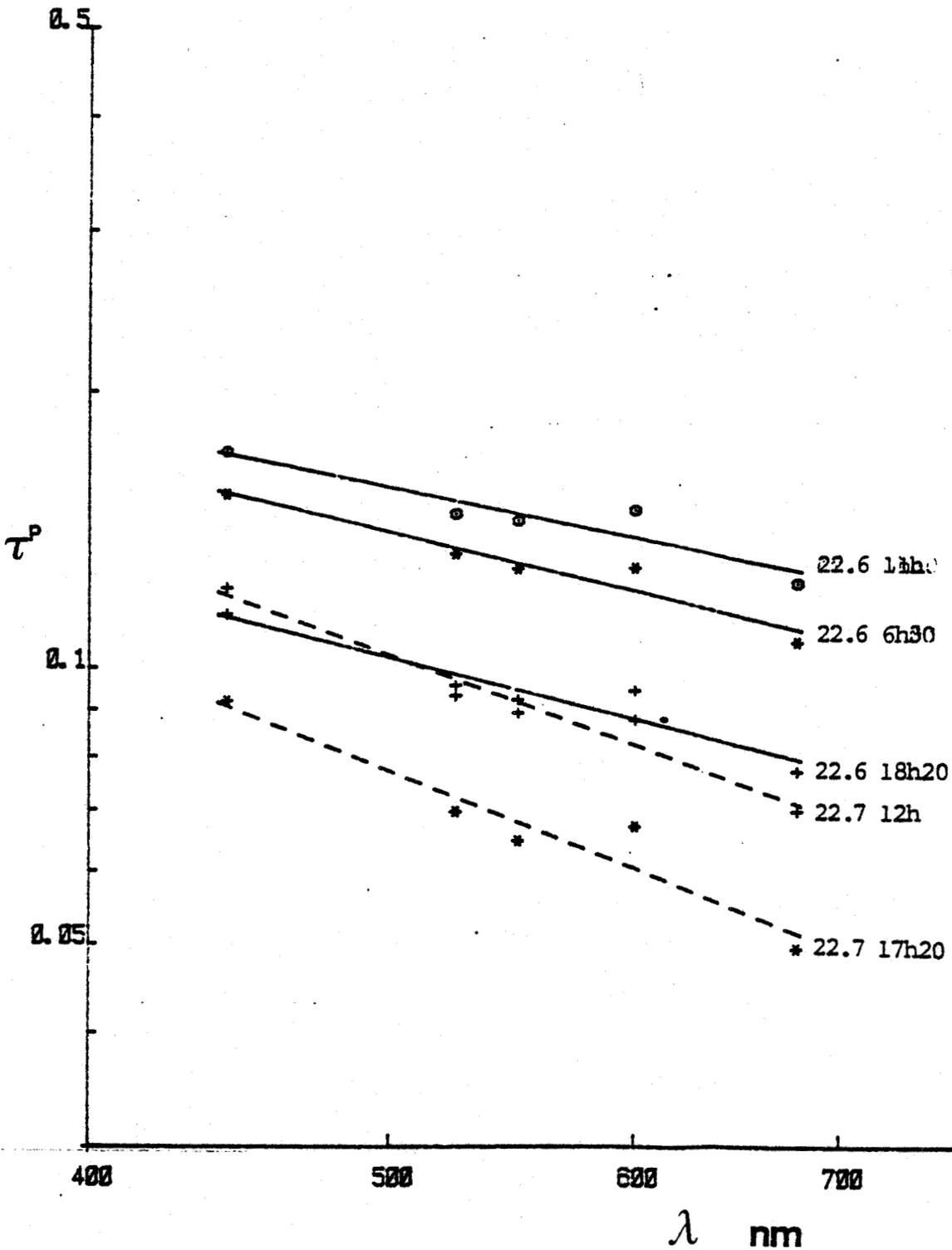


Figure IV-19 - Variation de l'épaisseur optique des aérosols en fonction de la longueur d'onde (les deux échelles sont logarithmiques). Mesures du 22 juin et 22 juillet 1979 à Dinard.



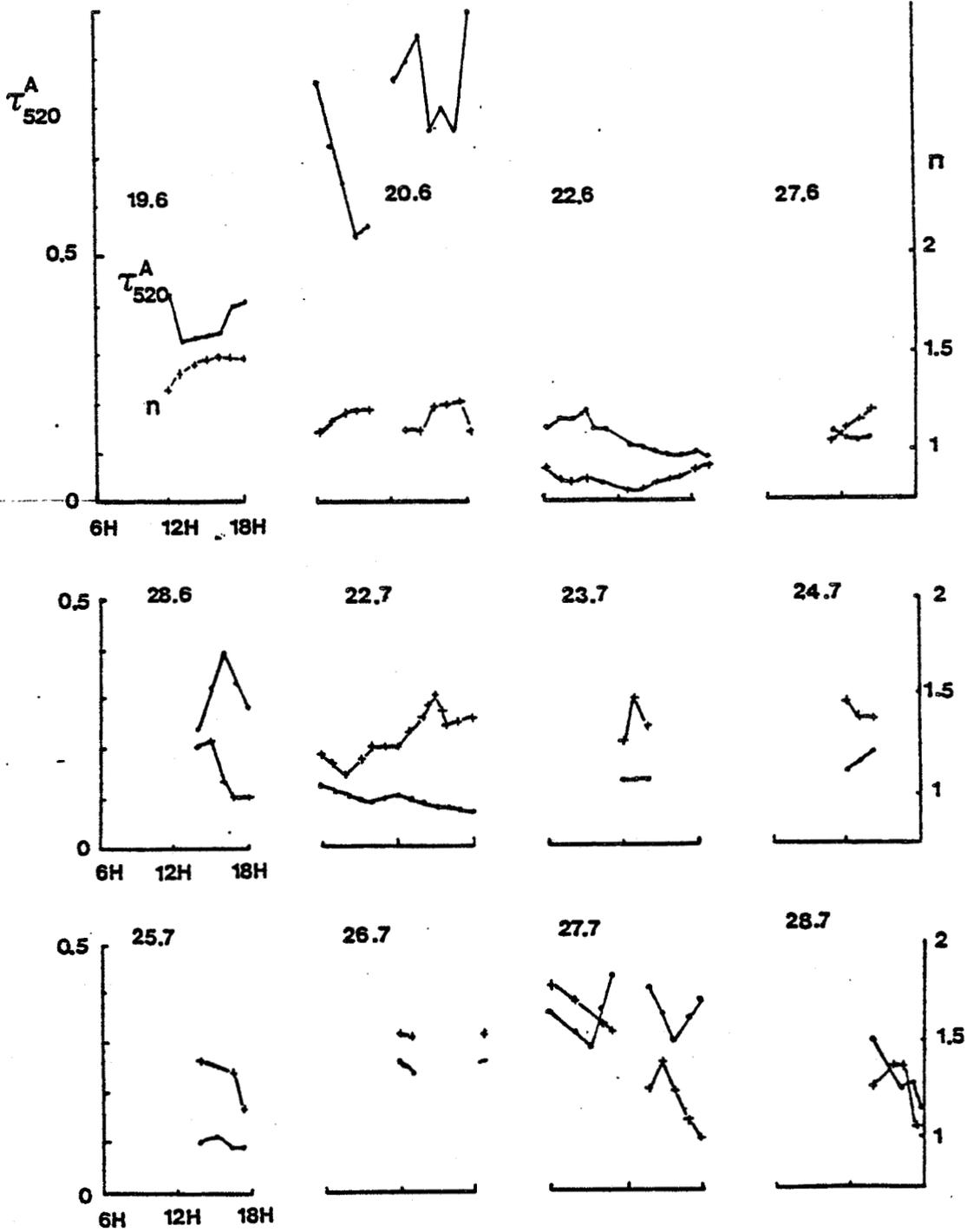


Figure IV-20 - Variations quotidiennes de la turbidité atmosphérique à Dinard, du 19 au 28 juin, et du 22 au 28 juillet.
Trait plein, τ^A (520 nm), échelle de gauche, en pointillé, n , échelle de droite.

que nous avons relevées à proximité de la zone test pendant l'été 1979, sont décrites figure IV-20. Les données utiles pour la correction des scènes C.Z.C.S. sont les suivantes :

Date	τ^A (520)	n
22 juin	de 0,10 à 0,15	0,8
22 juillet	de 0,07 à 0,12	1,3

Tableau IV-4 - Paramètres du trouble atmosphérique.

Les valeurs de τ^A sont deux fois moins élevées que celles correspondant au modèle "atmosphère claire", utilisées chapitre II. L'atmosphère était donc très peu chargée en aérosol pendant les prises de vue par le satellite.

IV-4-2-3 - Autres mesures

L'état de la mer est un paramètre important puisque le schéma de correction est modifié suivant le pourcentage de couverture par l'écume et les vagues déferlantes. Seule une photo aérienne permet d'évaluer précisément ce paramètre. A défaut, on utilise les relevés classiques d'état de la mer basés sur les observations visuelles.

Dans le cas des deux scènes que nous étudions, la mer était peu agitée, ce qui nous permet de considérer que la perturbation due aux phénomènes de surface était nulle.

Enfin deux paramètres interviennent pour des corrections mineures : la pression atmosphérique, modifiant l'épaisseur optique Rayleigh, et le contenu en ozone. La précision requise sur le contenu en ozone ($\pm 0,05$ cm.atm) n'est pas critique. On peut donc utiliser une valeur moyenne saisonnière, ou une mesure de station météorologique.



IV-4-3 - Données satellite

IV-4-3-1 - Caractéristiques des images C.Z.C.S.

Le radiomètre C.Z.C.S. est muni de 5 canaux dans le visible (voir tableau IV-6). Seuls les quatre premiers canaux sont réellement utiles aux algorithmes d'extraction de paramètres marins. Le dernier canal, destiné à repérer les contours de côte, n'a pas en effet une résolution radiométrique suffisante.

	longueur d'onde centrale (nm)	largeur de bande (nm)
1	443	20
2	520	"
3	550	"
4	670	"
5	750	100

Tableau IV-6 - Canaux de C.Z.C.S.

A l'altitude de 955 km, sur une orbite sensiblement polaire, le radiomètre vise séquentiellement des éléments de surface de 800 m x 800 m, suivant des angles compris entre 0 et 38° de part et d'autre de la verticale. Le balayage ainsi obtenu couvre environ 15 degrés de longitude. A nos latitudes, la trace du satellite est inclinée de 20° par rapport au Nord (voir figure IV-21). Enfin le plan de balayage, normalement vertical, peut être incliné de ± 20 degrés de manière à éviter les conditions de réflexion spéculaire du rayonnement solaire direct. La figure IV-22 donne des représentations du canal 750 nm des deux scènes du 22 juin et 22 juillet 1979. Successivement une vue générale, les détails de la Manche Centrale et de la Baie du Mont Saint Michel. Sur la dernière photo, nous avons indiqué la position approximative de la radiale. On constate que la zone test a été malheureusement observée dans des conditions défavorables le 22 juillet : en bordure de l'image, condition qui entraîne une restitution géométrique médiocre et un accroissement des effets atmosphériques.

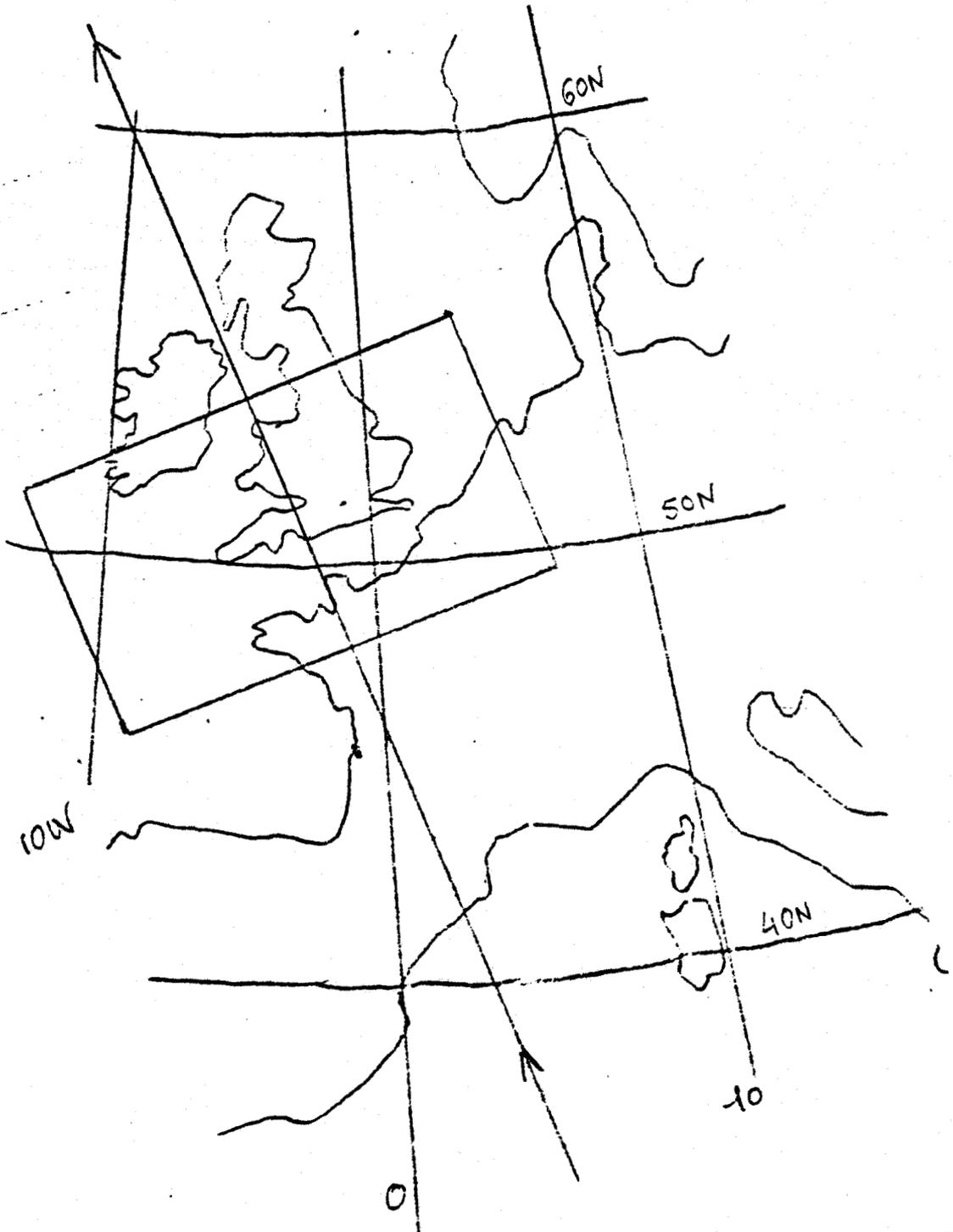
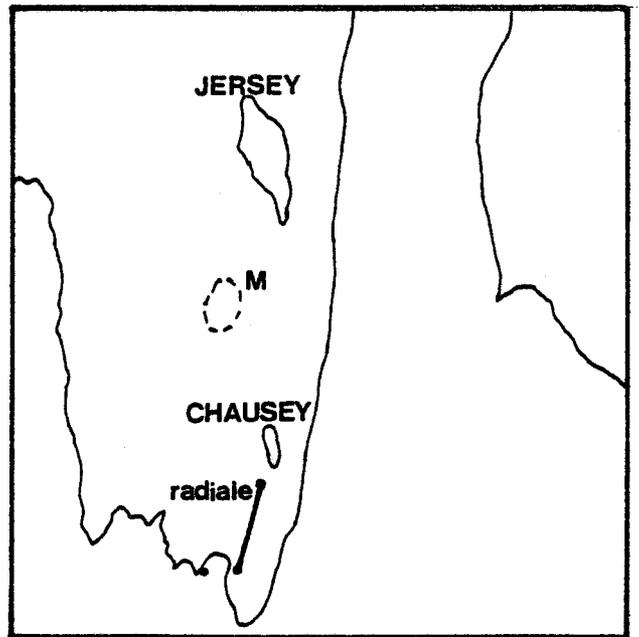
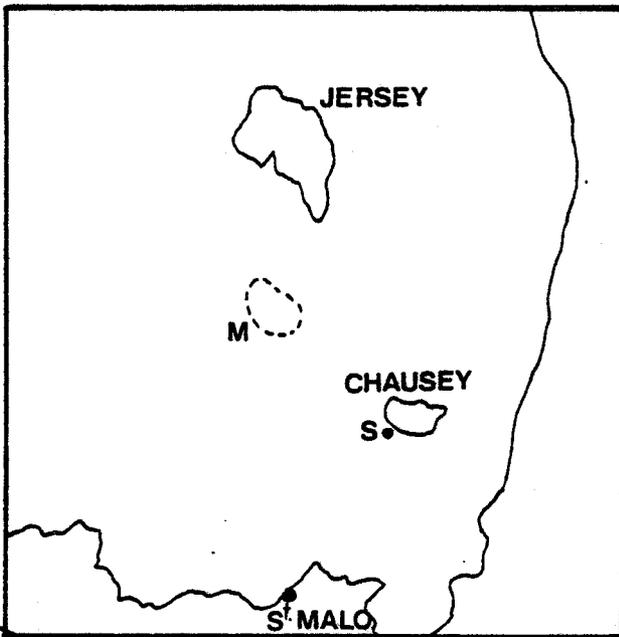
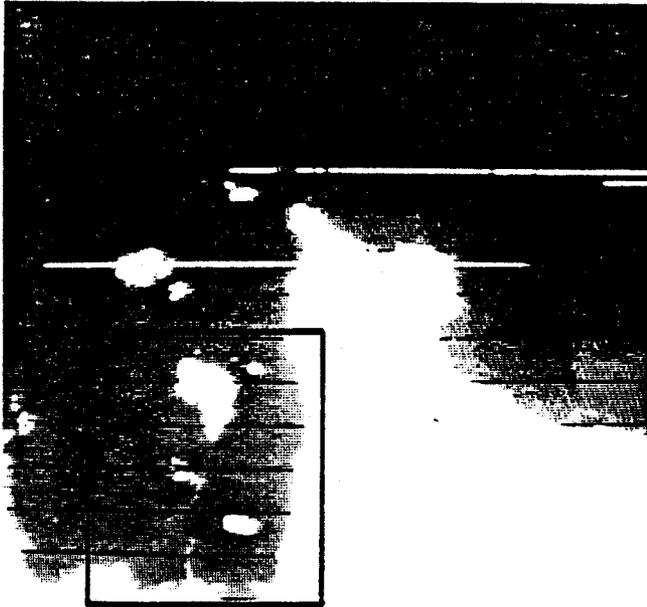


Figure IV-21 - L'orbite de C.Z.C.S./ Nimbus 7 est inclinée vers l'ouest. Le cadre figure l'étendue d'une scène C.Z.C.S. (1968 x 970 points)



BNS
LILLE

Figure IV-22. Scène C.Z.C.S. canal 5, du 22 juin (à gauche) et du 22 juillet 1979 (à droite).

en haut: totalité de la scène C.Z.C.S. (1978 x 970 points)

au centre: Manche centrale (256 x 256 points)

en bas: zone test (64 x 64 points), avec la position des stations.

IV-4-3-2 - Schéma de correction

On rappelle les différentes étapes du schéma de correction exposé dans la partie théorique (équations II-2, II-3, III-3).

(A) calcul de ρ mesurée par le satellite

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi L_{\lambda}}{E_{0\lambda} \cos \theta_0} \quad (\text{IV-6})$$

(B) correction de l'absorption par l'ozone

$$\rho' = \rho (T_{O_3})^{-1} \quad (\text{IV-7})$$

(C) correction des effets de diffusion Rayleigh

$$\rho'' = (\rho' - \rho_a^R) \{T^R(\mu_0) T^R(\mu)\}^{-1} \quad (\text{IV-8})$$

(D) correction des effets aérosol

$$\rho_w = (\rho'' - \rho_a^P) \{T^P(\mu_0) T^P(\mu)\}^{-1} \quad (\text{IV-9})$$

Ces équations simplifiées sont adaptées aux conditions favorables des scènes étudiées :

- mer calme (ρ_f et ρ_g sont négligeables)
- trouble atmosphérique peu élevé (les termes de couplage Rayleigh et aérosol sont négligeables)

Les étapes A, B et C ne posent pas de problèmes dans la mesure où la géométrie de la prise de vue est connue. En revanche l'étape D requiert la mesure du trouble atmosphérique par le satellite lui-même, principe qui n'avait pas été prévu à la conception du C.Z.C.S.. Seul le canal à 670 nm peut être utilisé pour ce calcul en permettant l'évaluation de $\rho_a^P(670)$, puis de $\tau^P(670)$. La valeur de l'exposant d'ANGSTROM n , nécessaire à l'extrapolation de $\rho_a^P(670)$ vers les courtes longueurs d'onde, reste néanmoins inconnue. En l'absence de mesure "vérité atmosphère", on utilise une moyenne statistique, la valeur $n = 1,3$ est traditionnellement utilisée en Europe. Pour les images que nous étudions, nous utiliserons les valeurs de n mesuré in situ (tableau

IV-4).

Dans le cas d'eaux turbides, il existe une valeur résiduelle de ρ_w à 670 nm suivant approximativement la loi

$$\rho_w(670) = 0,15 \rho_w(550) \quad (\text{IV-10})$$

Le coefficient 0,15, correspondant au rapport des coefficients d'absorption de l'eau aux deux longueurs d'onde, est assez bien retrouvé expérimentalement (figure IV-23). On tiendra compte de cette perturbation en prenant :

$$\rho_a^P(670) \left(1 - 0,15 \left(\frac{550}{670}\right)^{-n}\right) = \rho''(670) - 0,15 \rho''(550) \quad (\text{IV-11})$$

$$\text{soit environ } \rho_a^P(670) = \{\rho''(670) - 0,15 \rho''(550)\} / 0,82 \quad (\text{IV-12})$$

La valeur de $\rho_a^P(670)$ permet d'avoir une estimation approchée de τ^P , qui est utilisée pour corriger les $\rho''(\lambda)$ suivant une procédure itérative.

Les traitements sont détaillés sous la forme d'un organigramme (tableau IV-7) qu'il faut associer aux données et fonctions présentées tableau IV-8. Les données géométriques sont utilisées pour calculer les réflectances Rayleigh et les différents termes de transmission atmosphériques. Ces résultats sont ensuite associés aux coefficients de calibration a et b, transformant les comptes numériques N en luminance L

$$L = a N + b \quad (\text{IV-13})$$

de manière à obtenir les coefficients a' et b' qui convertissent les comptes numériques en terme de ρ''

$$\rho'' = a' N + b'' \quad (\text{IV-14})$$

Le choix des valeurs de l'éclairement solaire hors de l'atmosphère $E_{0\lambda}$ pose un problème. La figure IV-1 montre que les mesures de différents auteurs présentent des écarts de 10 %, principalement à 550 nm. Les valeurs de E_0 présentées en haut à droite du tableau IV-9 correspondent à la moyenne de ces différentes déterminations. Nous étudierons ultérieurement l'influence de l'incertitude sur E_0 .

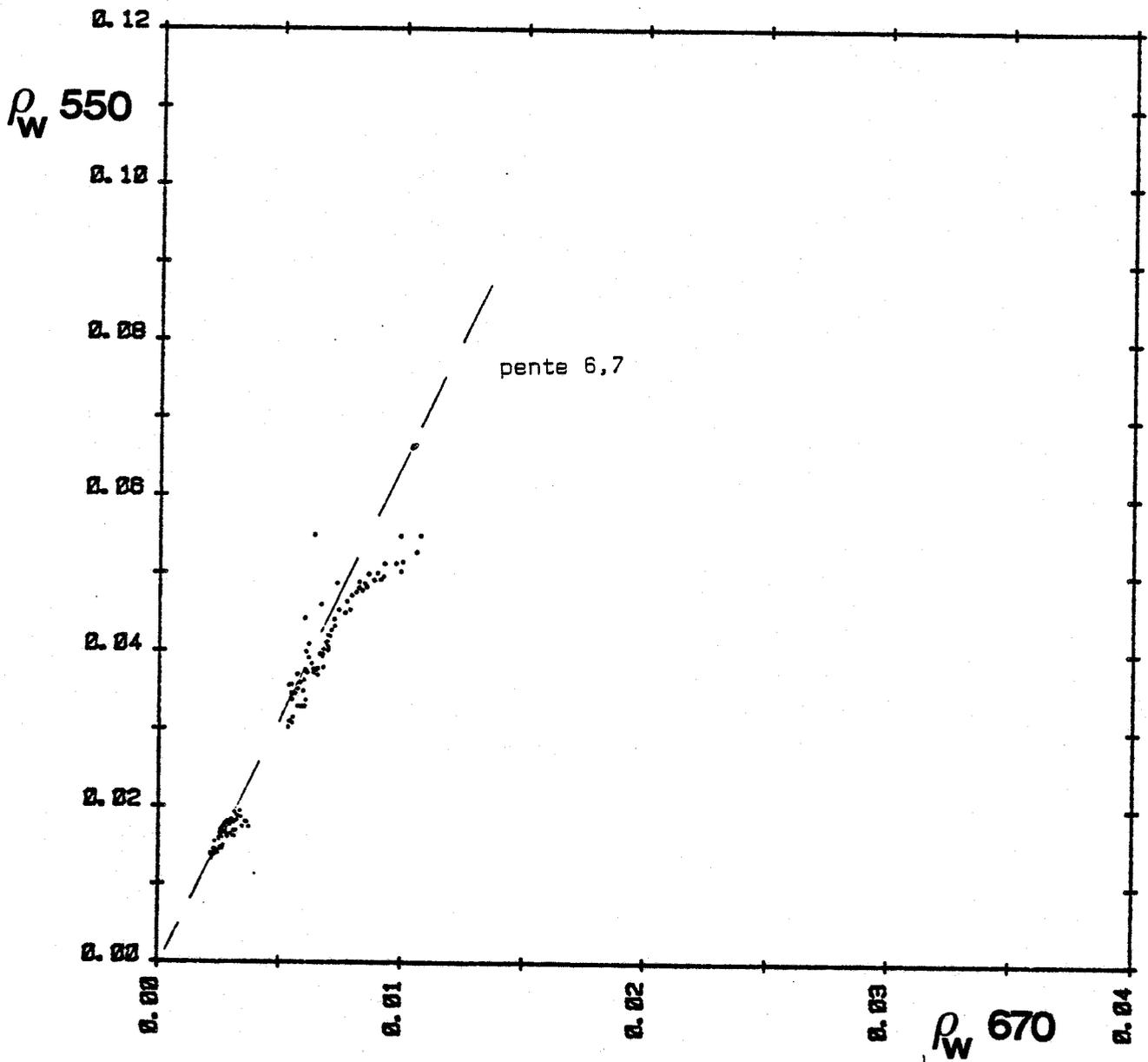


Figure IV-23 - Intercomparaison des réflectances à 550 et 670 nm mesurées sur la radiale du 22 juillet. On a tracé par comparaison la droite de pente $a_o(550)/a_o(670)$, soit environ 6,7 (ou 1/0,15)



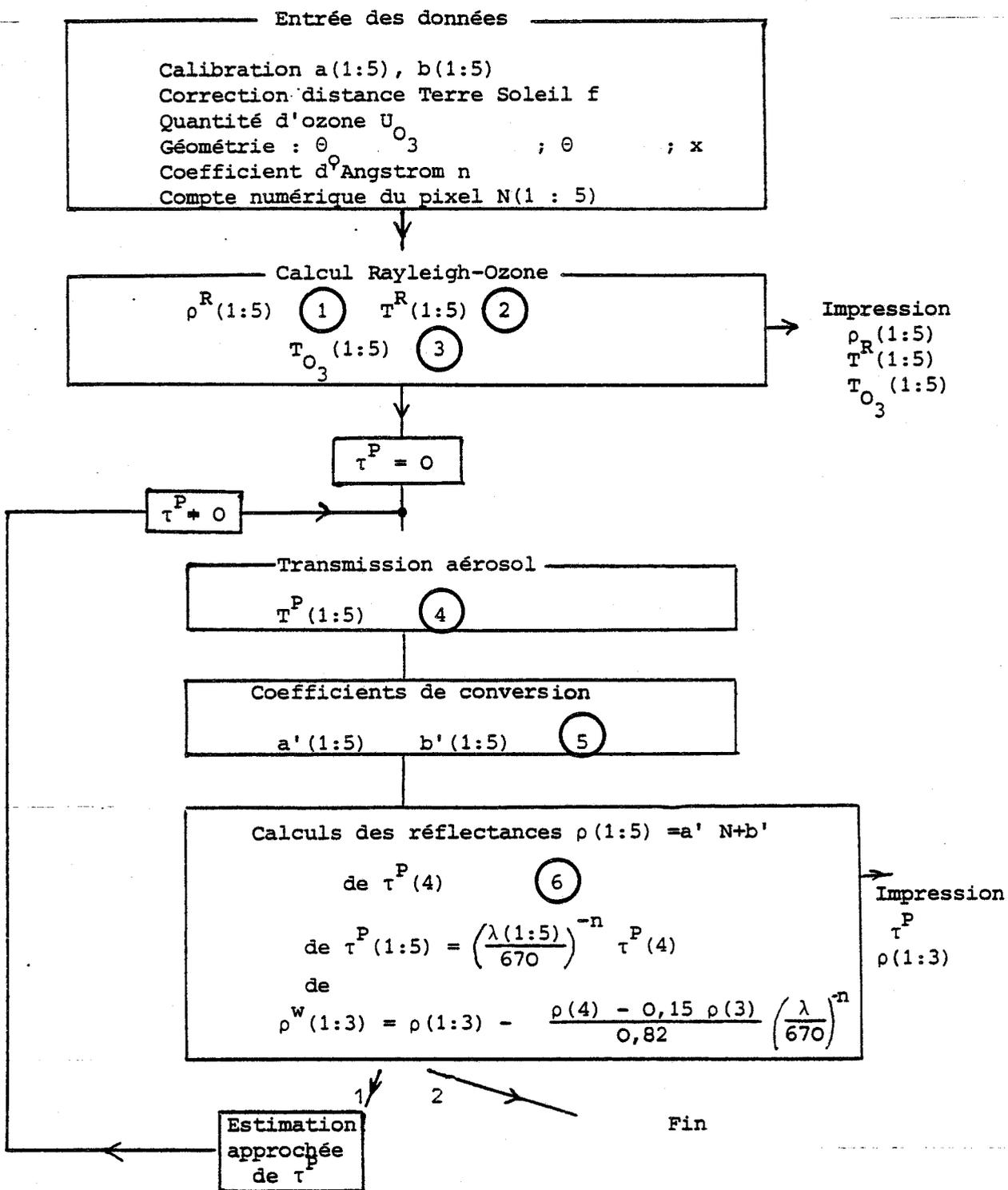


Tableau IV-7 - Organigramme des corrections atmosphériques de C.Z.C.S..

Les indices de 1 à 5 correspondent aux numéros des canaux. Les chiffres cerclés correspondent aux appels des fonctions décrites dans le tableau IV-8. Cet organigramme est basé sur une relation entre $\rho_w(550)$ et $\rho_w(670)$. Il ne peut à priori s'appliquer sur un autre site-test qu'à condition que cette loi y soit vérifiée.



Données

Canal	λ (nm)	E_{O_2} ($\frac{W \cdot cm^{-1}}{nm}$)	k_{O_3}	τ^R
1	443	192	0,003	0,230
2	520	185	0,047	0,122
3	550	183	0,087	0,096
4	670	148	0,041	0,044
5	750	123	0,010	0,029

Fonctions

$$\textcircled{1} \quad P^R = \{1+r(\theta) + r(\theta_0)\} \frac{1}{4} \{0,979 \frac{3}{4} (1+\cos^2 \chi) / 0,021\} \frac{\tau^R}{\mu \mu_0}$$

$r(\theta)$ et $r(\theta_0)$ sont les facteurs de réflexion de FRESNEL.

$$\textcircled{2} \quad T^R = \frac{1}{4} (1 + e^{-\tau^R/\mu}) (1 + e^{-\tau^R/\mu_0})$$

$$\textcircled{3} \quad T_{O_3} = \exp \{k_{O_3} \cdot U_{O_3} (\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0})\}$$

$$\textcircled{4} \quad T^P = \exp \{-0,13 \cdot \tau^P (\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0})\}$$

$$\textcircled{5} \quad a' = \pi a (\mu_0 E_0 f T_{O_3} T^R T^P)^{-1}$$

$$b' = \pi b (\mu_0 E_0 f T_{O_3} T^R T^P)^{-1} - \rho^R (T^R T^P)^{-1}$$

$$\textcircled{6} \quad \tau^P(670) = \frac{4\mu \mu_0}{P^P(180-x)} (\rho(670) - 0,15 \rho(550)) \frac{1}{0,82}$$

pour $P^P(180-x)$, on utilise les valeurs du modèle d'aérosol le plus réaliste (modèle 1 bis dans les cas que nous avons étudiés).

TABLEAU IV-8 - Données et fonctions utilisées pour les corrections atmosphériques CZCS.

Les applications de ces calculs de correction pour les données de la zone test du 22 juin et 22 juillet 1979 sont présentées respectivement tableau IV-9 et IV-10. Les notations correspondent à celles employées dans l'organigramme vu précédemment. Le commentaire de ce tableau sera poursuivi dans la section suivante.

IV-4-4 - Comparaison des mesures satellite et in-situ

Les réflectances calculées à l'aide des coefficients a' et b' du tableau IV-10 sont comparées figure IV-24 aux réflectances "vérité-mer" pour la radiale du 22 juillet. Malgré les difficultés de localisation, il est quand même possible de repérer sur les deux tracés des détails significatifs : les minima relatifs C et E, le maximum relatif D, le point B précédant le front principal, le point A précédant une légère inflexion. Ce sont les réflectances et épaisseurs optiques τ^P correspondant à ces stations qui sont calculées tableau IV-10. Pour le 22 juin un seul point, appelé S a été étudié (tableau IV-9).

Les réflectances des trois premiers canaux, corrigées des effets d'aérosol, sont finalement comparées aux réflectances mesurées in-situ (figure IV-25). On constate immédiatement un large désaccord pour les réflectances à 520 et 550 nm (écarts supérieurs à 0,02 en terme de réflectances) tandis que les valeurs des réflectances à 443 nm sont assez bien retrouvées, ce qui paraît paradoxal puisque c'est à cette longueur d'onde que les corrections sont les plus difficiles à effectuer. Des écarts de 0,02 en terme de réflectance sont plus élevés que ceux qui proviendraient des erreurs de la modélisation des corrections, des effets bidirectionnels de la réflexion ou des erreurs de localisation des stations. Au delà de cette remarque, le fait que l'on trouve une surestimation systématique des valeurs de réflectances à 520 et 550 nm suggère que cette comparaison met en évidence une erreur de calibration radiométrique, qui rappelons le, peut avoir deux origines 1) choix des valeurs d'éclairement solaire E_0 2) calibration radiométrique proprement dite du C.Z.C.S.. La figure IV-26 est l'équivalente de la précédente, mais correspond à un choix différent des valeurs de E_0 à 520 et 550 nm : valeurs données par LABS et NECKEL (voir figure IV-1). La comparaison est légèrement améliorée mais reste cependant médiocre.

Quant aux épaisseurs optiques des aérosols τ^P , on observe un assez bon accord avec les mesures in-situ (tableau IV-4) : la valeur de $\tau^P(520)$ est voisine de 0,1 pour les deux journées.

IV-4-5 - Conclusion

Contrairement à la procédure d'inversion traitée dans ce chapitre, on a représenté sur la figure IV-27 le résultat d'un calcul direct, c'est à dire le calcul de la réflectance hors de l'atmosphère à partir de la mesure au niveau de la mer, en l'occurrence à la station D du 22 juillet 1979. Cette figure illustre les principaux points de conclusion de la partie expérimentale, c'est à dire

- les pauvres qualités de réflexion de l'océan ($\rho_w = 0,02$), d'où les grandes difficultés à mesurer les variations de signature spectrale, même in-situ

- la grande importance de la composante atmosphérique Rayleigh, de l'ordre de $\rho^R = 0,15$ à 443 nm

- la relative neutralité spectrale de la composante aérosol (d'intensité par ailleurs particulièrement faible dans le cas étudié).

Sur cette même figure, la comparaison de la réflectance calculée et de celle mesurée par C.Z.C.S. met en évidence des écarts de l'ordre de 10 % pour les canaux à 520 et 550 nm. Il apparaît donc que la discussion sur le traitement des données satellite doit d'abord porter sur l'ajustement des constantes de calibration radiométrique au moyen d'expériences semblables à celle que nous venons d'exposer. La synthèse de ces expériences devrait permettre d'ajuster les constantes de calibration avec une précision d'environ 3 %, ce qui autoriserait le calcul des réflectances au niveau de la mer avec une incertitude absolue meilleure que $\Delta\rho = 0,005$. Ce travail effectué, il deviendra alors possible d'appliquer les algorithmes d'extraction des paramètres marins tels que ceux présentés dans la première partie de ce chapitre.

CALIBRATION

CANAL	a	b	E0
1	0.0469	0.0161	192
2	0.0327	0.0396	185
3	0.0273	0.0200	183
4	0.0117	0.0083	148
5	0.0972	-0.0836	123

DONNEES: TETA0=27.3 TETA= 0 Ki=12.00 $p^P(180 - x) = 0,35$
 ***** f=0.97 03=0.34 n=1.3

COEFFICIENTS RAYLEIGH

CANAL	REFLECTANCE	TRANSMISSION
1	0.099	0.795
2	0.052	0.882
3	0.041	0.905
4	0.019	0.955
5	0.012	0.970

COEFFICIENTS DE CONVERSION EN REFLECTANCE

CANAL	a'	b'
1	1.12E-03	-0.1240
2	7.56E-04	-0.0586
3	6.40E-04	-0.0451
4	3.11E-04	-0.0196
5	2.99E-03	-0.0154

STATION	R443	R520	R550	R670	R750	TAUp(670)
S	0.0343	0.0450	0.0470	0.0177	0.0175	0.1083

***** Après correction aérosol :

CANAL	a'	b'
1	1.18E-03	-0.1305
2	7.88E-04	-0.0610
3	6.65E-04	-0.0469
4	3.20E-04	-0.0202
5	3.07E-03	-0.0158

STATION	Rw443	Rw520	Rw550	TAUp(670)
S	0.0174	0.0317	0.0347	0.1109

Tableau IV-9 - Calcul des corrections atmosphériques pour l'image du
22 juin 1979 et pour la zone test.

CALIBRATION

CANAL	a	b	E ₀
1	0.0449	0.0188	192
2	0.0314	0.0402	185
3	0.0265	0.0188	183
4	0.0115	0.0065	148
5	0.0951	-0.0836	123

DONNEES: TETA0=36.4 TETA=47 K1=27.57 P^P(180 - x) = 0,17
 ***** f=0.97 03=0.32 n=1.3

COEFFICIENTS RAYLEIGH

CANAL	REFLECTANCE	TRANSMISSION
1	0.148	0.750
2	0.078	0.854
3	0.062	0.882
4	0.028	0.943
5	0.019	0.962

COEFFICIENTS DE CONVERSION EN REFLECTANCE

CANAL	a'	b'
1	1.26E-03	-0.1963
2	8.33E-04	-0.0907
3	7.13E-04	-0.0694
4	3.44E-04	-0.0298
5	3.26E-03	-0.0222

STATION	R443	R520	R550	R670	R750	TAU _D (670)
A	0.0414	0.0726	0.0731	0.0135	0.0202	0.0311
B	0.0376	0.0610	0.0631	0.0156	0.0202	0.0745
C	0.0326	0.0501	0.0531	0.0156	0.0202	0.0928
D	0.0300	0.0485	0.0531	0.0152	0.0202	0.0886
E	0.0263	0.0443	0.0489	0.0149	0.0169	0.0922

***** Après correction aérosol :

CANAL	a'	b'
1	1.33E-03	-0.2075
2	8.72E-04	-0.0949
3	7.43E-04	-0.0724
4	3.55E-04	-0.0308
5	3.36E-03	-0.0229

STATION	Rw443	Rw520	Rw550	TAU _D (670)
A	0.0378	0.0702	0.0709	
B	0.0287	0.0546	0.0573	0.0756
C	0.0211	0.0416	0.0454	0.0949
D	0.0190	0.0403	0.0457	0.0905
E	0.0145	0.0356	0.0410	0.0944

Tableau IV-10 - Calcul des corrections atmosphériques pour l'image du
 22 juillet 1979 et pour la zone test.

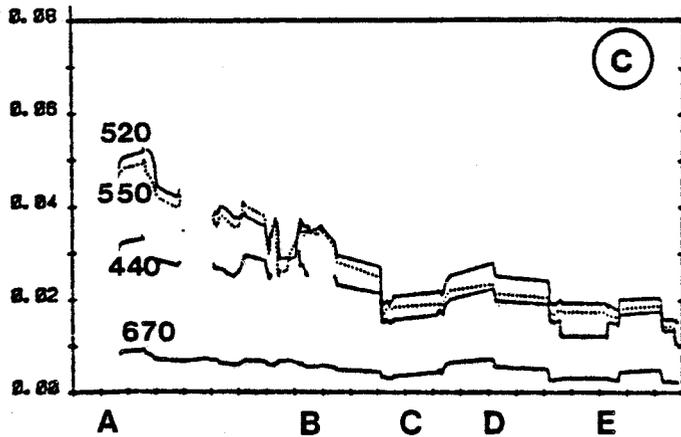
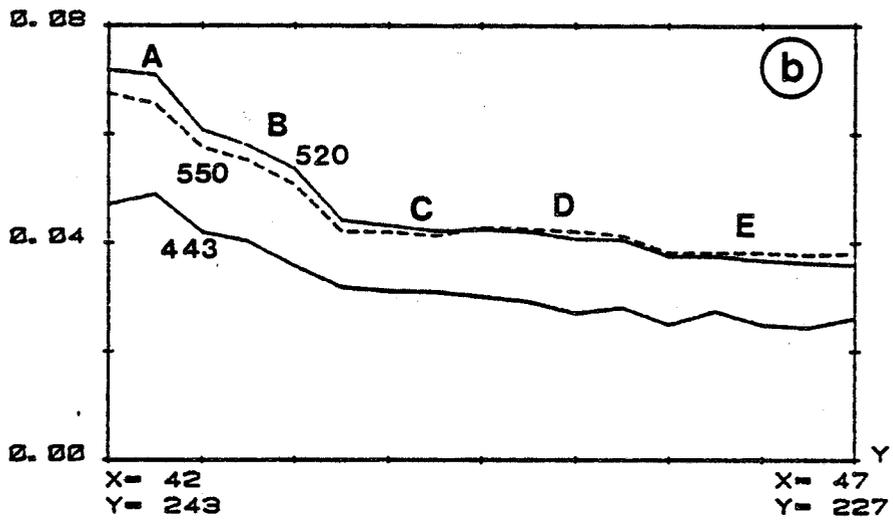
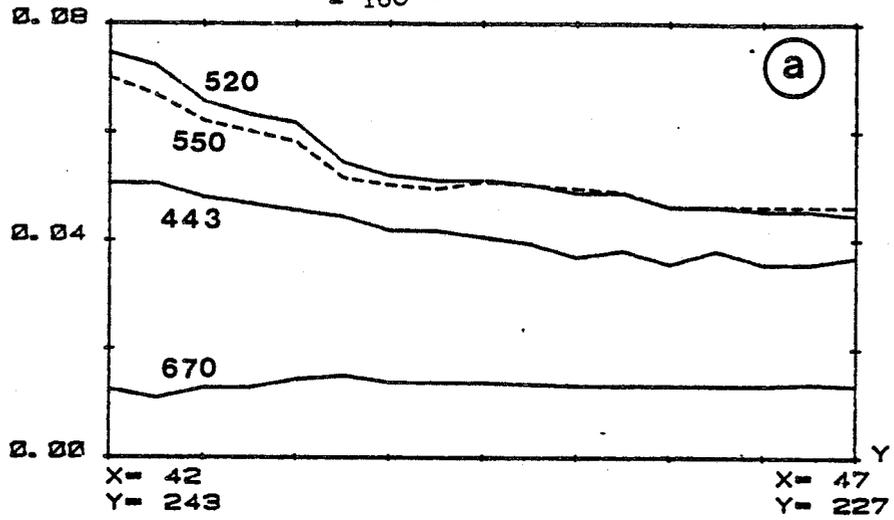
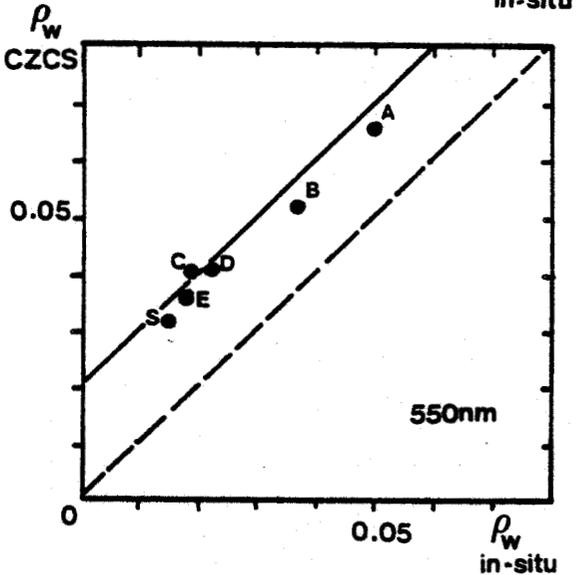
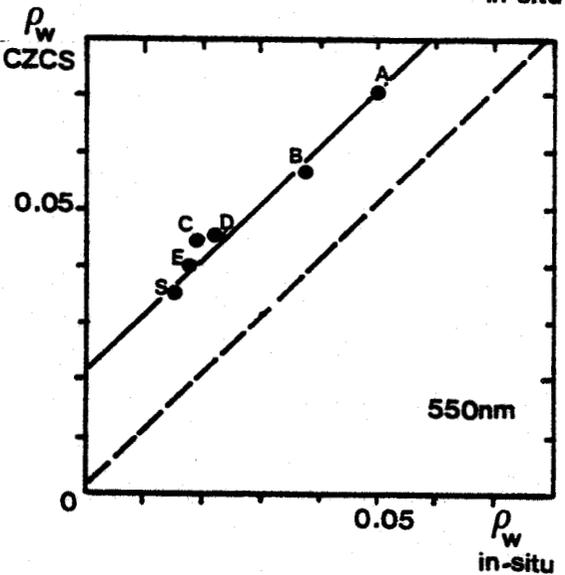
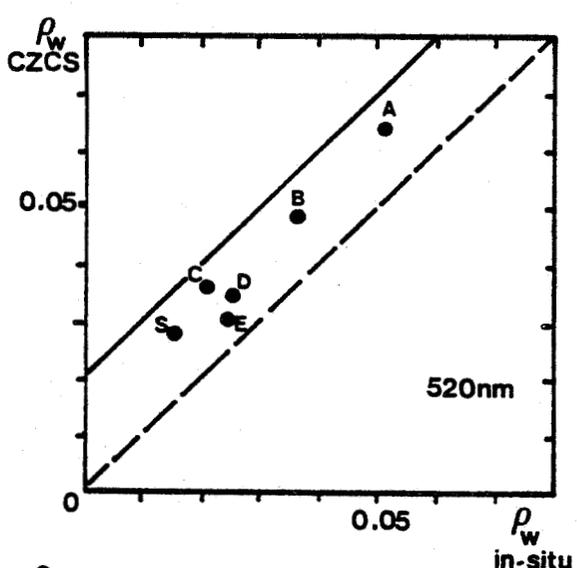
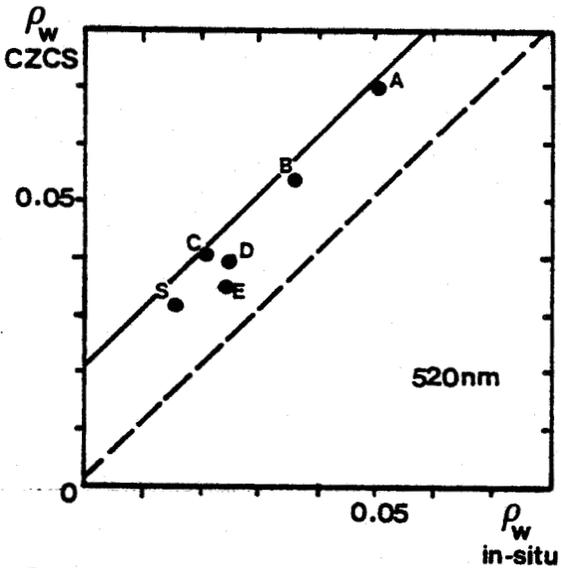
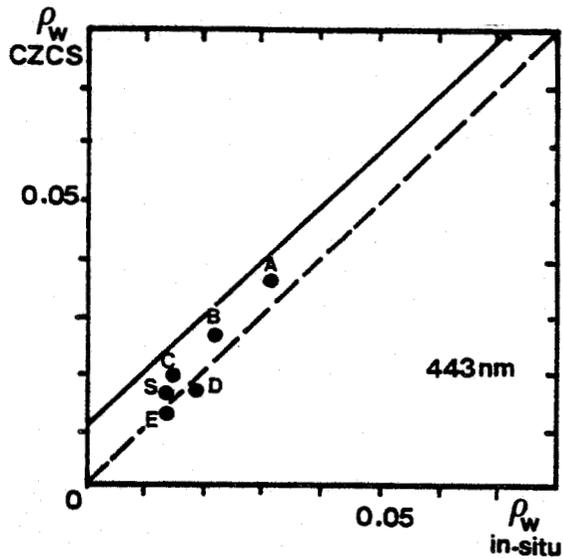
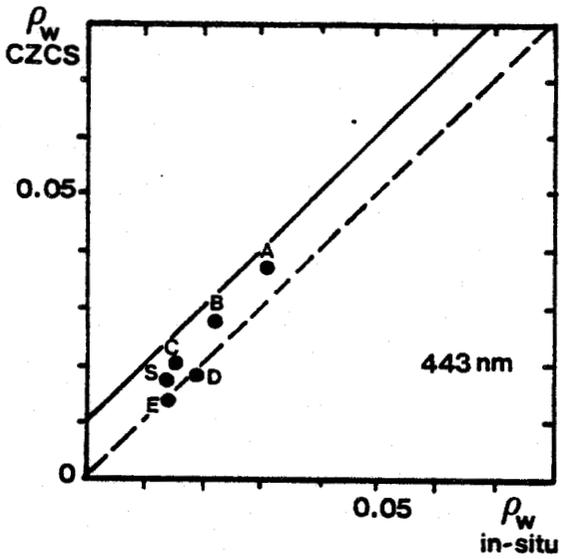


Figure IV-24 - Comparaison des valeurs de réflectances mesurées par satellite et in-situ. Radiale du 22 juillet 1979
a - C.Z.C.S., avec correction Rayleigh et Ozone
b - C.Z.C.S., avec correction Rayleigh, Ozone et Aérosols
c - in-situ



Comparaison entre les réflectances CZCS corrigées des effets atmosphériques et les réflectances mesurées in-situ aux longueurs d'onde 443, 520 et 550 nm, pour deux ensembles de données sur la constante solaire, respectivement

Figure IV - 25 (à gauche)

- $E_o(443) = 192$
- $E_o(520) = 185$
- $E_o(550) = 183$
- $E_o(670) = 148$

Figure IV - 26 (à droite)

- $E_o(443) = 192$
- $E_o(520) = 190$
- $E_o(550) = 188$
- $E_o(670) = 148$



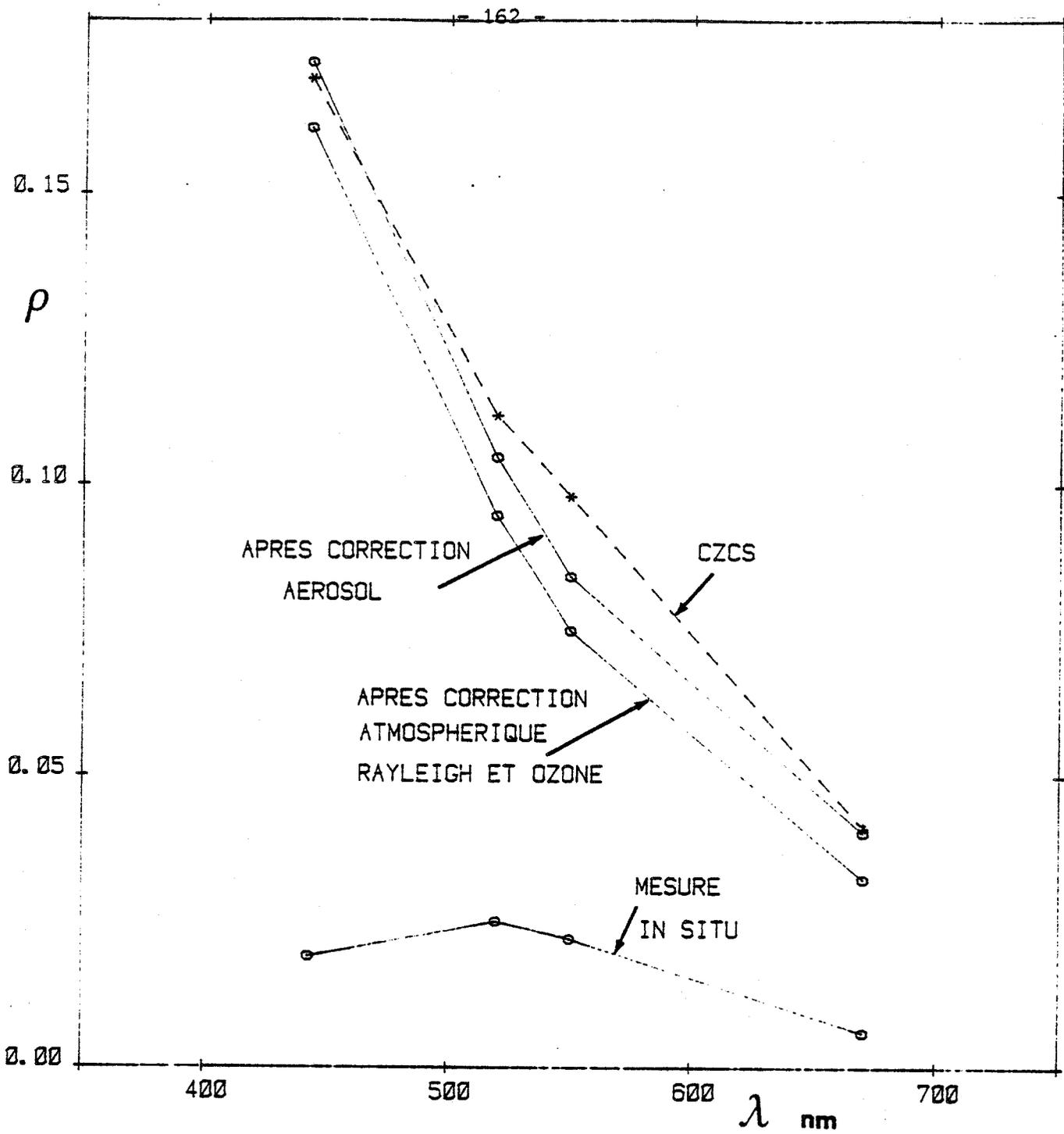


Figure IV-27 - Calcul de la réflectance spectrale hors de l'atmosphère correspondant aux données au niveau de la mer du point D du 22 juillet 1979, et comparaison avec les données C.Z.C.S.. On met ainsi en évidence des erreurs de l'ordre de 10 % (canaux 520 et 550 nm) sur les valeurs adoptées pour la calibration radiométrique de C.Z.C.S.. Par souci de clarté graphique, nous n'avons pas représenté l'influence des effets mineurs : atténuation de la réflectance de la mer par diffusion Rayleigh et aérosol et absorption par l'ozone ; atténuation des réflectances Rayleigh et aérosol par l'absorption de l'ozone.



CHAPITRE V

APPLICATIONS OCEANOGRAPHIQUES



V - APPLICATIONS OcéANOGRAPHIQUES

Entreprendre une campagne de mesures en mer, purement méthodologique, sous la seule étiquette "télédétection", déconnectée d'un programme de recherche océanographique, a généralement des conséquences financières très lourdes qui ne paraissent pas justifiables. Au contraire, une opération greffée sur un programme océanographique est valorisée par toutes les conséquences que ne manque pas de donner le caractère pluridisciplinaire de la tentative.

Illustrant ce principe, nos expériences de mise au point des techniques de télédétection (avion ou satellite) accompagnaient différents programmes océanographiques. Par ce biais, nous avons contribué à un certain nombre de résultats originaux que nous rappelons dans ce chapitre, brièvement, car ils sont exposés par ailleurs dans les publications. Au cours de ces travaux, nous avons interprété les mesures de couleur de l'océan en terme de concentration en chlorophylle à l'aide de modèles théoriques très proches de celui exposé dans le chapitre I. On doit cependant considérer que ces résultats sont restés semi-qualitatifs du fait du faible nombre de mesures de "vérité-mer" disponibles dans chacun des exemples proposés.

V-1 - L'enrichissement biologique associé aux phénomènes d'upwellings dans la région du Cap Lopez (Golfe de Guinée) - Expérience aéroportée

Les résultats de ces expériences sont décrits dans les publications jointes 1 et 2.

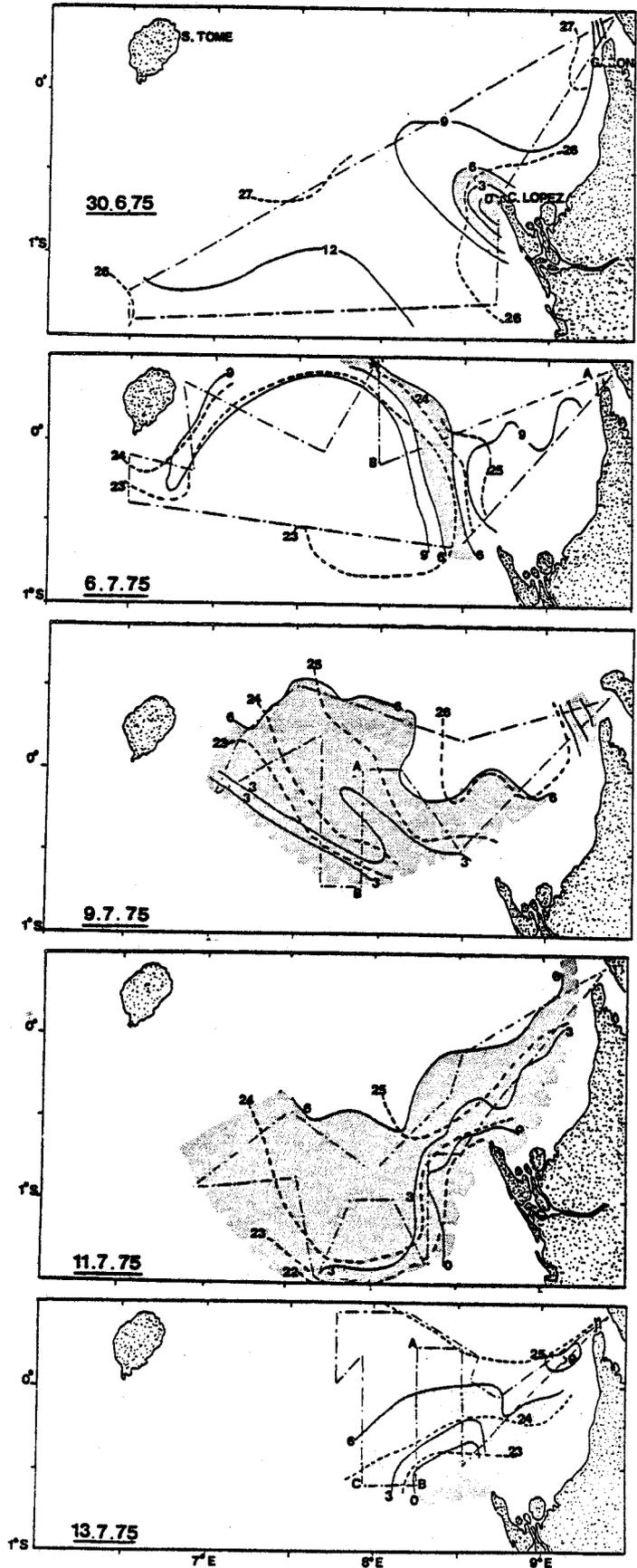
Ces expériences regroupant plus de 30 levés aériens de la température de surface et de la couleur de l'océan, ont permis de mettre en évidence des séquences d'enrichissement biologique associées aux phénomènes de remontées d'eaux, suivant des périodes d'environ une semaine.

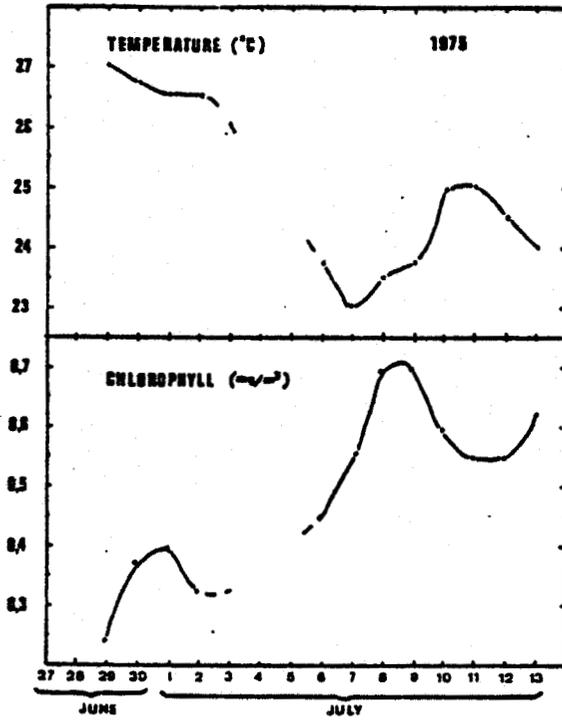
La figure V-1 montre une séquence de situations observées entre le 30 juin et le 13 juillet 1975. Le 30 juin correspond à une phase chaude (température de surface supérieure à 25° C) et pauvre en chlorophylle. La différence de réflectance bleu-vert est élevée sur toute la zone, à l'exception des abords du Cap Lopez, où se jette un fleuve d'important débit, l'Ogoué. Le 6 juillet correspond au développement maximum vers le Nord

Figure V-1 - Séquence des situations entre le 30 juin et le 30 juillet 1975.

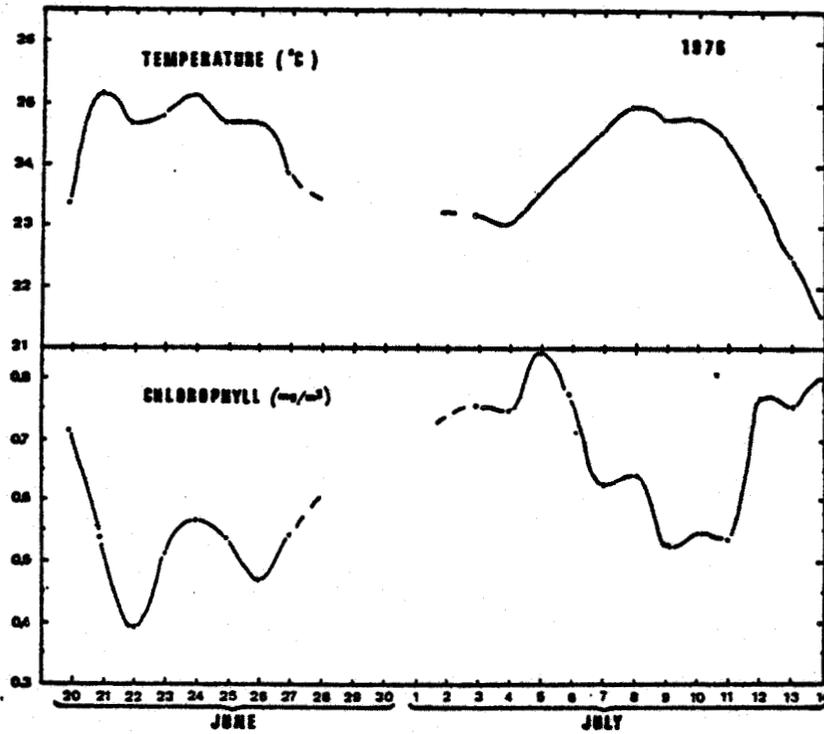
- en pointillé : les contours de même différence d'albédo $A_{466} - A_{525}$ (exprimée en 10^{-3});
- en trait plein : les isotherme (exprimés en °C);
- en trait mixte : le plan de vol.

La zone grisée correspond à l'aire la plus riche en chlorophylle ($A_{466} - A_{525} < 6 \cdot 10^{-3}$).





a



b

- Evolution of sea surface temperature and chlorophyll content as deduced from A₄₆₆-A₅₂₅, at point 0°30'S, 8°E for June-July 1975, (a) and 1976, (b).

Figure V-2 -

(Figure 5 de la publication jointe n° 2)



d'une phase froide (température de surface inférieure à 24° C). On trouve des eaux vertes le long du front thermique formant un arc de cercle entre le Cap Lopez et l'île de Sao Tomé. Les 9 et 11 juillet correspondent à la phase chaude suivante : le front thermique progresse rapidement vers le sud, tandis que l'enrichissement biologique est dilué sur l'ensemble de la zone. Le 13 juillet marque le début d'une nouvelle phase froide.

La figure V-2 montre les variations de la température de surface et de la concentration en chlorophylle (déduite des mesures de réflectance) en un point régulièrement survolé, situé au centre de la zone. La chronologie de ces observations montre que les concentrations maximales de chlorophylle sont obtenus en fin de phase froide et atteignent environ 1 mg/m³.

V-2 - L'enrichissement biologique sur le front d'Ouessant observé par Landsat

Le front thermique qui sépare, au large de la Bretagne, les eaux du large, stratifiées, chaudes en surface, des eaux côtières brassées par la marée, fournit un ensemble de conditions favorables au développement de différents phénomènes biologiques. La relative stabilité géographique de ces phénomènes, la diversité des mécanismes hydrobiologiques, l'amplitude élevée des variations des différents paramètres, la facilité d'accès (50 km de Brest) expliquent que cette région soit devenue une véritable zone-laboratoire pour l'océanographie biologique.

L'image Landsat de cette zone, figure V-3, prise le 2 juillet 1977, montre des zones de réflectances très élevées que l'on interprète comme correspondant à de très fortes concentrations en chlorophylle. La publication 7 est consacrée à l'interprétation de cette photo. L'excellente résolution spatiale de la prise de vue donne à ce document une très grande valeur descriptive. Mais l'intérêt réside surtout dans le fait que l'image Landsat ne montre pas uniquement des phénomènes connus et attendus, mais indique clairement qu'il existe des mécanismes de croissance biologiques différents suivant les secteurs de la zone frontale, ce que les mesures traditionnelles n'avaient pas encore bien mis en évidence.



Figure V-3 - L'enrichissement biologique sur le front d'Ouessant observé par le satellite Landsat 2 le 2 juillet 1977, orbite 12434.

V-3 - L'utilisation de la télédétection en région littorale : le Détroit
du Pas de Calais - Expériences aéroportées et imagerie Landsat

(Voir publications jointes 3 et 5)

Le Détroit du Pas de Calais n'est pas la région où l'interprétation des documents de télédétection est la plus facile. Les eaux qu'on y rencontrent contiennent en effet un grand nombre de matières de différentes origines, difficilement différenciables par télédétection : apports fluviaux et industriels, sédiments des hauts fonds constamment remis en suspension par les marées et les tempêtes, populations planctoniques abondantes et diversifiées. On remarquera cependant que les études hydrobiologiques de cette région (sauf certaines études strictement côtières) n'en sont encore qu'à leur genèse, et que dans ces conditions les documents actuellement obtenus par télédétection, même s'ils restent qualitatifs, constituent une excellente base pour préparer un programme de terrain plus approfondi. D'autre part les études de terrain, elles mêmes, se heurtent à la nature complexe du milieu. Dans beaucoup d'applications on cherche à caractériser les masses d'eau par un traceur, fonction que peut remplir le paramètre "couleur de l'océan", ou le paramètre "turbidité" qui lui est extrêmement proche.

Nous avons effectué dans cette région des travaux de nature différente: campagne de mesures à partir d'avion volant à basse altitude et analyse de deux images Landsat. Les expériences aéroportées comprenaient la radiométrie "couleur de l'océan" décrite en section IV-3-1. La comparaison des mesures de réflectances et des mesures in-situ sur une radiale trans-Manche fait l'objet de la publication 3. Les variations des différences $\rho_{520} - \rho_{466}$ et $\rho_{550} - \rho_{600}$ sont corrélées et décrivent assez bien le gradient côtier des paramètres mesurés in-situ. Ceux-ci (concentration en chlorophylle, turbidité) semblent par ailleurs, dépendre fortement de la hauteur d'eau, les eaux les plus claires sont observées au centre du Détroit, en coïncidence avec la position des plus bas fonds. Cette observation est confirmée par le suivi hydrologique trans-Manche effectué en 1979 et 1980 par la station d'étude marine de Wimereux (D. BENTLEY et J. DUPONT⁸³, 1980). D'autres couvertures aéroportées furent effectuées au printemps 1977, indépendamment des mesures

in-situ. Les mesures de réflectances recueillies sur des radiales trans-Manche ont permis de dresser des cartographies présentées figures V-4a à V-4h. On remarque que les gradients côtiers sont systématiquement mis en évidence. Les valeurs de $\rho_{520} - \rho_{466}$ supérieures à $12 \cdot 10^{-3}$ (ce qui correspond à plus de 3 mg/m^3 de chlorophylle) sont repérées près de la côte, tandis que le centre du Déroit est caractérisé par une valeur relativement constante, proche de zéro, ce qui correspond à environ $0,5 \text{ mg/m}^3$ de chlorophylle. Les images Landsat (voir Publication jointe 5), dont on donne figures V-5 et V-6 des reproductions, confirment ces observations, mais décrivent avec une richesse de détail beaucoup plus grande la répartition de la turbidité littorale.

Les mesures aéroportées, de même que les images du satellite Landsat, montrent que les régions côtières, Françaises et Anglaises sont séparées par un étroit canal où l'on trouve des eaux plus claires qui semblent posséder des propriétés relativement constantes pour les époques étudiées. Les données C.Z.C.S. sur cette région devraient permettre d'améliorer cette description, d'une part à cause de la répétitivité plus élevée (nous étudions actuellement une séquence de 5 images entre le 1 et le 15 mai 1980), et d'autre part à cause de la résolution spectrale meilleure que celle de Landsat.

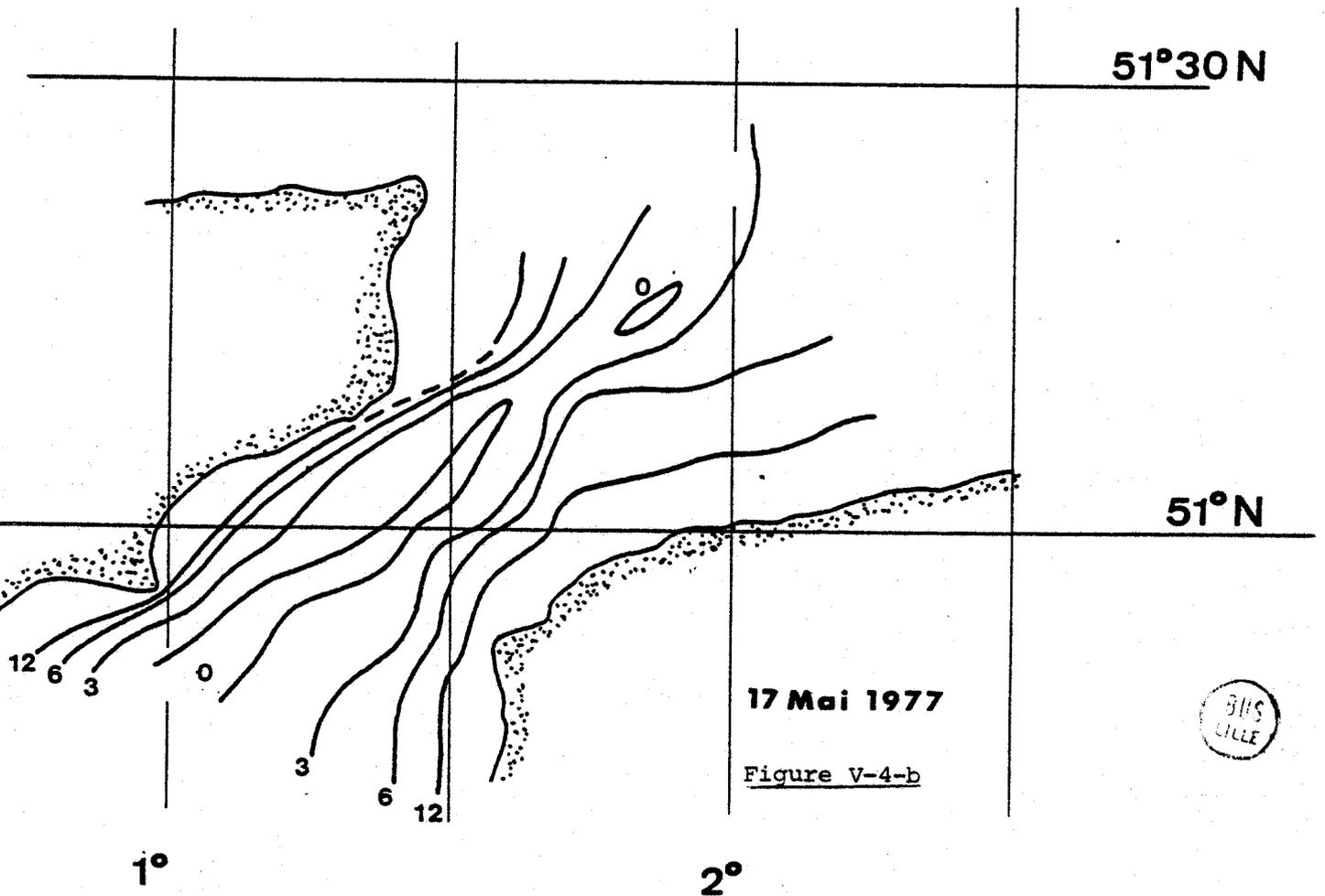
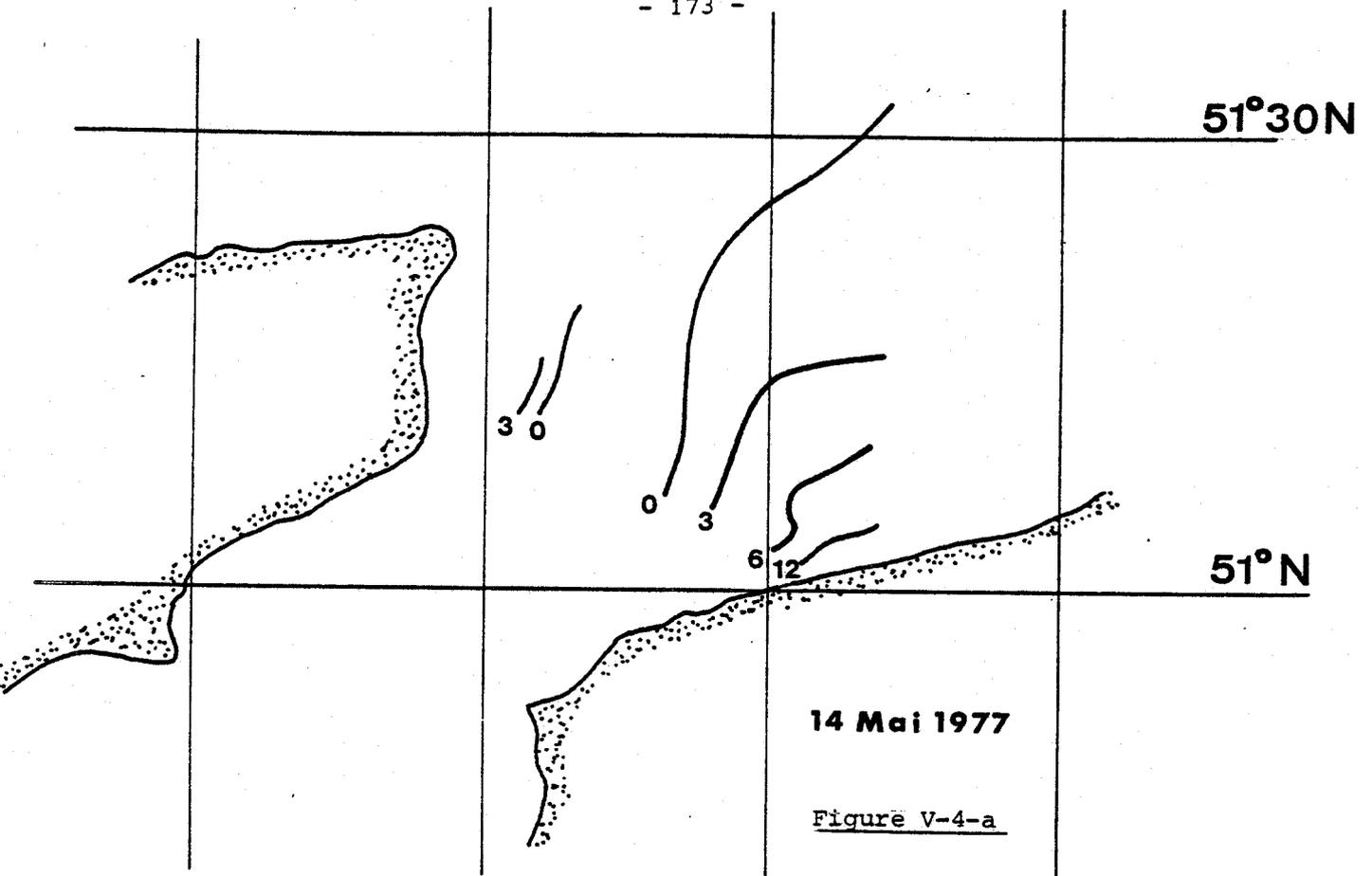
Figure V-4 - Levés aériens de la différence de réflectance $\rho_{520} - \rho_{466}$ dans la région du Détroit du Pas de Calais, entre le 14 mai et le 30 juin 1977.
Les chiffres sont à multiplier par 10^{-3} .

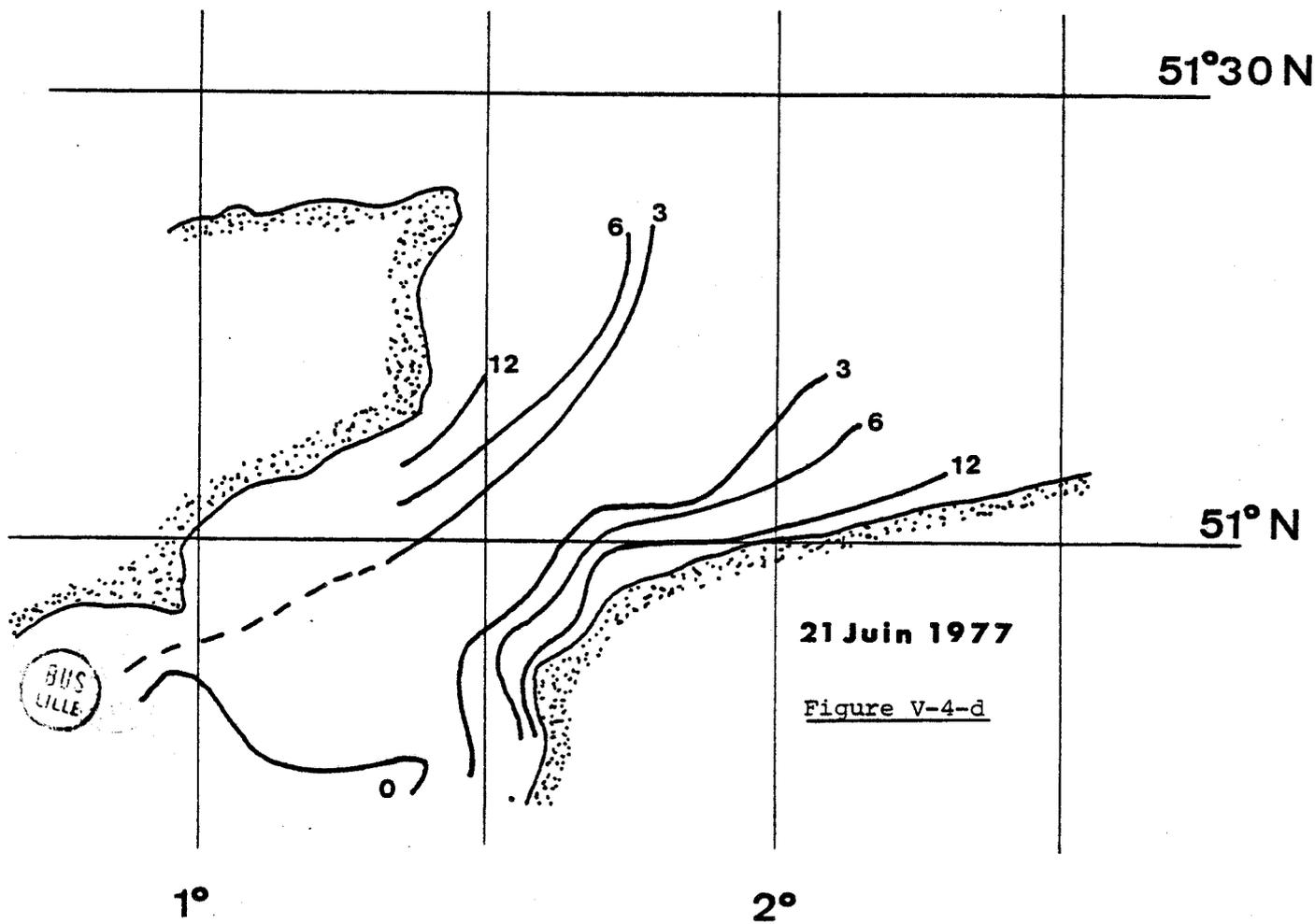
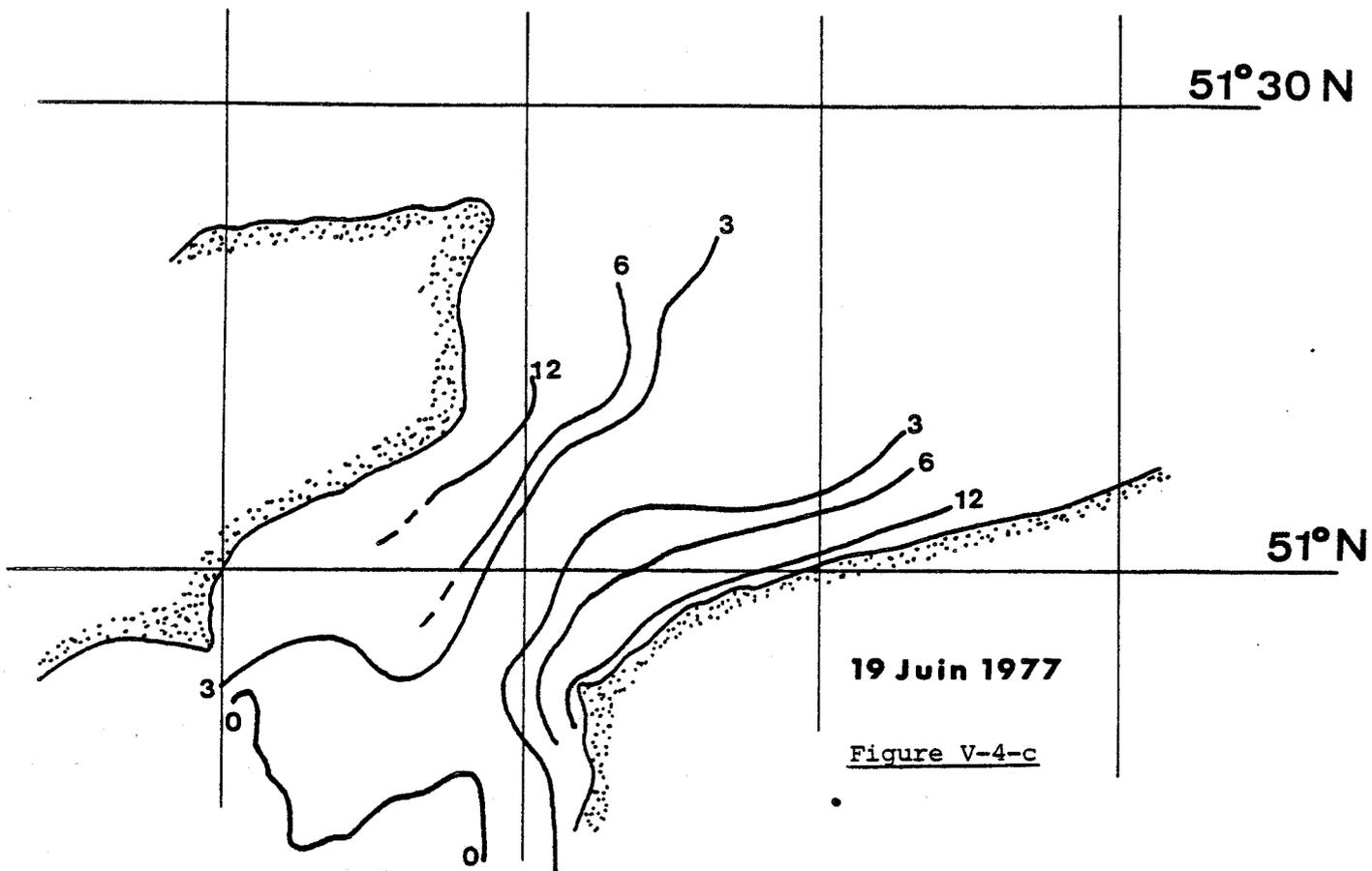
Pages 173 à 176

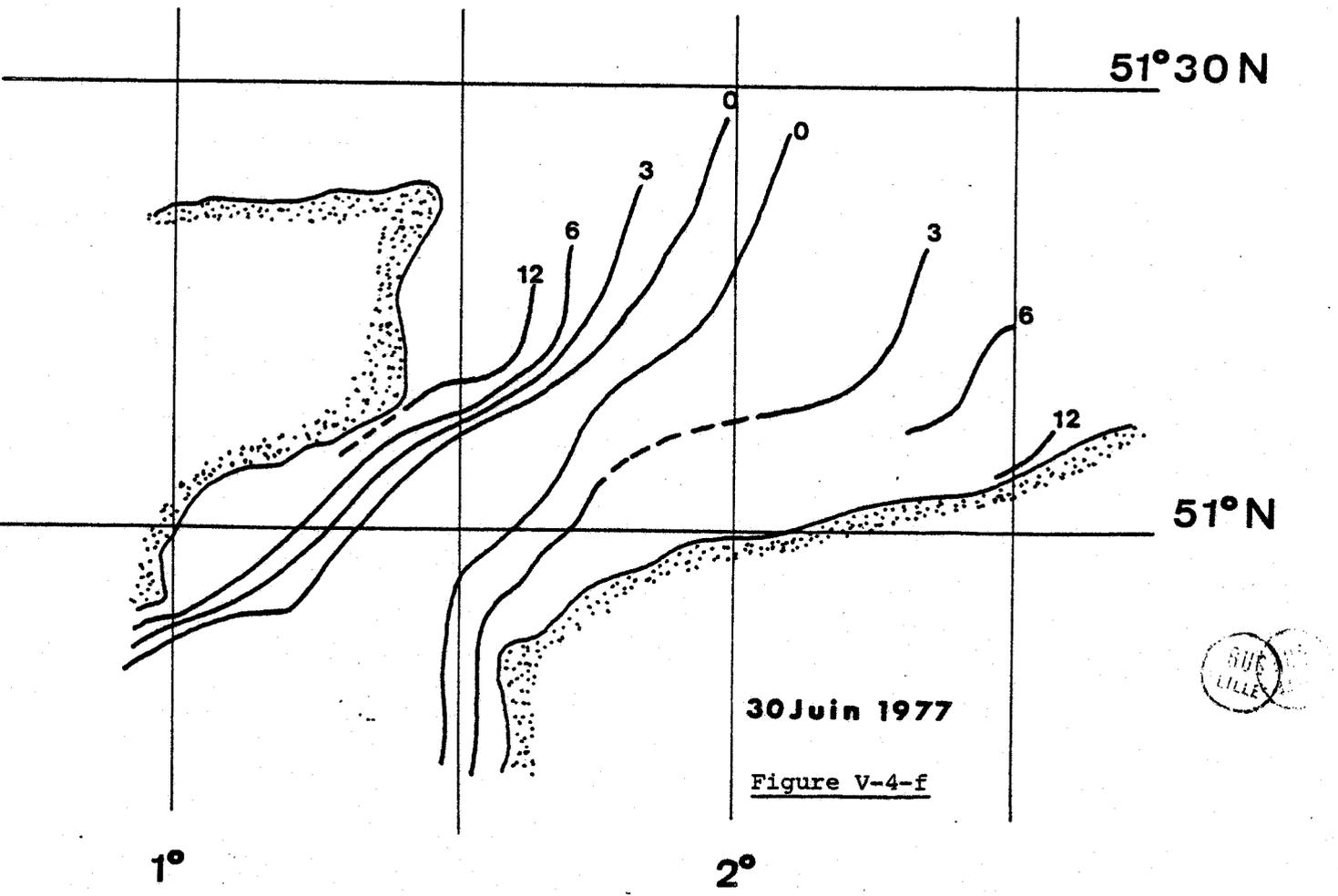
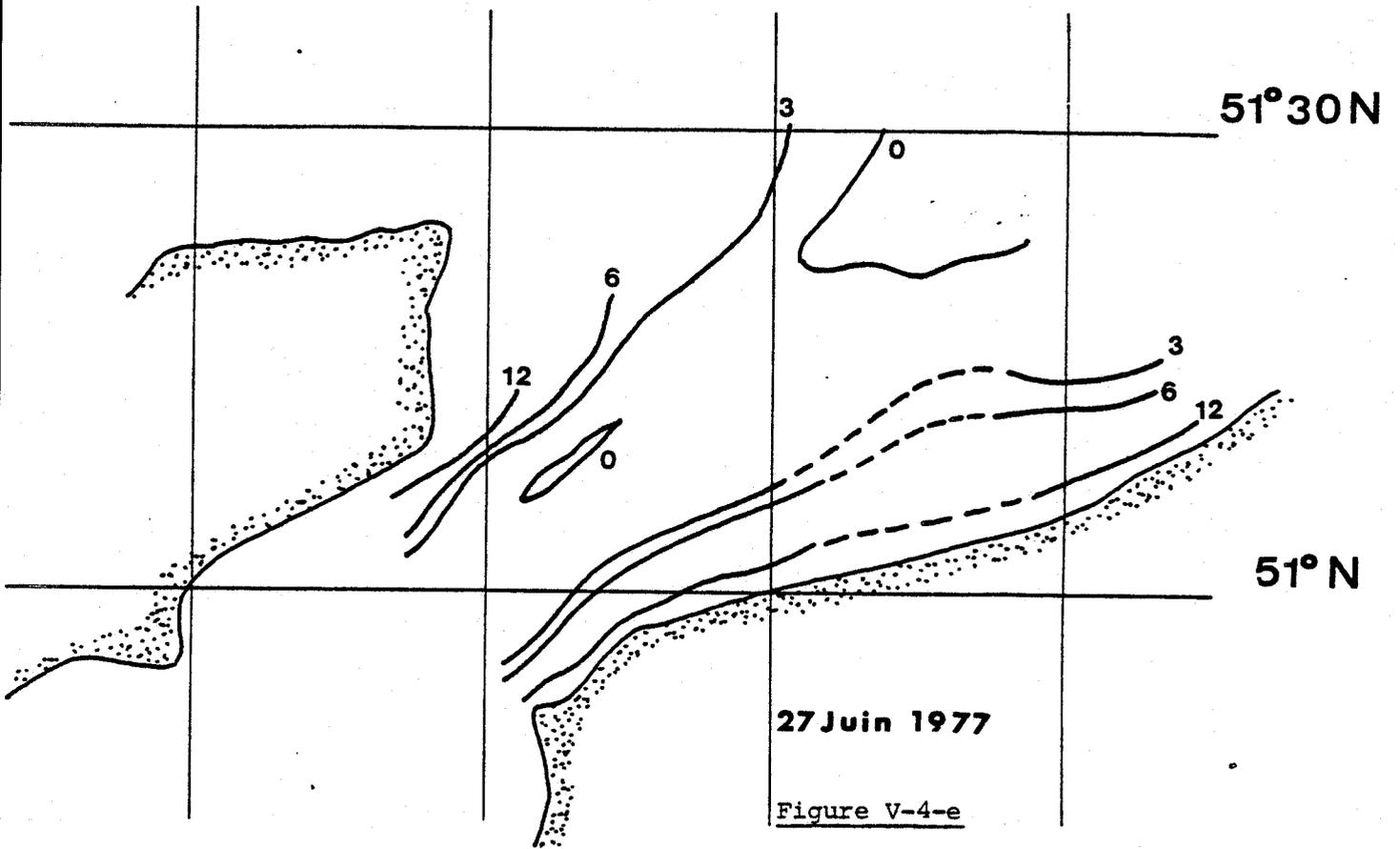
- a 14 mai 1977
- b 17 mai 1977
- c 19 juin 1977
- d 21 juin 1977
- e 27 juin 1977
- f 30 juin 1977

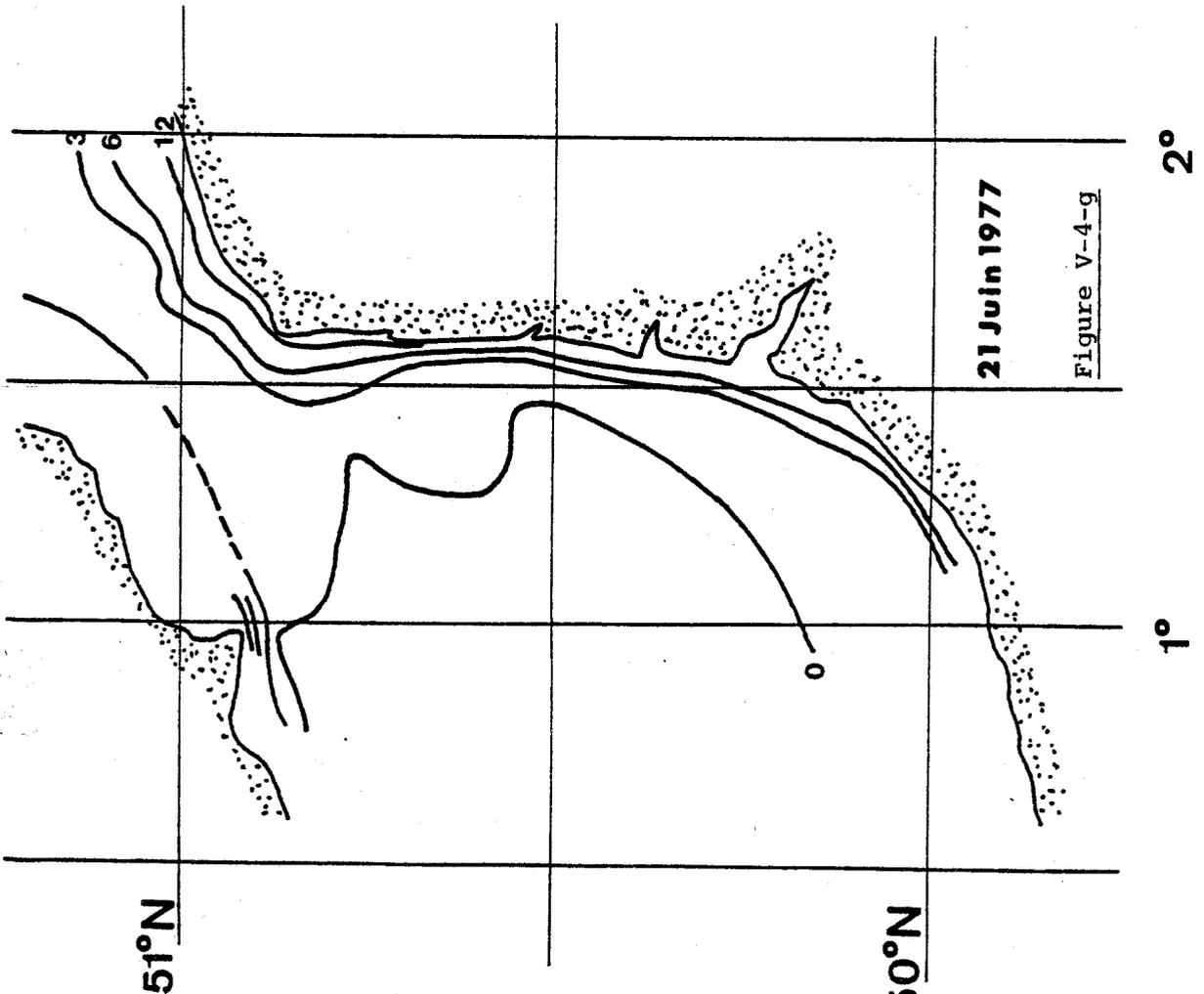
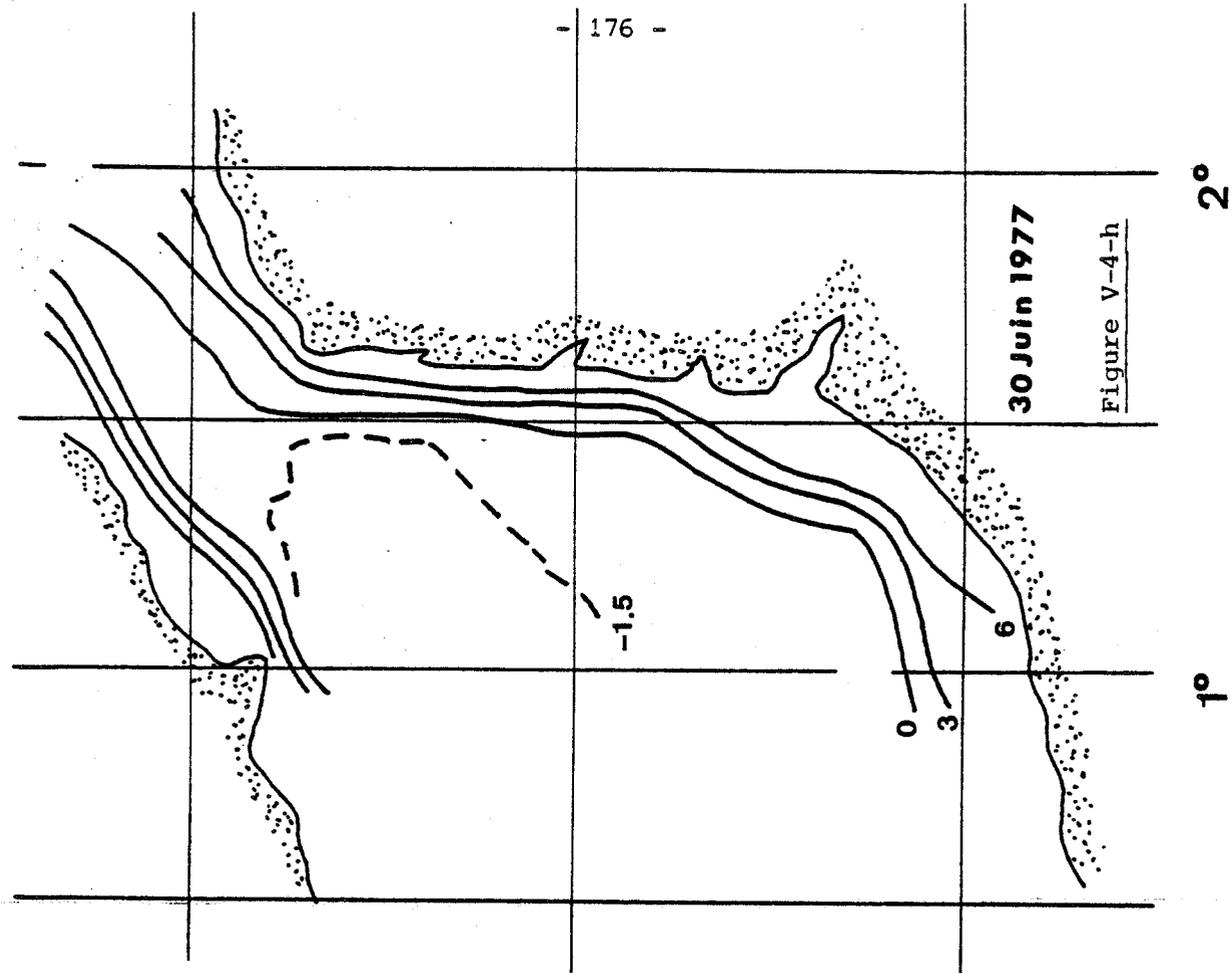
Prolongés dans la partie sud

- g 21 juin 1977
- h 30 juin 1977









505
LILLE



Figure V-5

Littoral Picard et Détroit du Pas de Calais observé par Landsat 1, le 12 juin 1975. Canal 500-600 nm, non traité.

Les réflectances augmentent dans l'ordre : mauve, bleu, vert, jaune, rouge.

BIHS
LILLE

MATIERES EN SUSPENSION DANS LE DETROIT DU PAS DE CALAIS.



JUSANT (PM-3 ; coeff. 88)



LANDSAT 1 12 JUNIN 75



FLOT (PM + 3 ; coeff. 42)



LANDSAT 2, 30 MARS 77

Figure V-6 - Parmi différentes influences, la direction du courant de marée gouverne la répartition de la turbidité. C'est ce qu'on observe sur ces deux couples d'images correspondant à des situations de jusant (photos supérieures) et de flot (photos inférieures).

A gauche : vue générale

Les zones turbides apparaissent en jaune et rouge, continent et nuages en noir. Traitement : soustraction des réflectances des canaux 600 - 700 nm et 700 - 800 nm.

A droite : détail de la région du Cap Gris Nez.

Canal 500 - 600 nm non traité.



CONCLUSION



La télédétection de la couleur de l'océan, ou plus exactement, la mesure du spectre du rayonnement solaire rétrodiffusé par l'océan, offre la possibilité d'obtenir des informations sur la quantité de matières en suspension (seston) et de pigments chlorophylliens dans l'eau. La mesure à partir d'un vecteur spatial (satellite) permet aussi d'étudier la variabilité de ces phénomènes sur de larges étendues et de manière répétitive.

Cependant, à l'époque même où l'expérience spatiale CZCS consacrée à cette étude, était mise en fonctionnement, on ne disposait pas encore d'une description suffisamment précise des phénomènes pour permettre de transformer le signal multispectral reçu par le satellite en terme de données quantitatives. Les problèmes du transfert de rayonnement, qu'il est nécessaire de maîtriser, sont en effet assez complexes, et relèvent de deux disciplines différentes : optique marine, puisque ce sont les phénomènes de diffusion et d'absorption du rayonnement qui sont à l'origine du signal, et optique atmosphérique puisque le rayonnement est considérablement modifié par sa traversée de l'atmosphère. Les phénomènes de réflexion de surface augmentent encore la complexité du problème. C'est sur une amélioration de la connaissance de ces mécanismes que notre travail de recherche a porté.

Dans la partie théorique de notre travail, les interactions du rayonnement avec les milieux océan et atmosphère ont d'abord été décrites et modélisées. En ce qui concerne l'océan, nous avons calculé les influences respectives des différents paramètres sur la réflectance de rétrodiffusion à l'aide des données disponibles dans la littérature. Cette étude a montré qu'il était nécessaire d'avoir une résolution radiométrique meilleure que 10^{-3} (exprimée en réflectance) pour détecter des variations de 20 % de la concentration en chlorophylle. Dans la partie concernant l'atmosphère, traitée en collaboration avec mon collègue D. TANRE, les effets de diffusion par les molécules et les particules ont été découplés. Nous avons démontré que les termes de transmission et de réflectance dus à la diffusion moléculaire pouvaient être calculés, en fonction de la géométrie de visée, avec une précision suffisante au moyen de la formule approchée de la diffusion primaire. Les effets des aérosols, qu'on ne peut calculer aussi facilement, et qui sont variables dans le temps et l'espace, entraînent des perturbations du même ordre de grandeur que le

signal marin. Il peut en être de même pour les effets de surface à certains angles de visée et vitesses de vent.

Nous avons poursuivi l'étude théorique en décrivant des méthodes d'inversion. Elles se décomposent en deux parties distinctes 1) correction des réflectances des effets d'atmosphère et de surface 2) extraction des paramètres marins. La première partie consiste à corriger les effets de la diffusion moléculaire et de l'absorption par l'ozone puis à corriger le terme perturbateur "aérosols et effets de surface" à partir du signal aux grandes longueurs d'onde ($\lambda > 700$ nm), opération qui nécessite plusieurs longueurs d'onde dans cette partie du spectre. La seconde partie, extraction des paramètres marins, est d'évidence plus compliquée et ne peut être résolue dans tous les cas. Le schéma d'extraction suggéré est le suivant : déterminer la turbidité (b_p) dans la région spectrale ($\lambda > 560$ nm) la moins influencée par les effets d'absorption, puis en tenant compte de la valeur trouvée de b_p , calculer les coefficients d'absorption à 440 et 400 nm, puis les concentrations en phytoplancton et en matières non-chlorophylliennes. En faisant différentes hypothèses, turbidité et matières non-chlorophylliennes fixées ou variables en fonction de la concentration en chlorophylle, on peut simplifier l'interprétation en utilisant une simple relation entre la concentration en chlorophylle et un rapport ou une différence de réflectances à 440 et 560 nm. Nous avons évalué sur l'un et l'autre de ces algorithmes l'influence des principaux termes d'erreur apportés ou liés aux corrections atmosphériques ou aux qualités radiométriques de l'instrument de télédétection. L'algorithme "différence" est plus sensible aux effets de turbidité, mais apparaît généralement plus adapté si l'on considère l'influence des effets directionnels, des défauts de calibration absolue, et des insuffisances de la correction atmosphérique. Le choix d'un algorithme "rapport" ou "différence" ne peut être fait de façon définitive, mais dépend de l'importance de ces divers termes d'erreur pour une expérience donnée.

Dans une seconde partie de l'étude, nous n'avons pu utiliser et vérifier expérimentalement qu'une partie de la modélisation théorique à cause des limites actuelles de l'instrumentation. Limite de l'expérience satellite elle-même, puisque le Coastal Zone Color Scanner ne possède pas de canaux appropriés aux corrections atmosphériques et limite entraînée par un catalogue encore trop restreint de données en optique marine qui sont recueillies et analysées par des laboratoires compétents trop peu nombreux. En

dépit de ces difficultés nous avons pu en mettre en valeur plusieurs points. Nous avons démontré que les mesures de réflectances au niveau O^+ (au-dessus de la surface), constituaient un moyen fiable et efficace de repérer des variations de paramètres marins. Le meilleur exemple est donné par la corrélation obtenue entre la réflectance à 550 nm et la concentration de seston, basée sur un grand nombre de stations dans la Baie du Mont Saint Michel. Il suggère que la concentration de seston (ou le coefficient de rétrodiffusion) déterminée à partir de la réflectance à 550 nm, ou du couple à 550 et 670nm, devrait entrer dans la liste des produits dérivés de CZCS, ce qui n'est pas actuellement le cas. D'autre part, nous avons pu comparer nos mesures à celles de l'expérience CZCS. Un assez bon accord est trouvé, mais cette comparaison a surtout l'avantage de mettre en évidence des erreurs de quelques pour cent dans les valeurs adoptées pour la calibration radiométrique de CZCS.

Au terme de cette étude, peut-on répondre clairement à la question : avec quelle précision détectera-t-on la concentration en pigments chlorophylliens à partir de l'espace, et à l'aide de CZCS en particulier ? A condition que les défauts de la calibration radiométrique soient atténués, ce qu'il est très réaliste d'envisager, la précision des corrections atmosphériques dans le cas de CZCS peut être estimée satisfaisante par rapport aux incertitudes de la détermination des paramètres marins. C'est à ce niveau que résident les principaux points d'interrogation. Si on peut considérer que le problème est résolu dans le cas des eaux de type 1 de la classification de MOREL (eaux océaniques dont les propriétés optiques subissent uniquement l'influence du phytoplancton), par contre il est évident que l'incertitude peut être très variable, et même infinie, dans les autres cas, si l'on ne dispose pas d'un minimum de connaissances sur les caractères hydrobiologiques et optiques de la région étudiée. C'est donc au premier cas que se rapporte le consensus actuel des experts sur une précision d'un facteur deux pour la détermination de la concentration de chlorophylle à partir de l'espace. D'une façon générale, il restera toujours nécessaire d'être prudent dans l'interprétation des documents de couleur de l'océan, et d'adopter les algorithmes aux particularismes locaux et saisonniers. Mais cela ne doit pas déconsidérer la méthode, qui présente pour l'océanographie, les immenses avantages liés à la couverture globale et répétitive du satellite. Les exemples, que nous décrivons dans les publications jointes montrent que la télédétection apporte des données qui pourraient être décisives quant à la compréhension de certains phénomènes océanographiques.

BIBLIOGRAPHIE

- 1 - JERLOV N.G., 1976 "Marine Optics", Elsevier Scientific Oceanography Series, 14. Elsevier Amsterdam, 2nd ed. 203 p.
- 2 - KULLENBERG G., 1974 "Observed and computed scattering fonctions". In. : N. Jerlov and E. Steemann Nielson (Editors), Optical Aspects of Oceanography. Academic Press, New York, 25-49.
- 3 - HOJERSLEV, N.K., 1980 "Water color and its relation to primary production", Boundary-Layer Meteorology 18, 203-220.
- 4 - LENOBLE J. 1961 "Theoretical study of transfer of radiation in the sea and verification on a reduced model".U.G.G.I. Monograph 10, 30-37.
- 5 - IVANOFF A. 1975 "Introduction à l'océanographie, Chapitre 15 : Propriétés optiques des eaux de mer", Chapitre 16 : Pénétration de la lumière solaire dans les océans", Vuibert, Paris, Tome 2, 340 pages.
- 6 - MOREL, 1973 "Diffusion de la lumière par les eaux de mer", Agard Lecture Series n° 61, 3.1.1. à 3.1.76.
- 7 - MOREL, 1974 "Optical properties of pure water and pure sea water" in N.G. Jerlov and E. Steemann Nielson (Editors), Optical Aspects of Oceanography, Academic Press, New York, 1-24.
- 8 - MOREL A. et PRIEUR L., 1977 "Analysis of variations in Ocean Color", Limnol. and Oceanogr. 22, 709-722.
- 9 - MOREL A., 1980 " In-water and remote measurements of ocean color", Boundary-Layer Meteorology 18, 177-201.
- 10 - TIMOFEEVA, VA.A., 1974 "Optics of turbid waters (results of laboratory studies". In : N.Jerlov and E. Steemann Nielson (Editors), Optical Aspects of Oceanography. Academic Press, New York, 177-218.
- 11 - PELVIN V.N., 1978 "Estimation of the concentration of suspension and chlorophyll in the sea from to the spectrum of outgoing radiation measured from a helicopter"; Oceanology, 18, 278-282.
- 12 - DUNTLEY S.Q., 1963 "Light in the sea", J. Opt. Soc. Am. 53, 214-233.
- 13 - TYLER, J.E. and SMITH R.C., 1967 "Spectroradiometric characteristics of natural light under water", J. Opt. Soc. Am. 57, 595-601.
- 14 - PREISENDORFER R.W., 1976 "Hydrologic Optics" U.S. Governement Printing Office 677-881/36 Region n° 8, 6 volumes.
- 15 - AUSTIN R.W., 1974 "The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface", In N. Jerlov and E. Steemann Nielsen (Editors), Optical Aspects of Oceanography. Academic Press, New York, 317-343.
- 16 - SMITH R.C., 1974 "Structure of solar radiation in the upper layers of the sea", In N. Jerlov and E. Steemann Nielsen (Editors), Optical Aspects of Oceanography. Academic Press, New York, 95-117.

- 17 - YENTSCH C.S., 1960 "The influence of phytoplankton pigments on the color of sea waters". Deep-Sea Res. 7, 1-9.
- 18 - PEARCY W.G., KEENE D.F., 1974 "Remote sensing of water color and sea surface temperatures of f the Oregon Coast". Limnology and Oceanography, 19, 573-583.
- 19 - DESCHAMPS P.Y., LECOMTE P. et VIOLLIER M., 1977 "Remote sensing of ocean color and detection of chlorophyll content". Proc. 11 th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment, Ann Arbor, 1021-1033.
- 20 - VIOLLIER M., DESCHAMPS P.Y. et LECOMTE P., 1978 "Airborne remote sensing of chlorophyll content under cloudy sky as applied to the tropical waters in the gulf of Guinea". Remote Sensing of Environment 7, 235-248.
- 21 - CLARKE G.L., EWING G.C., LORENZEN, 1970 "Spectra of basckscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration". Science, 167,1119-1121.
- 22 - BAILEY J.S., WHITE P.G., 1970 "Remote sensing of ocean color". Isa Transactions 9, 332-339.
- 23 - WELDON I.W., 1973 "Remote measurement of water color in coastal waters". Nasa-Forth Resources Laboratory. Rapport 83.
- 24 - ARVESEN I.C., MILLARD I.P., WEAVER E.C., 1973 "Remote sensing of chlorophyll and temperature in marine and fresh waters". Astronautica Acta, 18, 229-239.
- 25 - JAIN S.C., MILLER I.R., 1976 "Subsurface water parameters : optimization approach to their determination from remotely sensed water color data". Appl. Optics, 15,886-890.
- 26 - MILLER I.R., JAIN S.C., O'NEILL N.T., McNEIL W.R., THOMSON K.P.B., 1977 "Interpretation of airborne spectral reflectance measurements over Georgian bay". Remote Sensing of Environment, 6, 183-200.
- 27 - HOVIS W.A., LEUNG K.C., 1977 "Remote sensing of ocean color". Optical Engineering 16, 158-166.
- 28 - WILSON W.M., AUSTIN R.W., SMITH R.C., 1978 "Optical remote sensing of chlorophyll on ocean water". Proc. of the 12th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment (Manila) 1103-1113.
- 29 - VIOLLIER M., LECOMTE P., BOUGARD M., RICHARD A., 1978 "Expérience aéroportée de télédétection (température et couleur de la mer) dans le détroit du Pas de Calais". Oceanologica Acta 1, 265-269.
- 30 - KIM H.H., Mc CLAIN C.R., BLAINE L.R., HART W.D., ATKINSON L.P., YODER J.A., 1979 "Ocean chlorophyll studies from a V.Z. Aircraft platform". Nas Technical Memorandum 80574.

- 31 - CLARK D.K., BAKER E.T., STRONG A.E., 1978 "Upwelled spectral radiance distribution and its relation to total seston in marine waters". IUCRM Colloquium on Passive Radiometry of the Ocean, Sidney, B.C., Canada.
- 32 - THOMAS Y.F., 1978 "Utilisation des données Landsat pour la mise en évidence de la turbidité en zones littorales, limites des méthodes". Publ. Sci. Tech. CNEXO : Actes Colloq., 5, 109-121.
- 33 - VIOLLIER M., BAUSSART N., 1979 "Enhancement of Landsat imagery for the monitoring of coastal waters. Application to the southern part of the north sea". Proc. 13th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment, Ann Arbor, 1093-1105.
- 34 - MAUL G.A., GORDON H.R., 1975 " On the use of the earth resources technology satellite (Landsat 1) in optical oceanography". Remote Sensing of Environment, 4, 95-128.
- 35 - GORDON H.R., 1978 "Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the oceans". Appl. Optics, 17, 1631-1636.
- 36 - VIOLLIER M., TANRE D., DESCHAMPS P.Y., 1980 "An algorithm for remote sensing of water color from space". Boundary-Layer Meteorology 18, 247-267.
- 37 - NEVILLE R.A., GOWER J.F.R., 1977 "Passive remote sensing of phytoplankton via chlorophyll "a" fluorescence". J. Geophys. Res. 82, 3487-3493.
- 38 - BOUGIS P., 1974 "Ecologie du plancton marin, I le phytoplancton". Masson Paris 196 pages.
- 39 - PERES J.M., 1976 "Précis d'Océanographie biologique" P.U.F., 248 pages.
- 40 - MAZLIAK P., 1974 "Physiologie végétale. Nutrition et métabolisme". Hermann Paris, 350 pages.
- 41 - LORENZEN C.J. 1970 "Surface chlorophyll as an index of the depth, chlorophyll content and primary productivity of the euphotic layer". Limnology and Oceanography 15, 479-480.
- 42 - MOREL A., GORDON H.R., 1980 "Report of the working group on water color", Boundary-Layer Meteorology, 18, 343-345.
- 43 - STRETTA J.M., 1977 "Température de surface et pêche thonière dans la zone frontale du Cap Lopez en juin et juillet 1972, 1974, 1975". Cah ORSTOM ser. Oceanogr. 15, 163-180.
- 44 - JOHNSON R.W., 1978 "Mapping of chlorophyll a distributions in coastal zones". Photogram Eng. and Remote Sensing, 44, 617-624.
- 45 - SZEKIELDA K.H., DUVALL J.T., 1976 "Pattern recognition of suspended material". J. Const. int. Explor. Mer, 36, 205-216.

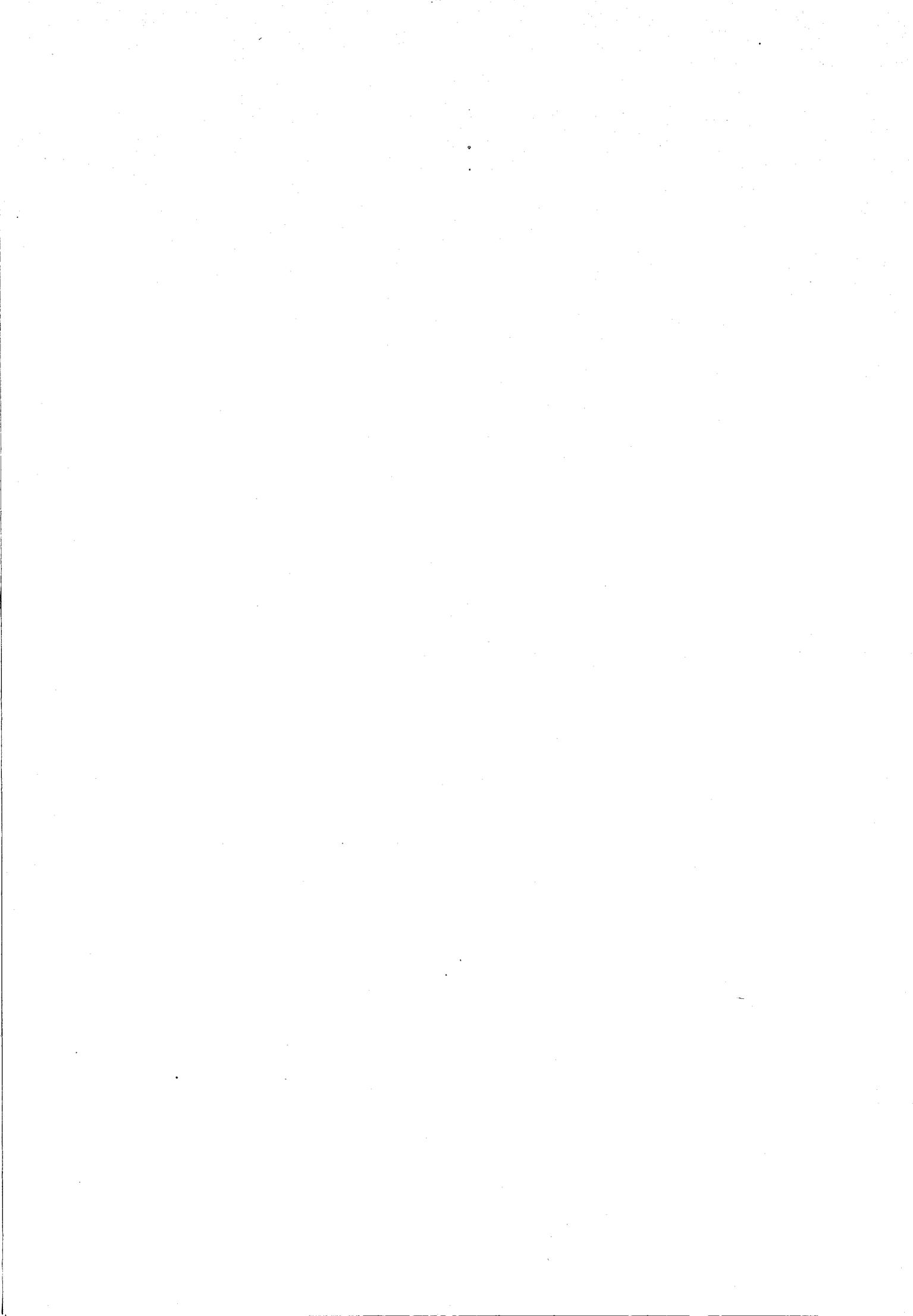
- 46 - GORDON H.R., CLARKE D.K., 1980 "Atmospheric effects in the remote sensing of phytoplankton pigments". *Boundary-Layer Meteorology* 18, 299-313.
- 47 - RASCHKE E., 1972 "Multiple scattering calculation of the transfer of solar radiation in a atmosphere-ocean system". *Beitr. zur Physik Atmosph.*, 45, 1-19.
- 48 - KATTAWAR G.W., HUMPHREYS T.J., 1976 "Remote sensing of chlorophyll in an atmosphere-ocean environment : a theoretical study". *Appl. Optics*, 15, 273-282.
- 49 - TANAKA M., NAKAJUMA T., 1977 "Effects of oceanic turbidity and index of refraction of hydrosols on the flux of solar radiation in the atmosphere-ocean system". *J. Quant. Spectr. Rad. Transf.*, 18, 93-111.
- 50 - QUENZEL H., KASTNER M., 1980 "Optical properties of the atmosphere : calculated variability and application to satellite remote sensing of phytoplankton". *Appl. Optics*, 19, 1338-1344.
- 51 - THEKAEKARA M.P., 1974 "Extraterrestrial solar spectrum, 3000-6100 A at 1A intervals", *Appl. Optics*, 13, 518-522.
- 52 - TANRE D., HERMAN M., DESCHAMPS P.Y., de LEFFE A, 1979 "Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties". *Appl. Optics* 18, 3587-3594.
- 53 - GORDON H.R., BROWN, 1973 "Irradiance reflectivity of a flat ocean as a function of its optical properties". *Appl. Optics*, 12, 1549
- 54 - 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 contenu en particules". Thèse, Paris VI, AO 12187.
- 55 - VIOLLIER M., 1976 "Contribution à l'étude du rayonnement rétrodiffusé par l'océan. Application à la télédétection de la chlorophylle". Thèse de 3e cycle, Lille I, n° 610.
- 56 - BAUSSART N., 1980 "Etude de l'influence de la réflexion du fond marin sur l'interprétation de l'albédo de rétrodiffusion de l'océan". Thèse de 3e cycle, Lille I, n° 811.
- 57 - BRICAUD A., 1979 "Absorption, diffusion (et rétrodiffusion) de la lumière par les substances influant sur la couleur des eaux de mer". Thèse de 3e cycle, Paris VI.
- 58 - GORDON H.R., JACOBS M.M., 1977 "Albedo of the ocean-atmosphere system : influence of sea foam". *Appl. Optics* 16, 2257-2260.
- 59 - ROSS D.B., CARDONE V., 1974 "Observations of oceanic whitecaps and their relation to remote measurements of surface wind speed". *J. Geophys. Res.*, 79, 444-452.

- 60 - SMITH R.C. et BAKER K.S., 1978 "The bio-optical state of ocean waters and remote sensing", *Limnology and Oceanography*, V.23, 247-259.
- 61 - HOYT D.V., 1977 "A redetermination of the Rayleigh Optical Depth and its Application to selected solar radiation problems", *J.Appl.Meteorol.* 16, 432-436.
- 62 - DEIRMENDJIAN, 1969 "Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersion"; American Elsevier, New-York.
- 63 - MC CLATCHEY R.A., FENN R.W., SELBY J.E.A., VOLTZ F.E., GARING S., 1972 "Optical properties of the atmosphere", AFCRL 71-0279, Environmental Research Paper, 354.
- 64 - ELTERMAN L., WEXLER R. and CHANG D.T., 1969 "Features of Tropospheric and Stratospheric Dust", *Applied Optics* 8, 893-903.
- 65 - TANRE D., HERMAN M. 1978 "Correction de l'effet de diffusion atmosphérique pour les données de télédétection", *Proceed. of an Int.Conf. on Earth Observation held at Toulouse ESA-SP 134*, 355-360.
- 66 - GOWER J.F.R., 1980 "Observations of in-situ fluorescence of chlorophyll-a in Saanich Inlet ", *Bound. Lay. Meteor.*, 18, 235-245.
- 67 - GORDON H.R., 1979 "Diffuse reflectance of the ocean : the theory of its augmentation by chlorophyll-a fluorescence at 685 nm", *Appl.Optics*, 18 1161-1166.
- 68 - BOGORAD, 1962 "Physiology and biochemistry of algae" Ed.Lewin Academic Press London New York.
- 69 - DUNTLEY S.Q., WILSON W.H. and EDGERTON C.F., 1974 "Ocean color analysis" part.1, *Scripps Inst. Oceanogr.* 74-10.
- 70 - HOJERLEV N.K., 1973 "Inherent and apparent optical properties of the Western Mediterranean and the Hardangerfjord" Report 21, Institute of Physical Oceanography, University of Copenhagen.
- 71 - KIEFFER D.A., OLSON R.J. and WILSON W.H., 1979 "Reflectance spectroscopy of marine phytoplankton. Part. 1. Optical properties as related to age and growth age." *Limnology and Oceanography* 24, 664-672.
- 72 - LORENZEN C.J., 1972 "Extinction of light in the ocean by phytoplankton" *J.Cons.Int.Explor.Mer* 34 : 262-267.
- 73 - PRIVOZNIK K.G., DANTEL K.J. and INCROPERA F.P., 1978 "Absorption extinction and phase function measurements for algal suspensions of *Chlorella pyrenoidosa*", *J.Quant.Spectrosc.Radiat.Transfer*, 20, 345-352.
- 74 - SMITH R.C. and BAKER K.S., 1978 "Optical classification of natural waters" *Limnology and Oceanography* 5, 23, 260-267.
- 75 - VAN DER PIEPEN H. and DEMING J.W., 1977 "A study of the optical properties of algae in water" Nasa Goddard Space Flight Center. Ref.X 941-77-106.

- 76 - PERRIN DE BRICHAMBAUT, LAMBOLEY G. 1968 "Le rayonnement solaire au sol et ses mesures", Cahiers de l'A.F.E.D.E.S., 1, 97 pages.
- 77 - PIERCE A., KEITH R., ALLEN R. 1977 "The Solar Spectral Radiation between 0,3 μm and 10 μm ", The solar output and its Variation, Colorado Associated University Press.
- 78 - DESCHAMPS P.Y., TANRE D., VIOLLIER M. 1980 "Evaluation critique des exigences radiométriques pour un équipement mesurant à bord d'un satellite la couleur des océans", Rapport de contrat ESA 3986/79/F/CG.
- 79 - HOJERSLEV N. 1979 "On the Formation of Yellow Substance in the Marine Environment", OCS Work Shop, 30-31 October 1979 Proc. 13-28.
- 80 - HOJERSLEV N. 1975 "A spectral light absorption meter for measurements in the sea", Limnology and Oceanography 20, 1024-1034.
- 81 - MOREL A. et PRIEUR L. 1975 - Communication au congrès de l'I.U.G.G., Grenoble, septembre 1975.
- 82 - COX C. et MUNK W. 1965 - "Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter", Bull. Scripps Int. Oceanogr. Univer. Califor. 6, 401-488.
- 83 - BENTLEY D., DUPONT J. 1980 "Suivi hydrologique dans le détroit au Pas de Calais", Rapport de DEA, Université de LILLE I.
- 84 - STRIKLAND J.D.H., PARSONS T.R. 1968 "A practical handbook of sea water analysis". Ed. Fish. Res. Bd. Canada, 311p.
- 85 - BRICAUD A., MOREL A. et PRIEUR L. 1980 "Absorption by dissolved organic matter of the sea ("yellow substance") in the UV and visible domains", Limnology and Oceanography, à paraître.
- 86 - MOREL A., PRIEUR L. 1976 "Analyse spectrale de l'absorption par les substances dissoutes ("substances jaunes"). Résultats de la campagne Cineca V. J. CHARCOT Publ. CNEXO - Sect 1.1. 11 ; p 1-9.
- 87 - MOREL A. 1980 - Communication au congrès COSPAR/SCOR/IUCRM - Venise, mai 1980.

PUBLICATIONS JOINTES

- 1 - M. VIOLLIER, P.Y. DESCHAMPS, P. LECOMTE - Airborne Remote Sensing of Chlorophyll Content Under Cloudy Sky as Applied to the Tropical Waters in the Gulf of Guinea. - Remote Sensing of Environment, 1978.
- 2 - P.Y. DESCHAMPS, P. LECOMTE, M. VIOLLIER - Remote Sensing of Ocean Color and Detection of Chlorophyll Content. - Proceedings of Symposium ERIM - Ann Arbor, 1977.
- 3 - M. VIOLLIER, P. LECOMTE, M. BOUGARD, A. RICHARD - Expérience aéroportée de télédétection (température et couleur de la mer) dans le détroit du Pas de Calais. - Oceanologica Acta, 1978.
- 4 - M. VIOLLIER, D. TANRE, P.Y. DESCHAMPS - An Algorithm for Remote Sensing of Water Color from Space. - Boundary Layer Meteorology, 1980.
- 5 - M. VIOLLIER, N. BAUSSART - Enhancement of Landsat Imagery for the Monitoring of Coastal Waters. Application to the Southern Part of the North Sea. - Proceedings of Symposium ERIM Ann Arbor, 1979.
- 6 - M. VIOLLIER, N. BAUSSART, P.Y. DESCHAMPS - Preliminary results of C.Z.C.S./Nimbus 7 Experiment for Ocean Colour Remote Sensing : Observation of the Ligurian Sea. - Congrès d'Océanographie Spatiale, Venise, 1980.
- 7 - M. VIOLLIER, J.R. GRALL, P. LE CORRE, J. LE FEVRE, C. DUPOUY - L'enrichissement biologique sur le front d'Ouessant observé par le satellite Landsat. Eléments de comparaison avec les données de terrain. - Soumis à Oceanologica Acta.
- 8 - M. VIOLLIER, J.. BALOIS, P. LECOMTE - Wavelength Dependence of the Aerosol Optical Thickness. - O.C.S. Workshop, Ispra, 1979.



PUBLICATION 1

Airborne Remote Sensing of Chlorophyll Content Under Cloudy Sky as Applied to the Tropical Waters in the Gulf of Guinea

M. VIOLLIER, P. Y. DESCHAMPS AND P. LECOMTE

Université des Sciences et Techniques de Lille, Laboratoire d'Optique Atmosphérique (ERA 466), B.P. 36—59650 VILLENEUVE D'ASCQ (France)

A special radiometer has been constructed to perform aerial measurements of ocean color in order to obtain the chlorophyll content of ocean water. This radiometer measures the spectral albedo at four wavelengths (466, 525, 550 and 600 nm) and was used during fourteen flights over the Gulf of Guinea in June and July of 1975. All measurements were performed from 150 m altitude. The acquisition of measurements independent of cloud cover was made possible by the calculation of differences between albedos at different wavelengths. Differences between albedos were mapped after each flight, and showed the detailed structure of a thermal front due to coastal upwellings. A theoretical interpretation, based on computations of radiative transfer in the ocean, shows that the difference of albedos at 466 and 525 nm is very sensitive to chlorophyll content, whereas the difference of albedos at 550 and 600 nm is sensitive to the presence of light scattering particles.

Introduction

Many upwellings occur off West African Coasts. During June and July, a strong thermal front due to cold upwelled waters is established off Gabon, in the Gulf of Guinea, and particularly in the area near Cape Lopez (Dufour and Stretta, 1973; Voituriez, Verstraete and Le Borgne, 1973; Hisard and Morliere, 1973). Since 1972, aerial measurements of sea surface temperature by infrared radiometry have been made over this front by the "Laboratoire d'Optique Atmosphérique" jointly with an oceanographic research team of O.R.S.T.O.M. (Office de Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer). The results demonstrated the value of remote sensing techniques for oceanography and fisheries (Stretta, Noël and Vercesi, 1975). In

1975, an instrument designed and developed by our laboratory was tested in order to determine chlorophyll content from measurements of "ocean color" in accordance with the method first suggested by Clarke, Ewing and Lorenzen (1970), and most recently discussed in a paper by McCluney (1976). The description of the coastal upwelling was improved by this new technique for the remote sensing of ocean color.

Tropical regions are very often cloudy, and this hinders the airborne measurement of water color even when flying below the clouds. Changes in cloudiness cause variations of the downwelling radiation on the ocean and also cause variations of the sea surface reflection. Another problem common to all chlorophyll remote sensing experiments is that the relationship between changes in the

spectra of backscattered light from the ocean and changes in the phytoplankton population is not well established.

This paper deals with a method by which the problem of cloud cover can be resolved, and tries to make a contribution to the establishment of a relationship between backscattered light and chlorophyll content.

Method

A few authors have made airborne recordings of the spectra of upwelling radiation. Clarke, Ewing and Lorensen (1970), and Bailey and White (1970), demonstrated the influence of chlorophyll content and turbidity on the shape of spectra. Arvesen, Millard and Weaver (1973) made measurements at two wavelengths, 443 and 525 nm, and found a relation between the differential signal and the chlorophyll concentration. Percy and Keene (1974) used a multi-spectral scanner and computed the differences between the channels. From high altitude flights Hovis (1973) found a relation based on the ratio of the radiation at 443 nm and at 525 nm. From all these studies it can be noted that the chlorophyll concentration in the ocean is linked to the changes of the upwelling radiations at two wavelengths, one in the blue, and the other in the green.

All of these experiments were made under clear skies. When the sky is cloudy, the interpretation of measurements is much more complex. The intensity and the spectral distribution of the downwelling irradiance change very rapidly, as does the ratio between the radiation reflected by the sea surface and the backscattered radiation. A method in which ratios are made between the up-

welling radiances at two wavelengths decreases the effects of the changes of the downwelling radiation, but not the effects of changes in surface reflection. The changes in the spectral distribution of the downwelling radiation can also be taken into account by the measurement of albedo, which is the ratio between simultaneously measured upwelling and downwelling irradiances. With this method a term containing a variable error due to surface reflection once again subsists.

The method proposed in this paper consists of low altitude measurements of the apparent albedos A of the sea surface at four wavelengths, in the blue A_B (466 nm), in the green A_C (525 nm), in the yellow A_Y (550 nm) and in the red A_R (600 nm), following which the differences between albedos are calculated. This method is of interest because the surface reflection is practically independent of wavelength and thus is eliminated. $A_B - A_C$ is mainly sensitive to the chlorophyll absorption of blue light. As found in the previously mentioned studies, this difference is positive for low amounts and becomes negative for high amounts. $A_Y - A_R$ is a good index of turbidity, which influences $A_B - A_C$. In practice, the downwelling and upwelling irradiances $F_{\lambda d}$ and $F_{\lambda u}$ at the wavelength λ are measured, and ocean surface albedo A_λ is deduced as

$$A_\lambda = \frac{F_{\lambda u}}{F_{\lambda d}}$$

The measurements of $F_{\lambda u}$ include the radiation backscattered by the water and all of the radiation reflected by the sea surface. The reflected irradiance is assumed to be about 2% of the downwell-

ing radiation for clear sky and high sun, and 6% for cloudy sky (Payne, 1972). These values are equal to or greater than the values of the backscattered radiation. If the differences between albedos are calculated the error due to the reflection of sun radiation is minimized.

There is a second way in which the influence of the radiation reflected by the ocean surface can be notably minimized. Instead of measuring the upwelling irradiance, it is possible to measure the upwelling radiance $I_{\lambda u}$ in a direction which avoids the glitter due to direct sunlight reflection. The diffuse sky and cloud radiations reflected by the ocean surface can be further reduced by using a polarizing filter and viewing at the Brewster angle (about 45° from vertical). If $I_{\lambda u}$ is isotropic, backscattered albedo can be defined as:

$$A_\lambda = \frac{\pi I_\lambda}{F_{\lambda d}}$$

This method is theoretically the better of the two, because the contribution of the backscattered radiation becomes proportionally greater as the amount of surface reflection is reduced. But, as the radiation backscattered by the ocean surface may be anisotropic, the angle between the sun and line of sight must not vary to a large extent if the results are to be reproducible. Another problem is that changes in the direction of the flight path make orientation of the radiometer away from sun glitter inconvenient. Although theoretically better, this method poses some practical problems.

We have tested both methods. Under cloudy sky, the interchanging of the measurement methods did not significantly influence the values of the dif-

ferences between albedos, and results were not improved by radiance measurements.

Material and Examples of Measurements

The radiometer developed by our laboratory is shown in Fig. 1. Light collectors are connected to the instrument by optical fibers. For each channel, the upwelling and downwelling radiations are directed into same interference filters by two optical fibers. The half bandwidth of the filters is about 10 nm, and the peaks of transmission are located at 466, 525, 550 and 600 nm. Radiation is modulated at 20.88 Hz with a light chopper operated by a synchronous motor. An optical device including two lenses focuses the radiation on photodiodes, and the eight signals are finally amplified and demodulated. The time constant is of approximately one second. A data acquisition system allows one to obtain simultaneous values for the eight signals every thirty seconds on a printer and punched tape.

The relative sensitivity of upwelling and downwelling channels of identical wavelength were measured after each flight by orienting the two light collectors towards a sunlit teflon plate which served as a source of diffuse and isotropic light. This systematic calibration permitted us to obtain highly precise values of albedo.

The data of July 6 are here used as an example illustrating the interest of our measurement technique. For the first leg of this flight pattern, between points A and B on the map (Fig. 8), Fig. 2 shows the continuous record of downwelling irradiance F_{Bd} and upwelling radiance I_{Bu} at 466 nm. Large variations are mainly

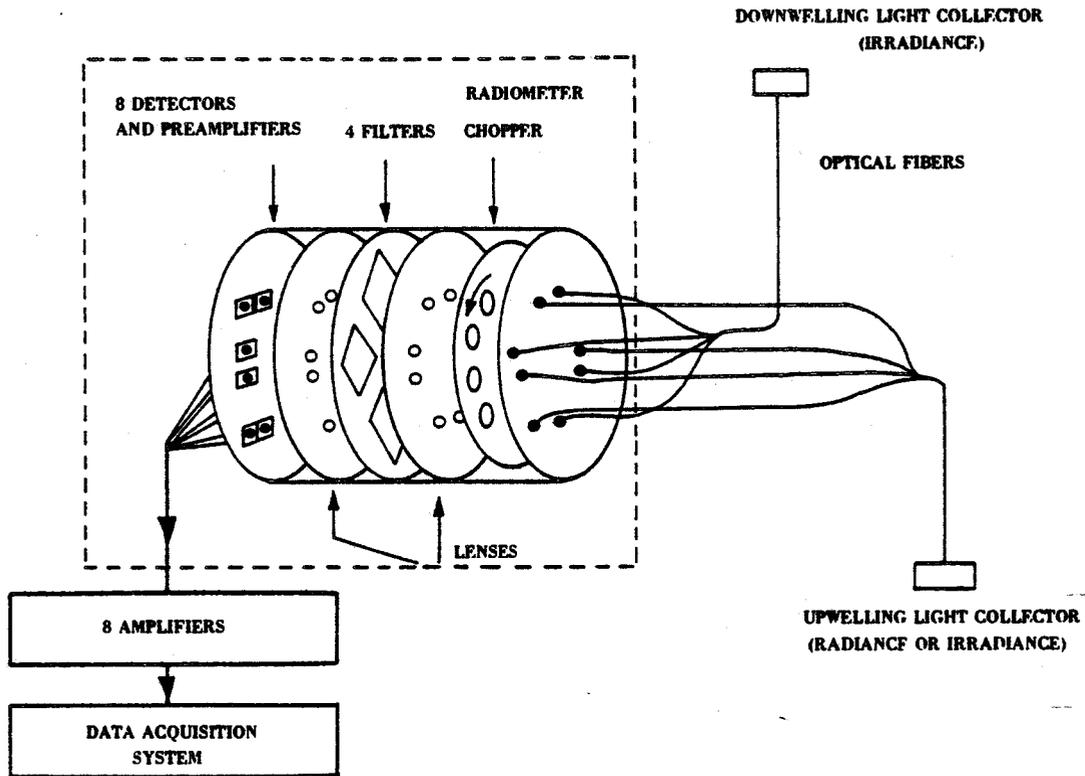


FIGURE 1. Radiometer description.

due to variations in cloud cover (75% to 100%). Figure 3 shows the differences of albedos compared with the sea surface temperature obtained by a Barnes PRT 5 infrared radiometer. The strong variations (decreases of $A_B - A_C$ and $A_C - A_Y$, but increase of $A_Y - A_R$) are associated with the sudden change in temperature. It can be seen that the values of differences between albedos are independent of downwelling irradiance, and thus linked to ocean color, or more precisely to the backscattered albedo. Albedo difference measurements were shown to be independent of cloud cover and sun elevation by the comparison of measurements made repeatedly over the same locations during several flights and under different conditions.

Theoretical Interpretation of the Backscattered Albedo

Backscattered albedo A is the ratio of backscattered irradiance to downwelling irradiance. It has recently been studied as a function of inherent optical properties and chlorophyll content, in particular by Ramsey (1968), Gordon and Brown (1973), Kattawar and Humphreys (1976) Prieur (1976), Jain and Miller (1976), and Viollier (1976). The comparison of the various results cannot be made immediately due to differences in the data used by these authors, in particular in the scattering phase function data. However, it seems that simple formulae allow the calculation of albedo with sufficient accuracy.

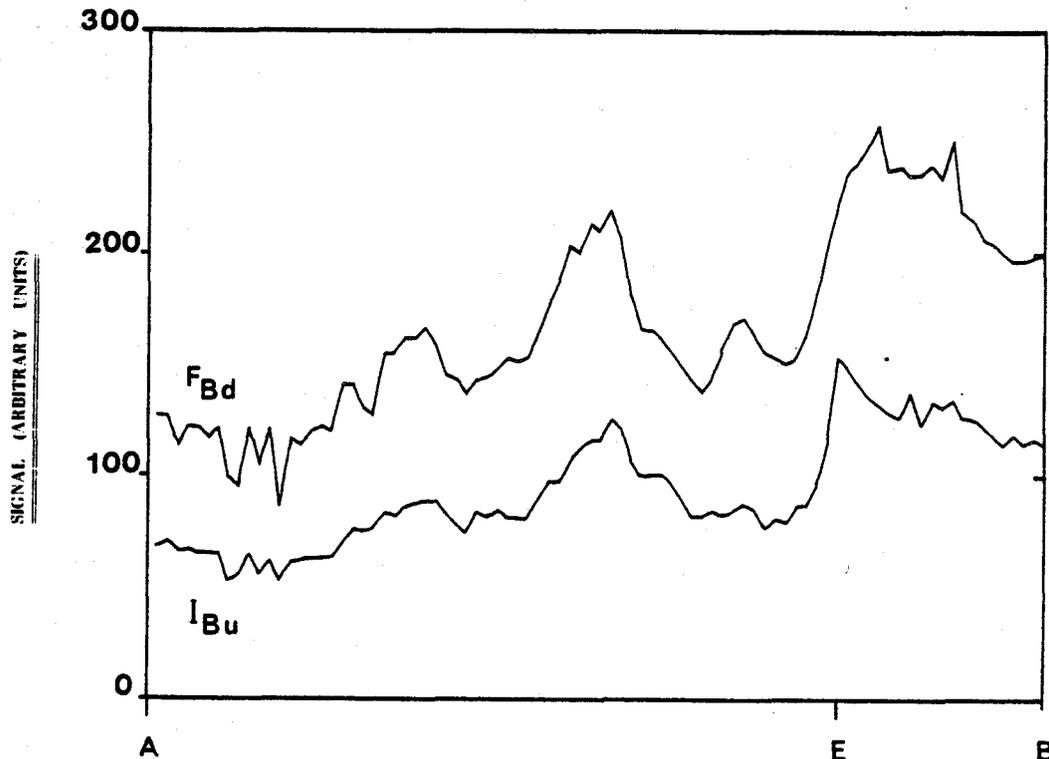


FIGURE 2. Records of downwelling irradiance (F_{Bd}) and upwelling radiance (I_{Bu}) at 486 nm between the points A and B of July 6 flight (see Fig. 8). Flight track is the dot-dashed line.

The following formula was used for calculations which assume that the medium is homogeneous:

$$A = m \frac{b_o}{a} + n \frac{b_p}{a}; \quad (1)$$

where $m = 7.55 \cdot 10^{-2}$, and $n = 0.23 \cdot 10^{-2}$, b_o is the molecular scattering coefficient, b_p is the particle scattering coefficient, a is the absorption coefficient.

This formula was adjusted by the values of m and n to the results of computations which Viollier (1976) made with the aid of successive orders of scattering method. The lower 10% accuracy of this approximation is acceptable due to a similar imprecision in the absorption (a) and scattering (b) input data. The albedo for single scattering, $\omega_o = (b_o + b_p)/$

$(a + b_o + b_p)$, and the phase function $p(\theta)$ are the parameters of the computations. $p(\theta)$ represents the light fraction scattered at the angle θ . The phase function for pure water and typical phase function for suspended particles suggested by Morel (1973) are used. To get an expansion of the radiance in a Fourier series in azimuth, the phase function is represented by an expansion in Legendre polynomials. The so-called "truncation of the forward peak" approximation (Potter, 1970) reduces the number of terms used in the expansion to 28. Equation 1 was established for the sun at the zenith, but some tests have shown that it is also valid for sun elevations greater than about 30° , and for an isotropic sky radiance (uniform cloud cover). This independence of

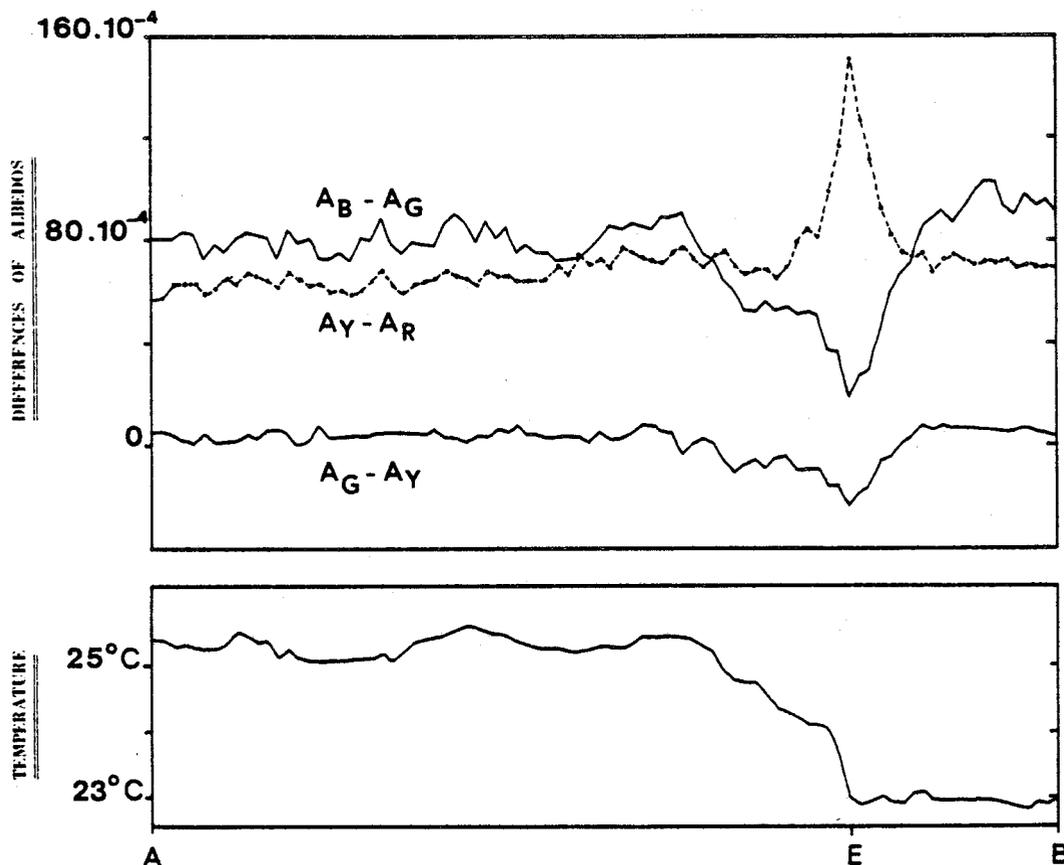


FIGURE 3. Records of sea surface temperature and differences between albedos at 466 and 525 nm ($A_B - A_G$), at 525 and 550 nm ($A_C - A_Y$), and at 550 and 600 nm ($A_Y - A_R$), for the same track AB considered in Fig. 2.

backscattered albedo upon the form of the incident radiance distribution was also found by Gordon and Brown (1973), and Prieur (1976). The interpretation of backscattered radiation can therefore be based entirely upon Eq. (1).

The absorption coefficient a , in Eq. 1, is not easily determined. Various factors such as pure water, chlorophyll and other pigments, and yellow substance absorption must be taken into account. Most of the variations are due to chlorophyll and in a first approach only pure water and chlorophyll- a absorption coefficients are considered. The absorption coefficient

can thus be written as:

$$a = a_w + n_{chl} \cdot a_{chl} \quad (2)$$

where a_w : water absorption, a_{chl} : absorption by 1 mg/m³ of chlorophyll from Yentsch (1960), and n_{chl} : chlorophyll concentration (mg/m³).

Particle scattering coefficient $b_p(\lambda)$ is assumed to be proportional to the inverse of wavelength λ , and is given relative to its value at 500 nm.

$$b_p(\lambda) = \frac{500}{\lambda} b_p(500) \quad (3)$$

where λ is in nanometers. Values of molecular scattering coefficient $b_o(\lambda)$ for sea waters were given by Morel (1973).

Equations (1), (2) and (3) were used to calculate albedos for the curves in Fig. 4 (466 nm) and Fig. 5 (550 nm). In these curves, albedo is a function of chlorophyll content at various values of the particle scattering coefficient. The first wavelength (466 nm) is located near the

maximum absorption of chlorophyll and the minimum absorption of water. The second is outside of the major absorption band of chlorophyll. These curves lead us to two remarks. First, albedo at 466 nm depends not only on chlorophyll content, but also on scattering coefficient b_p . If there is no strong correlation between the two parameters, an ambiguity exists. Second, measurement of albedos at

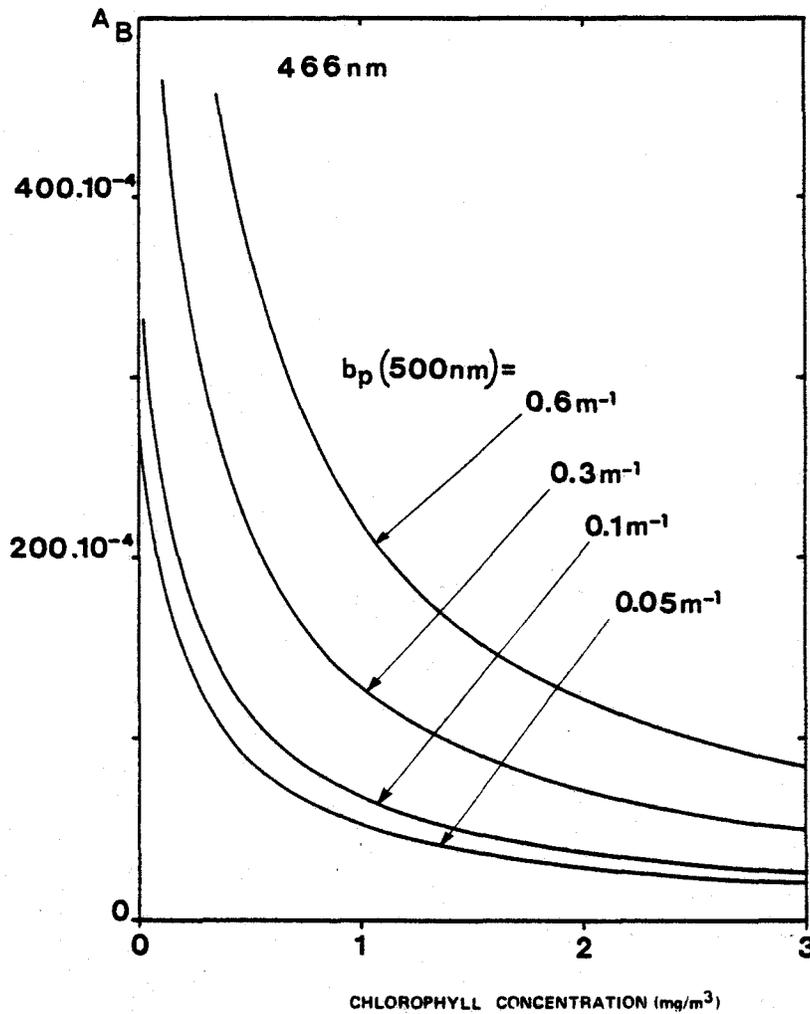


FIGURE 4. Theoretical backscattered albedo at 466 nm versus chlorophyll-*a* concentration (absorption coefficient from Yentsch, 1960) for various values of the particle scattering coefficient.

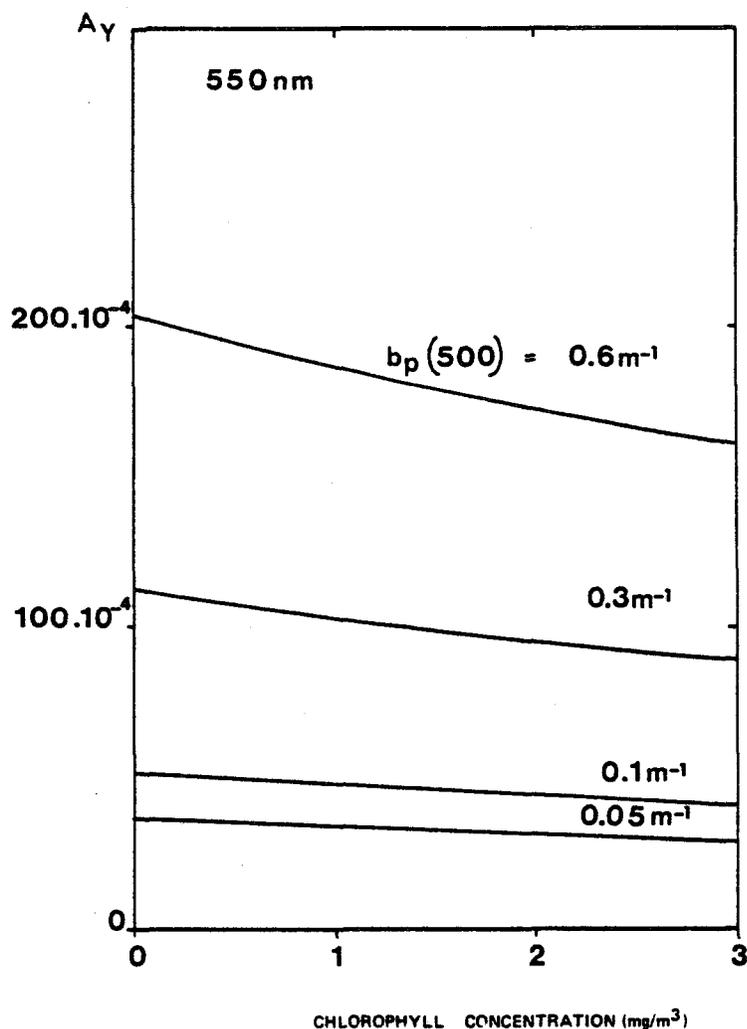


FIGURE 5. Theoretical backscattered albedo at 550 nm versus chlorophyll-*a* concentration for various values of the particle scattering coefficient.

550 nm (or occasionally farther into the red) should allow the determination of the value of b_p . The preceding ambiguity is thus resolved by the measurement of both albedos.

In order to employ the proposed measurement interpretation method, albedos at 525 nm and 600 nm were also calculated, and the blue-green and yellow-red differences were plotted as functions of the same parameters, i.e.

chlorophyll concentration n_{chl} and scattering coefficient b_p . The diagram in Fig. 6 allows the direct determination of n_{chl} and b_p from the two differences.

The use of this diagram is illustrated by the location of extreme values of differences of albedos recorded during the July 6 flight. These values correspond to point A ($A_B - A_C = 80.10^{-4}$, $A_Y - A_R = 30.10^{-4}$) and point E ($A_B - A_C = 30.10^{-4}$, $A_Y - A_R = 120.10^{-4}$) of Fig. 3. Point A is

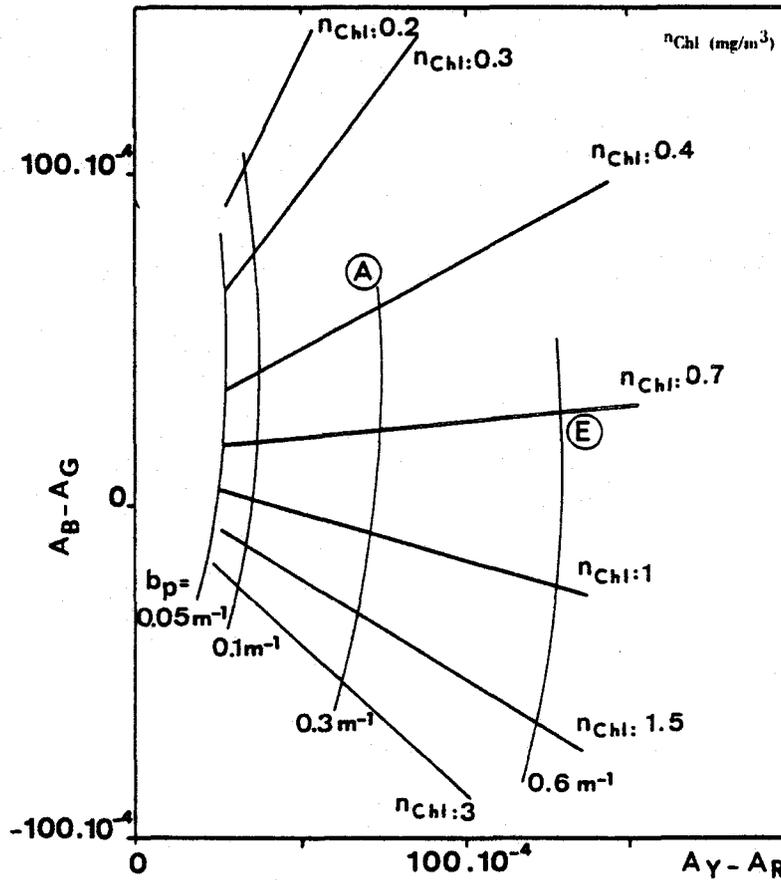


FIGURE 6. Theoretical diagram of the difference between the blue and green albedos ($A_B - A_G$) versus the difference between the yellow and red albedos ($A_Y - A_R$). The parameters are the particle scattering coefficient b_p (m^{-1}) and the chlorophyll concentration (mg/m^3). The points A and E represent July 6 measurements made to the north of the thermal front and on the thermal front respectively.

typical of water of low chlorophyll concentration and low b_p value whereas point E is representative of more productive areas of higher chlorophyll concentration and b_p value.

It can in this case be seen that the low value of $A_B - A_G$ is linked to a high value of $A_Y - A_R$. We have, however, found some exceptions to this rule near coasts, for example, and over the center of the Ogoúé River Plume in particular. The presence in these coastal waters of materials, probably yellow substances,

which absorb and have a maximum effect on the albedo at 550 nm can annul the increase of the difference $A_Y - A_R$. Although Fig. 6 was valid in most cases, the preceding observations demonstrate that it is not universally applicable.

The theoretical model assumes that the medium is homogeneous, but the vertical profile of chlorophyll concentration frequently varies with depth. A maximum is commonly observed at a depth of several dozen meters, especially when the surface concentration is low (see for ex-

ample Dufour and Stretta, 1973). In this case, the measurements of backscattered radiation give only an integrated value of the vertical profile weighted by the underwater light penetration, so that the inferred chlorophyll concentration may differ from the surface value as well as miss the higher value of a chlorophyll maximum in the depths. This is a general limitation to the accurate determination of chlorophyll concentration by the remote sensing of ocean color.

Aerial Survey of the Upwelling

Fourteen flights were made from June 27 to July 13 1975 over the Cape Lopez area. In order to compare the two methods of albedo measurement, the radiometer measured upwelling irradiance during five flights, and measured upwelling radiance during the other nine. The latter was measured in the vertical plane

passing through the axis of the aircraft, with the view angle being held at 45° from the vertical. The aircraft speed was about 200 km/h and the altitude 150 m.

Maps of differences of albedos were made after each flight. Using these maps, Viollier (1976) discussed how some steps of the hydrobiological processes occurring at Cape Lopez may be related to the areal distribution of the difference between blue and green albedos, and to the variations of this difference which occur from one day to another. The results of three flights selected from this study are presented here in Fig. 7, 8, 9 and 10. The flight pattern is recorded on each map, along with sea surface isotherms. It is unfortunate that chlorophyll in-situ measurements were not made during this survey, and our description of the results is therefore based upon the previous theoretical discussion.

June 30—The whole area (Fig. 7) is

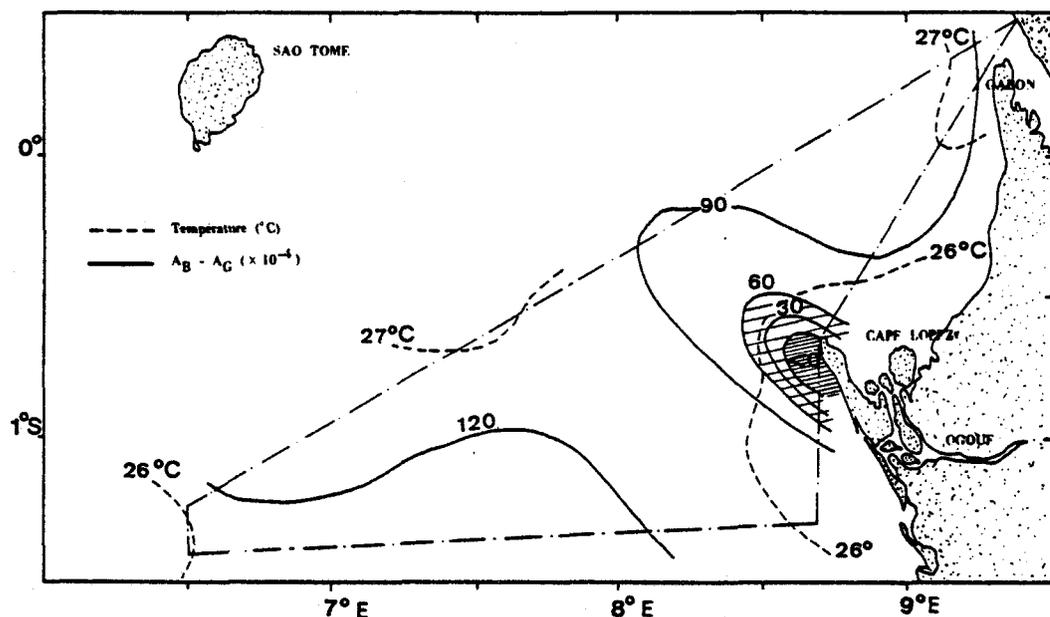


FIGURE 7. June 30 flight: sea surface isotherms and distribution of differences between blue and green albedos. Blue-green waters ($0 < A_B - A_G < 60 \cdot 10^{-4}$) and green waters ($A_B - A_G < 0$) are respectively the light and heavy shaded areas. Flight track is the dot-dashed line.

occupied by warm waters from the north. The albedo difference $A_B - A_C$ is high and positive in the whole area, except over the Ogoué River Plume near Cape Lopez. The higher values (about $120 \cdot 10^{-4}$) correspond to the warmer, chlorophyll poor waters. Cloud cover varied from 0 to 100%.

July 6 (Figs. 8 and 9)—Upwelling developed between the June 30 and July 6 measurements. A 200 km long thermal front is found between Cape Lopez and Sao Tomé Island. The thermal front is blue green (low value of $A_B - A_C$ on Fig. 8) and turbid (high value of $A_Y - A_R$ on Fig. 9), although this effect is less noticeable as one goes away from Cape Lopez. To the contrary, the colder waters to the south ($\approx 22.5^\circ\text{C}$) seem relatively poor in chlorophyll and are perhaps the product of a too recent upwelling to be enriched. Cloud cover varied from 75 to 100% during the flight.

During the period extending from July 9 through July 12, warm waters push the cold waters southwards. The lower $A_B - A_C$ value is still noted on the thermal front, but the whole area seems to be "greener" (the average $A_B - A_C$ value is

$50 \cdot 10^{-4}$), and therefore enriched if compared to the same area when observed during the first flight, i.e. before the cold waters appeared.

July 13—The upwelling begins to develop again near Cape Lopez (Fig. 10) and it is accompanied by a high chlorophyll content ($A_B - A_C < 0$). The thermal front once again starts to move northward. Cloud cover varied from 0 to 100%.

Conclusion

During the aerial surveys of the Gulf of Guinea, significant water color measurements were obtained, even in cloudy weather, by the method of albedo differences. This method allows the elimination of the error due to reflection of sky and clouds by the ocean surface, but requires a very high degree of accuracy in the monochromatic measurement of albedo, that is the absolute uncertainty should be less than $5 \cdot 10^{-4}$. The necessary accuracy was attained by the use of a specially designed radiometer and by the daily recalibration of the radiometer as described above.

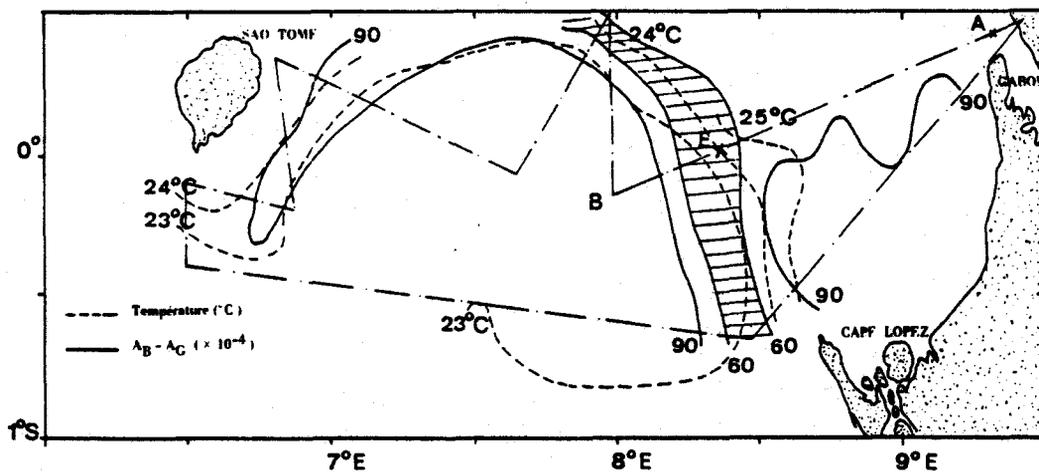


FIGURE 8. July 6 flight: same as Fig. 7.

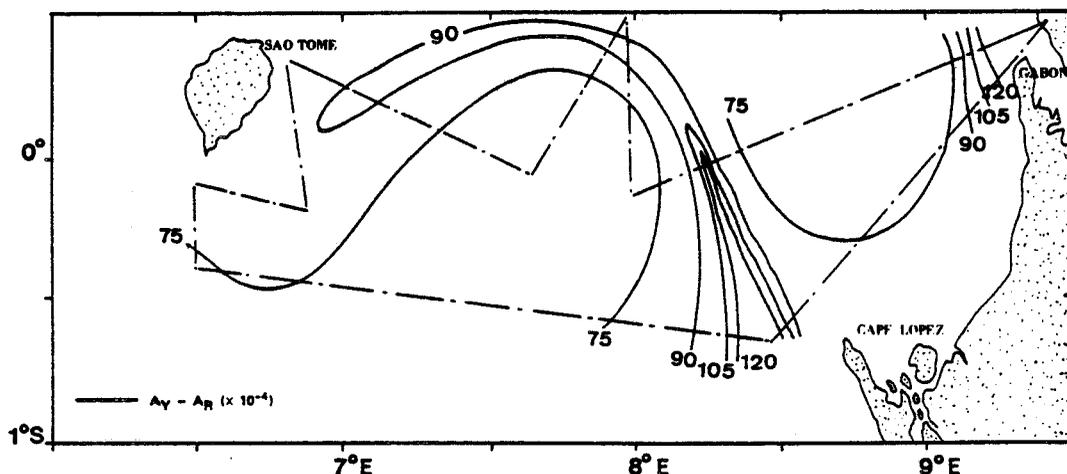


FIGURE 9. July 6 flight. Distribution of differences between orange and red albedos.

The two differences of albedos give the two variables which are necessary for the deduction of the chlorophyll concentration from a theoretical model and the elimination of the influence of turbidity. They usually were found to give two criteria to discriminate zones rich in phytoplankton from poorer waters:

- (1) low values of the difference between blue (466 nm) and green (525 nm) albedos (mainly due to chlorophyll absorption); and
- (2) high values of the difference between yellow (550 nm) and red (600 nm) albedos (due to particle scattering).

The difference between blue and green albedos is more sensitive than the second difference and varies from $120 \cdot 10^{-4}$ (June 30) to $-15 \cdot 10^{-4}$ (upwelled water on July 13).

The relationship between measurements and chlorophyll content must be used with care due to the potential error introduced by vertical inhomogeneity or yellow substance absorption.

Acknowledgments

We would like to thank M. Metayer, pilot of aircraft F.O.C.S.B. for his assistance. We also thank J. Noël, J. M. Stretta, and L. Vercesi (O.R.S.T.O.M. research team), for making available the data on ocean surface temperature, and L. F. Martin for his aid in the translation of this paper. This research was supported by the "Centre National pour l'Exploitation des Océans" (C.N.E.X.O.).

References

- Arvesen, J. C., Millard, J. P., and Weaver, E. C. (1973), Remote sensing of chlorophyll and temperature in marine and fresh waters, *Astron. Acta* 18, 229-239.
- Bailey, J. S., and White, P. G. (1970), Remote sensing of ocean color, *ISA Transaction* 9, 332-339.
- Clarke, G. L., Ewing, G. C., and Lorenzen, C. J. (1970), Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration, *Science* 167, 1119-1121.

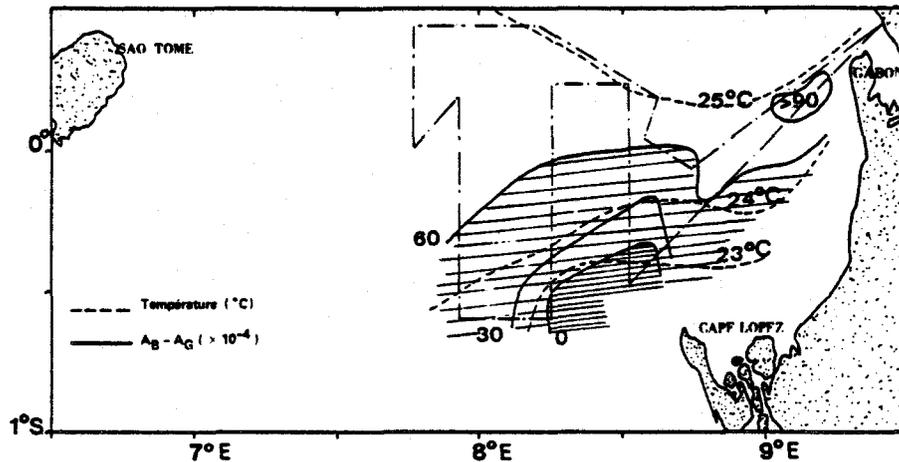


FIGURE 10. July 13 flight: same as Fig. 7.

- Dufour, P. et Stretta, J. M. (1973), Fronts thermiques et thermohalins dans la région de Cap Lopez (golfe de Guinée) juin-juillet 1972: phytoplancton, zooplancton, micro-necton et pêche thonière. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan* 4, 99-142.
- Gordon, H. R., and Brown, O. B. (1973), Irradiance reflectivity of a flat ocean as a function of its optical properties, *Appl. Opt.* 12, 1549-1551.
- Hisard, P., et Morliere, A., (1973), La terminaison du contre courant équatorial subsuperficiel atlantique (courant de Lomonosov) dans le golfe de Guinée. *Cahier O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.* 9, 455-464.
- Hovis, W. A., Forman, M. L. and Blaine, L. R. (1973), Detection of ocean color changes from high altitude, *Nasa G.S.F.C.X.*, 652-73-371, Greenbelt, 25 pp.
- Jain, S. C., and Miller, J. R. (1976), Sub-surface water parameters: optimization approach to their determination from remotely sensed water color data, *Appl. Opt.* 15, 886-890.
- Kattawar, G. W., and Humphreys, T. J. (1976), Remote sensing of chlorophyll in an atmosphere-ocean environment: a theoretical study, *Appl. Opt.* 15, 273-282.
- Morel, A. (1973), Diffusion de la lumière par les eaux de mer. Résultats expérimentaux et approche théorique, *Optics of the Sea (Interface and In-Water Transmission and Imaging)*, A.G.A.R.D. Lecture Séries no 61, 3.1.1-3.1.76.
- McCluney, W. R. (1976), Remote measurement of water color, *Remot. Sensing Environ.* 5, 3-33.
- Payne, R. E. (1972), Albedo of the sea surface, *Journ. Atmos. Sciences* 29, 959-970.
- Pearcy, W. G., and Keene, D. F. (1974), Remote sensing of water color and sea surface temperatures off the Oregon Coast, *Limnol. Oceanog.* 19, 573-583.
- Potter, J. F. (1970), The delta function approximation in radiative transfer theory, *Journ. Atmos. Sciences* 27, 943-949.
- 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 contenu en particules. *Thèse d'Etat, no C.N.R.S. AO 12 187*, Université Paris VI.
- Ramsey, R. C. (1968) Study of the remote measurement of ocean color, *T.R.W. Sys-*

- tem report to Nasa, contract N.A.S.W. 1658, 89 pp.*
- Stretta, J. M., Noel, J., et Vercesi, L. (1975), Caractérisation des situations hydrobiologiques et potentialités de pêche thonière au Cap Lopez en juin et juillet 1972 et 1974. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*. 6, 59-74.
- Viollier, M. (1976), Contribution à l'étude du rayonnement rétrodiffusé par l'océan. Application à la télédétection de la chlorophylle. *Thèse 3ème cycle, no 610, Université de Lille I.*
- Voituriez, B., Verstraete, J. M., et Le Borgne, R. (1973), Conditions hydrologiques de la zone frontale du Cap Lopez pendant la campagne thonière de juin-juillet 1971. *Cahier O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.* 9, 229-249.
- Yentsch, C. S. (1960), The influence of phytoplankton pigments on the color of sea water, *Deep Sea Res.* 7, 1-9.

Received March, 1977; revised December 1977

PUBLICATION 2



Reprinted From

PROCEEDINGS of the ELEVENTH INTERNATIONAL SYMPOSIUM
ON
REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT
25 - 29 April, 1977

CONDUCTED BY

Center for Remote Sensing Information and Analysis
Environmental Research Institute of Michigan

in cooperation with

The University of Michigan
Extension Service

SPONSORED, IN PART, BY

Federal Highway Administration
U.S. Department of Transportation

National Oceanic and Atmospheric Administration
U.S. Department of Commerce

U.S. Geological Survey
U.S. Department of the Interior

Agricultural Research Service, Agricultural Stabilization
and Conservation Service, Cooperative State Research
Service, Economic Research Service, Forest Service,
Foreign Agricultural Service, Statistical Reporting Service,
U.S. Department of Agriculture

Environmental Research Institute of Michigan

U.S. Army Research Center
Department of the Army

Division of Water Control Planning
Tennessee Valley Authority

Institute of Science and Technology
The University of Michigan

U.S. Coast Guard
U.S. Department of Transportation

Office of Applications
National Aeronautics and Space Administration

Division of Biomedical and Environmental Research
U.S. Energy Research and Development Administration

Environmental Monitoring and Support Laboratory
U.S. Environmental Protection Agency

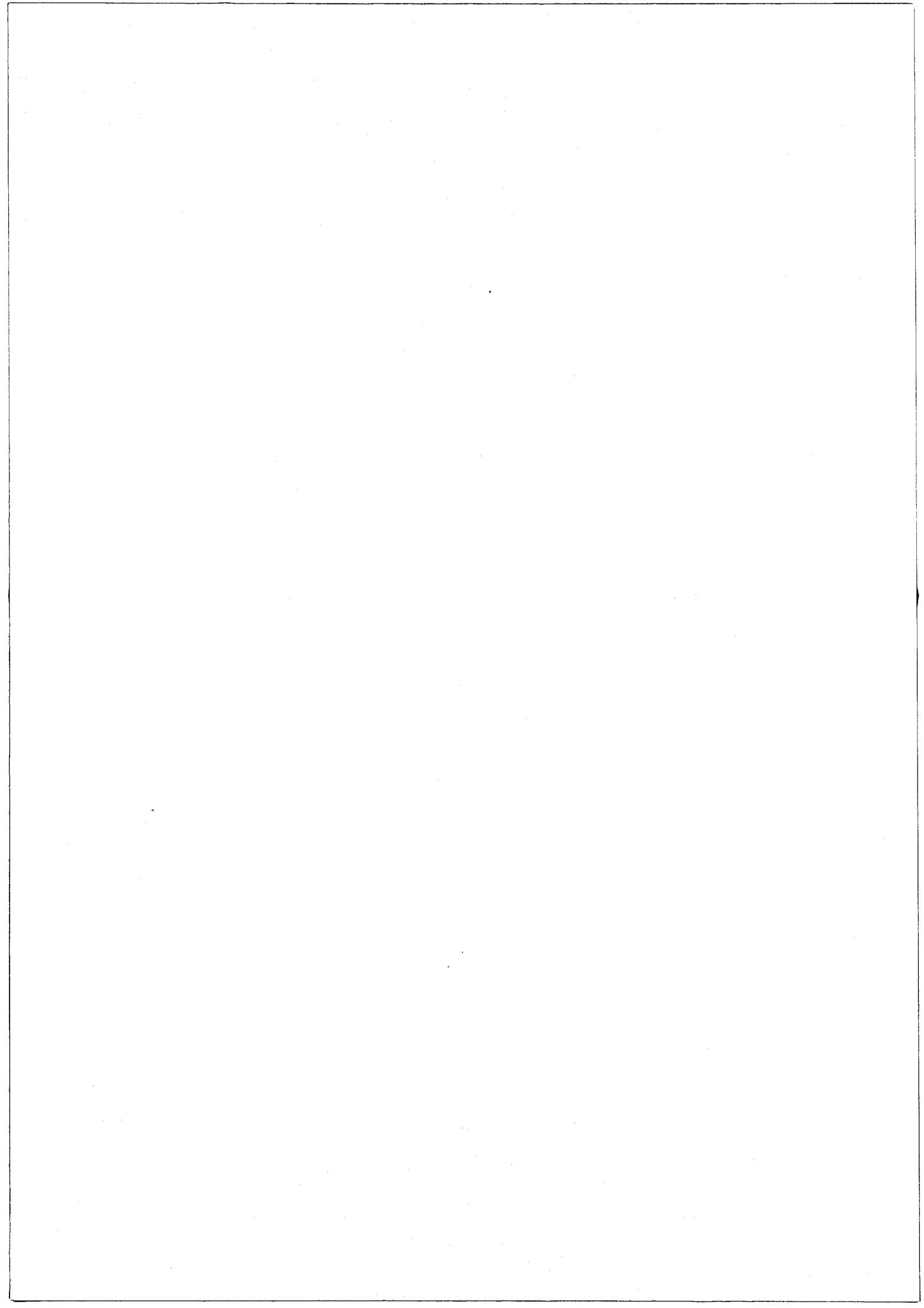
WITH CONTRIBUTIONS FROM

Swiss Society of Natural Sciences
Bern, Switzerland

Taiwan Forestry Bureau
Taipei, Taiwan, Republic of China

Remote Sensing Technology Center of Japan
Tokyo, Japan

 ENVIRONMENTAL
RESEARCH INSTITUTE OF MICHIGAN
ANN ARBOR • MICHIGAN



REMOTE SENSING OF OCEAN COLOR AND
DETECTION OF CHLOROPHYLL CONTENT

P.Y. Deschamps, P. Lecomte, M. Viollier.

Université des Sciences et Techniques de Lille
Laboratoire d'Optique Atmosphérique (ERA 466)
B.P. 36 - 59650 Villeneuve d'Ascq (France)

ABSTRACT

The chlorophyll enrichment of the water in an equatorial upwelling was surveyed and described during two one month periods in 1975 and 1976 with the aid of a radiometer specially designed for the airborne measurement of ocean color. Based upon the results of this experiment and some theoretical considerations, a relation is proposed between airborne measurement of difference of albedos at two wavelengths in the blue and green, and the concentration of chlorophyll in the ocean.

1. INTRODUCTION

It has for many years been known that ocean color, or more exactly the radiation backscattered by seawater in the visible spectrum, is linked to chlorophyll pigment content, and that this can be employed in the remote sensing of chlorophyll concentration. YENTSCH (1960) measured the absorption coefficients of chlorophyll-a extracted from marine plants and showed that the presence of chlorophyll deplaces the sea water transparency maximum from blue towards green. He suggested that the color of the ocean is closely related to the chlorophyll content. CLARKE, EWING and LORENZEN (1970) performed experiments using this remote sensing method by making airborne measurements of the light spectra backscattered by the ocean. Numerous airborne experiments have since been made, all of which have been based upon a measurement in the blue at the chlorophyll absorption maximum (BAILEY and WHITE (1970), HOVIS, FORMAN and BLAINE (1973), AVERSEN, MILLARD and WEAVER (1973), PEARCY and KEENE (1974). Although easy in the principle, this remote sensing method poses several problems of a practical nature, and in the interpretation of results which are perturbed by other parameters inherent to radiative transfer in the atmosphere-ocean system and to the optical properties of sea water.

The results here presented are founded upon the above principle, but the method employs the calculation of differences between albedos measured at several wavelengths. This permits the measurement of ocean color, and thus determination of chlorophyll content independent of measurement conditions and, moreover, independent of the cloud cover under which the aircraft flew. This result is of particular interest for potential applications in equatorial regions where nebulosity is considerable and very variable. It was in this manner that the chlorophyll enrichment of waters from an equatorial upwelling could daily be observed and described during two one month periods in 1975 and 1976 on a quasi operational basis.

2. MATERIAL AND METHODS

The method is based upon the measurement of the spectral albedo of the sea with a four channel radiometer which simultaneously measures radiation upwelling from the sea and the downwelling radiation. The radiometer is equipped with interference filters having a narrow bandwidth ($\Delta\lambda = 10$ nm) and measures the up-

welling irradiance E_u or radiance I_u , and the downwelling irradiance E_d at 466, 525, 550, 600 nm. The I_u measurement is made with a polarizer at an incidence of 45° , near the Brewster angle in order to minimize surface reflection. The ratio of the two measurements (E_u/E_d or $\pi I_u/E_d$) furnishes an albedo value for the ocean; the relative calibration of the upward and downward sensors is made by aiming them at a single diffuse surface. The reproducibility of the albedo measurements thus obtained was evaluated as $5 \cdot 10^{-4}$. This radiometer and an infrared radiometer measuring sea surface temperature, were borne by an aircraft flying at low altitude in order to minimize the influence of atmospheric scattering.

The exploitation of measurements made in the study area on the equator was particularly problematical due to the fact that in this region the nebulosity is extremely variable, and the sky is rarely perfectly clear. Under these conditions, the upwelling radiation is primarily a function of the incident irradiance. This is illustrated by Fig.1-a, in which is presented a recording of downwelling irradiance, E_d , and of upwelling radiance, I_u , at 466 nm, which was made during the flight of July 13, 1975. As the cloud cover in this case varied from 10% to 50%, the I_u variations are essentially due to changes in E_d . In order to obtain a measurement independent of E_d variations, albedo A is calculated:

$$A = \frac{\pi I_u}{E_d}$$

Albedo thus calculated contains both the term due to backscattering from the sea water, which is affected by the presence of chlorophyll and which has thus to be measured, and the term associated with the sea surface reflection of downwelling radiation, which is a source of error. The nature of this reflection changes when one passes from a clear sky to a cloudy sky, where downwelling radiation becomes more diffuse. The method sometimes suggested (e.g., by HOVIS, FORMAN and BLAINE, 1973) which consists of taking the ratio between upwelling radiances at two wavelengths is not applicable in this case because the measured values include an excessive term of error which is due to reflection in the presence of clouds.

A method using difference between albedos was developed in order to obtain a measurement which is as independent as possible of this reflection. This albedo difference method permits the elimination of most sources of error, such as surface reflection, which is independent of wavelength in the spectral bandwidth considered, and the effects of whitecaps and light scattering due to aerosols, which vary slowly in function of wavelength. In Fig. 1-b, the radiance ratio method is compared with the albedo difference method at 466 and 525 nm. Although the general allure is similar, with a minimum at point B (near 10h00), it is noted that the radiance ratio is much more noisy, particularly in the period between 9h40 and 9h50 during which the cloud cover and downwelling radiation E_d (Fig.1.a) were highly variable. The measurement of I_u with a polarizer greatly diminishes the effect of reflection. Reflection on the sea surface is somewhat diffuse due to the sea state however, and part of this radiation still comes from reflection. This effect is particularly evident for the diffuse radiation corresponding to an overcast sky. It thus can be concluded that the albedo difference method is much less affected by measurement conditions than is the radiance ratio method.

In Fig.1.c, are found the albedo differences $A_{466} - A_{525}$ and $A_{550} - A_{600}$, and sea surface temperature (Fig.1.d) recorded for the same period as referred to in the preceding paragraph. The elimination of variations in downwelling radiation allows albedo difference variations associated uniquely with the internal optical properties of the ocean to appear. The "blue-green" $A_{466} - A_{525}$ difference diminishes when the thermal front is traversed, and is nul at the minimum temperature near point B, indicating that the colder waters are green and chlorophyll rich. The $A_{550} - A_{600}$ difference increases at the same time, indicating greater turbidity which is associated with chlorophyll. Variations in these albedo differences are associated with variations in the optical properties of sea water.

3. MEASUREMENT INTERPRETATION

A theoretical model was constructed in order to correlate albedo differences to contents in absorbing matter (chlorophyll-a) and scattering matter (sediments). The model was verified by comparison with several samples taken in-situ by boat.

3.1 - The theoretical model.

The medium of the model is assumed homogeneous, and optical properties adopted for the constituents of this medium are the results of previous measurements. Optical properties are defined by

a, the absorption coefficient (m^{-1}),
 b, the scattering coefficient (m^{-1}),
 p(θ), the scattering phase function which represents the light fraction deviated at the angle θ .

The principal terms contributing to coefficients a and b are described in tables 1 and 2, and it is possible to write

$$a = a_0 + n_{chl} \cdot a_{chl} + a_y \quad (1)$$

where a_0 is absorption by pure water,
 n_{chl} , chlorophyll concentration (mg/m^3)
 a_{chl} , absorption by chlorophyll (for $1 mg/m^3$),
 a_y , additional absorption by yellow substance if present,

and :

$$b = b_0 + b_p \quad (2)$$

where b_0 is scattering by pure water,
 b_p , scattering by particulate matter.

The numerical values of b_0 , a_0 and a_{chl} which are needed in the model are found in table 3. The coefficients b_p and a_y are defined by their values at 500 nm, and are λ^{-1} and $\exp(-k\lambda)$ dependent

$$b_p(\lambda) = b_p(500) \frac{500}{\lambda} \quad (3)$$

$$a_y(\lambda) = a_y(500) \exp(0,014(500-\lambda)) \quad (4)$$

with λ is nm. The phase function can be developed as follows

$$p(\theta) = \frac{b_0 p_0(\theta) + b_p p_p(\theta)}{b_0 + b_p} \quad (5)$$

where $p_0(\theta)$ is relative to molecular scattering, and $p_p(\theta)$ is relative to particle scattering. In that which follows, phase functions $p_0(\theta)$ and $p_p(\theta)$ are from MOREL (1973), and their respective weights are varied by way of b_p . All of the above data are introduced into the theoretical model.

The theoretical computation of backscattered albedo necessitated the solution of the radiative transfer equation for an absorbing and scattering medium. Several computation methods can be used, and have been compared by DEVAUX, FOUQUART, HERMAN and LENOBLE (1973). Examples of the application of the theoretical computations to the ocean have been given by KATTAWAR and HUMPHREYS (1976), GORDON and BROWN (1973), and PRIEUR (1976). Computations based upon the successive scattering order method are developed in this paper.

In this computation, an expansion of the radiance in a Fourier series in azimuth is obtained by representing phase function as an expansion in Legendre polynomials. Computation time is reduced by the use of the so-called "trun-

cation of the forward peak" approximation, which permits the reduction of terms entering into the development of the phase function to 28. The accuracy obtained by this method should be excellent (2%), but the results for backscattered albedo, A, can be expressed by the following simplified formula whose lower 10% precision is acceptable due to a similar imprecision in the absorption and scattering data

$$A = m \frac{b_0}{a} + n \frac{b_p}{a} \quad (6)$$

where constants m and n are determined from the computations as

$$m = 7.55 \cdot 10^{-2}$$

$$n = 0.23 \cdot 10^{-2}$$

Computations demonstrate that A is only weakly influenced by the geometrical repartition of the incident radiation. This equation permits the direct relation of measurement of A to the internal optical properties of the ocean.

By introducing Eq. 1,2,3 and 4 into Eq.6, the influence of each factor can easily be evaluated at any wavelength. It again is found that chlorophyll is the main cause of albedo variation near 450 nm, while the turbidity characterized by b_p has a maximal influence near 550 nm. All of the parameters considered, however, including the absorption by yellow substance a_y , have an influence upon the measurements at different wavelengths, and a method permitting the separate evaluation of each of each parameters is called for.

3.2. - Measurement of the turbidity coefficient b_p .

Between 525 and 650 nm, outside of the chlorophyll absorption band, the albedo is primarily sensitive to the coefficient b_p . This is shown in figure 2, where the albedo difference $A_{550} - A_{600}$ is plotted as a function of $b_p(500)$ with the aid of Eq.1,2,3,4 and the data found in table 3. The measurement of $A_{550} - A_{600}$ thus constitutes a method of b_p determination, but it must be noted that the presence of yellow substance (or an other absorber) can modify the anticipated results.

Experimentally, an increase of $A_{550} - A_{600}$ was regularly observed while flying over zones rich in phytoplankton. A slight increase of $A_{550} - A_{600}$ thus is observed in Fig.1.c at 9H55. Although variations of $A_{550} - A_{600}$ are often, as in this case, at the limit of experimental sensitivity, it nevertheless was possible to map this difference. Maps of the two albedo differences, $A_{550} - A_{600}$ and $A_{466} - A_{525}$, have the same general features, demonstrating the close relationship between turbidity and chlorophyll content.

3.3. - Determination of chlorophyll content.

Knowing b_p , it is possible to evaluate the correction which should be applied to the chlorophyll content deduced from measurements in the blue region. It was demonstrated how the measurement of two differences ($A_{466} - A_{525}$ and $A_{550} - A_{600}$), permits an independent determination of b_p and n_{chl} (chlorophyll concentration) (VIOLLIER, DESCHAMPS and LECOMTE, 1977). As it is evident that these two coefficients are dependent, however, it is probably possible to directly deduce chlorophyll concentration uniquely from the $A_{466} - A_{525}$ difference. This more practical method was used in this paper, but it presupposes that a mean relationship between b_p and n_{chl} be known for the study area.

The relationship between b_p and n_{chl} is not well known, and probably depends upon the type of phytoplankton encountered. Lacking better knowledge of this subject, the following relation is assumed

$$b_p = 0.05 + 0.5 \cdot n_{chl} \quad (7)$$

(b_p in m^{-1} , n_{chl} in mg/m^3)

The values of the coefficients are based upon the observed extreme values of b_p and n_{chl} in the study area :

b_p from 0.05 to 0.6 m^{-1} , n_{chl} from 0 to 1 mg/m^3 .

This relation may be associated with Eq.1,2,3,4 and 6. The two curves found in Fig.3, which in one case corresponds to the absence of yellow substance, and in the other to a high yellow substance content, give the obtained relation between the albedo difference $A_{466} - A_{525}$ and chlorophyll content n_{chl} .

In Fig.3, there is also presented an experimental relation (curve 3) established upon the basis of four in-situ measurements made by R.V. CAPRICORNE. Chlorophyll content measurements made between 0 and 20 meters are found in table 4. Chlorophyll content values which vary with depth can not be directly compared with the theoretical values of a homogeneous model. In order to make the comparison, the content value at a given depth was therefore weighted by a coefficient equal to the transmission of light to twice that depth. The results of this weighting were placed in Fig.3 as a function of simultaneous airborne measurement of $A_{466} - A_{525}$. It is noted that the experimental curve (3) is in fairly good agreement with that inferred from the theoretical model, although the theoretical curve (1) clearly overestimates the chlorophyll concentration. This difference could derive from one of the numerous approximations introduced into the theoretical model (that furnished by Eq.7, for example) or due to yellow substance. This result demonstrates that the improvement of this method would require the taking of a few sea truth measurements during the aerial survey, in order to adjust the relationship between albedo difference and chlorophyll content.

4. RESULTS OF THE AIRBORNE MEASUREMENT SURVEYS.

Two airborne remote sensing surveys of chlorophyll content, totaling more than thirty flights, were made during June-July of 1975 and 1976 off shore Gabon (Central West Africa) in the Gulf of Guinea. The study area is situated on the equator, between Sao Tomé Island and Cape Lopez. During the June-July study period, the hydrological conditions favor the development of coastal upwellings (DUFOUR and STRETTA, 1973 ; VOITURIEZ, VERSTRAETE and LE BORGNE, 1973 ; HISARD and MARLIERE, 1973).

The cold upwelled water ($< 23^{\circ}\text{C}$) from the south encounters the warm water ($> 25^{\circ}$) of the Guinea Current coming down from the north, and this provokes a fairly clearcut thermal front with a surface temperature difference on the order of 2°C within several nautical miles. The movements of this front can easily be watched by airborne sensing methods (STRETTA, NOEL, and VERCESI, 1975). When the upwelling starts, the cold water invades the whole sector, starting from Cape Lopez and propagating to the north. The warm water returns a few days later by moving towards the south. Several cycles of north-south oscillations of the surface thermal front are observed, and the study area between Cape Lopez and Sao Tomé Island accordingly passes through a series of warm and cold phases.

After each flight, the measurements are used in the drawing of maps of surface temperature and albedo difference. The daily flight plan is formulated as a function of previous maps so as to cross the thermal front several times.

The appearing of cold waters rich in mineral salts is translated as phytoplankton development and a greener ocean color. This corresponds to the extreme $A_{466} - A_{525}$ measurement values which pass from $120 \cdot 10^{-4}$ for warm, chlorophyll poor water (less than 0.3 mg/m^3), to $-30 \cdot 10^{-4}$ for cold, chlorophyll rich water (about 1 mg/m^3). Coastal waters are much richer, particularly near the estuaries of the Ogoué and Gabon rivers.

In Fig. 4a,b,c, are found three of the maps obtained in 1975 for three typical flights :

- July 6, 1975, corresponds to the maximal northerly development of a cold phase with a well defined thermal front forming an arc between Cape Lopez and Sao Tomé Island.
- July 11, 1975, corresponds to a warm phase subsequent to invasion of the whole area.
- July 13, 1975, at the beginning of a new cold phase.

The temperature and chlorophyll content deduced from $A_{466} - A_{525}$ (from curve (1) in Fig.3) at the point most frequently flown over ($0^{\circ}30' S, 8^{\circ}E$), were selected in order to describe the succession of warm and cold phases. This point is situated 40 nautical miles from the coast, and is only very slightly influenced by the Ogoúé river effluent.

In 1975 (Fig.5.a) there thus are successively observed :

- a warm phase until July 2,
- cold phase from July 3 to 8,
- a warm phase from July 9 to 12,
- a cold phase starting July 13.

In 1976 (Fig.5.b), the most pronounced phases are :

- warm phases from June 20 to 26, and from July 6 to 11,
- cold phases from June 27 to July 4, and starting July 12.

The chronology of the observations thus shows a good local correlation between chlorophyll content and sea surface temperature at the point considered. Maximal concentrations are obtained during cold phases and attain 1 mg/m^3 . The evolution of chlorophyll content seems to be about one day late with respect to changes in surface temperature, which may be interpreted as the time needed for phytoplankton growth. In 1976, cold phase temperatures were lower and chlorophyll concentrations were higher than in 1975.

5. CONCLUSION.

The albedo difference method developed for the remote sensing of ocean color and the measurement of chlorophyll content has shown itself to be particularly useful in the making of airborne measurements under cloudy skies, which permits the technique to enter into operational service. Although chlorophyll content values measured with method generally run parallel to the in situ values, they must be used with precaution due to the incertitude existing in the relationship between the optical properties of sea water and the chlorophyll content. Results obtained from two airborne survey campaigns observing an equatorial upwelling off the Gabon coast demonstrate the potential use of this remote sensing technique in the spatial and temporal study of the phenomenon.

6. ACKNOWLEDGEMENTS.

We would like to thank M. METAYER, pilot of aircraft F.O.S.C.B. for his assistance. We also thank J. NOEL, J.M. STRETTA, and L. VERCESI (O.R.S.T.O.M. research team), for making available the data on ocean surface temperature, and L.F. MARTIN for his aid in the translation of this paper. This research was supported by the "Centre National pour l'Exploitation des Océans"

TABLE 1. - ABSORPTION CHARACTERISTICS

	Substances absorbing light	λ -dependence (wavelength = λ)	References
a_o	sea water	window of maximum transmission at 450 nm	Clarkes et James (1939) Prieur (1976)
a_y	dissolved material (yellow substance)	increase towards short λ $a_y(\lambda) = a_y(\lambda_1)e^{0,014(\lambda_1 - \lambda)}$ (λ in nm)	Jerlov (1968) Prieur (1976)
a_{chl}	chlorophyll a (pigment in particulate matter)	absorption band around 440 nm and 675 nm	Yentsch (1960)
a_p	other absorbed in particulate matter	variable, assumed nul in this study.	

TABLE 2. - SCATTERING CHARACTERISTICS.

	Substances absorbing light	λ -dependence (wavelength = λ)	References
b_o	sea water	$\lambda^{-4,3}$	Morel (1973)
b_p	particulate matter	λ^{-1} (law assumed for the purposes of this study)	

TABLE 3. - NUMERICAL VALUES OF OPTICAL COEFFICIENTS INTRODUCED IN THE THEORETICAL MODEL.

λ (nm)	466	525	550	600	References
b_o (m^{-1})	0,0039	0,0023	0,0019	0,0014	Morel (1973)
a_o (m^{-1})	0,0155	0,050	0,068	0,245	Prieur (1976)
a_{chl} (m^{-1})	0,065	0,01	0,006	0,007	Yentsch (1960)

TABLE 4. - IN SITU MEASUREMENTS MADE BY R/V CAPRICORNE.

Date	location	Chlorophyll content (mg/m^3)					Aerial Measurement of $A_{466} - A_{525}$	
		depth	0 m	5 m	10 m	15 m		20 m
20.6.76	1°S 7°30 E		0,20	0,19	0,19	0,48	1,41	$38 \cdot 10^{-4}$
21.6.76	0° 8° E		0,18	0,18	0,25	0,15	2,15	$57 \cdot 10^{-4}$
22.6.76	1°S 7°30 E		0,11	0,07	0,11	0,58	0,87	$74 \cdot 10^{-4}$
13.7.76	1°S 8°23 E		0,55	0,73	0,64	0,31	0,33	$21 \cdot 10^{-4}$

(the time intervals between the "in situ" and aerial measurements are of less than 4 hours).



REFERENCES

- AVERSEN J.C., MILLARD J.P., and WEAVER E.C. (1973) - Remote sensing of chlorophyll and temperature in marine and fresh waters. - *Astron. Acta*, 18, 229-239.
- BAILEY J.S. and WHITE P.G. (1970) - Remote sensing of ocean color. *ISA Transaction*, 9, 332-339.
- CLARKE G.L., EWING G.C. and LORENSEN C.J. (1970) - Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a mesure of chlorophyll concentration. - *Science*, 167, 1119-1121.
- CLARKE G.L., JAMES H.R. (1939) - Laboratory analysis of the selective absorption of light by sea water - *J. Opt. Soc. Am.*, 29, 43-45.
- DEVAUX C., FOUQUART Y., HERMAN M. et LENOBLE J. (1973) - Comparaison de diverses méthodes de résolution de l'équation de transfert du rayonnement dans un milieu diffusant. - *J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer*, 13, 1421-1431.
- DUFOUR P. et STRETTA J.M. (1973) - Fronts thermiques et thermohalins dans la région de Cap Lopez (golfe de Guinée), juin-juillet 1972 : phytoplancton, zooplancton, micronecton et pêche thonnière - *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 4, 99-142.
- GORDON H.R. and BROWN O.B. (1973) - Irradiance reflectivity of a flat ocean as a function of its optical properties. - *Appl. Opt.*, 12, 1549-1551.
- HISARD P. et MORLIERE A. (1973) - La terminaison du contre courant équatorial sub-superficiel atlantique (courant de Lomonosov) dans le golfe de Guinée. *Cahier O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, 9, 455-464.
- HOVIS W.A., FORMAN M.L. and BLAINE L.R. (1973) - Detection of ocean color changes from altitude. - *Nasa G.S.F.C.X.*, 652-73-371, Greenbelt, md. 25 pp.
- JERLOV N.G. - *Optical oceanography*. - Elsevier Publishing Company, 1968.
- KATTAWAR G.W. and HUMPHREYS T.J. (1976) - Remote sensing of chlorophyll in an atmosphere-ocean environment : a theoretical study. - *Appl. Opt.* 15, 273-282.
- MOREL A. (1973) - Diffusion de la lumière par les eaux de mer. Résultats expérimentaux et approche théorique. - *In Optics of the Sea (Interface and In-Water Transmission and Imaging)*. - A.G.A.R.D. Lecture Séries n°61.
- PEARCY W.G. and KEENE D.F. (1974) - Remote sensing of water color and sea surface temperatures off the Oregon Coast. - *Limnol. Oceanogr.*, 19, 573-583.
- 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. - *Thèse d'Etat, n° C.N.R.S. AO 12 187* Université Paris VI.
- STRETTA J.M., NOEL J. et VERCESI L. (1975) - Caractérisation des situations hydro-biologiques et potentialités de pêche thonnière au Cap Lopez en juin et juillet 1972 et 1974. - *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*. 6, 59-74.
- VIOLLIER M., DESCHAMPS P.Y. and LECOMTE P.- Airborne remote sensing of chlorophyll content of tropical waters in the Gulf of Guinea. - *to be published in Rem. Sens. of Envir.*
- VOITURIEZ B., VERSTRAETE J.M. et LE BORGNE R. (1973) - Conditions hydrologiques de la zone frontale du Cap Lopez pendant la campagne thonnière de juin-juillet 1971. - *Cahier O.R.S.T.O.M., sér. Océanogr.*, 9, 229-249.
- YENTSCH C.S. (1960) - The influence of phytoplankton pigments on the color of sea water. - *Deep Sea Res.*, 7, 1-9.

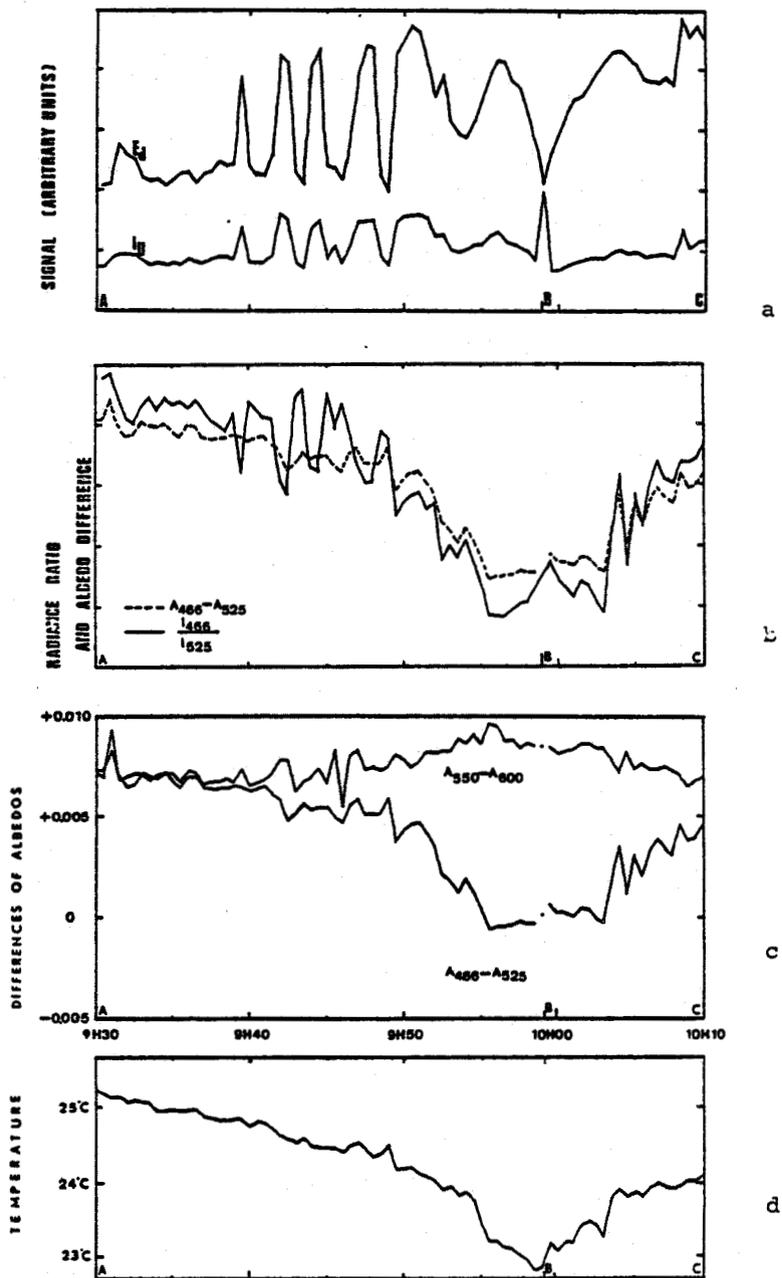


FIGURE 1. - FLIGHT RECORD 0930 to 1010 a.m., July 13, 1975

- Downwelling irradiance, E_d , and upwelling radiance I_u , at 466 nm.
- Comparison between ratio and difference methods at 466 nm and 525 nm.
- The two albedo differences $A_{466}-A_{525}$ and $A_{550}-A_{600}$.
- Sea surface temperature.



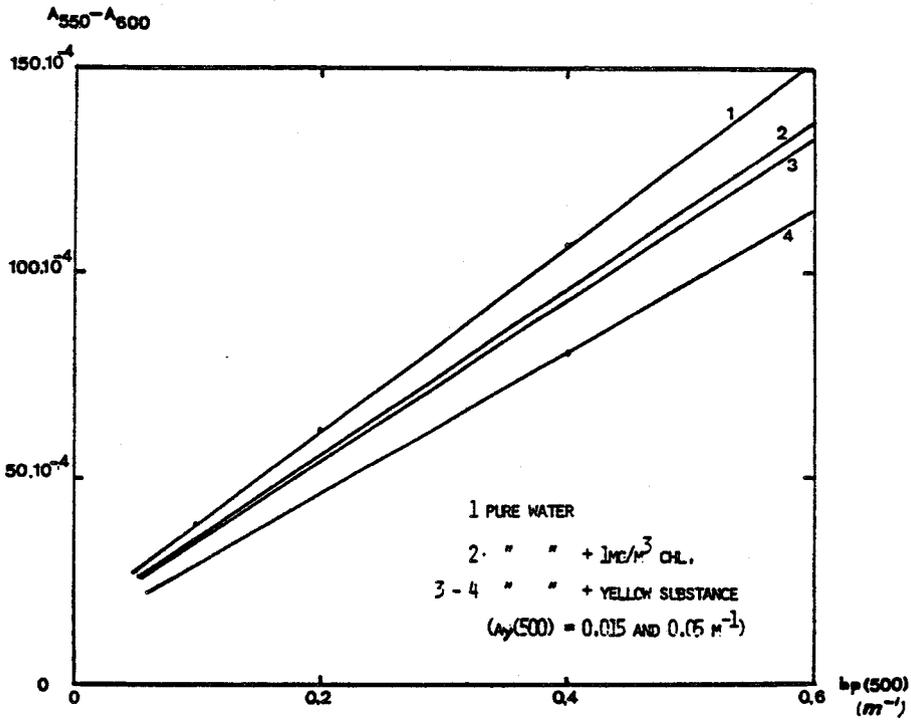


FIGURE 2. - Theoretical computation of the albedo difference $A_{550} - A_{600}$ as a function of the scattering parameter $b_p(500)$.

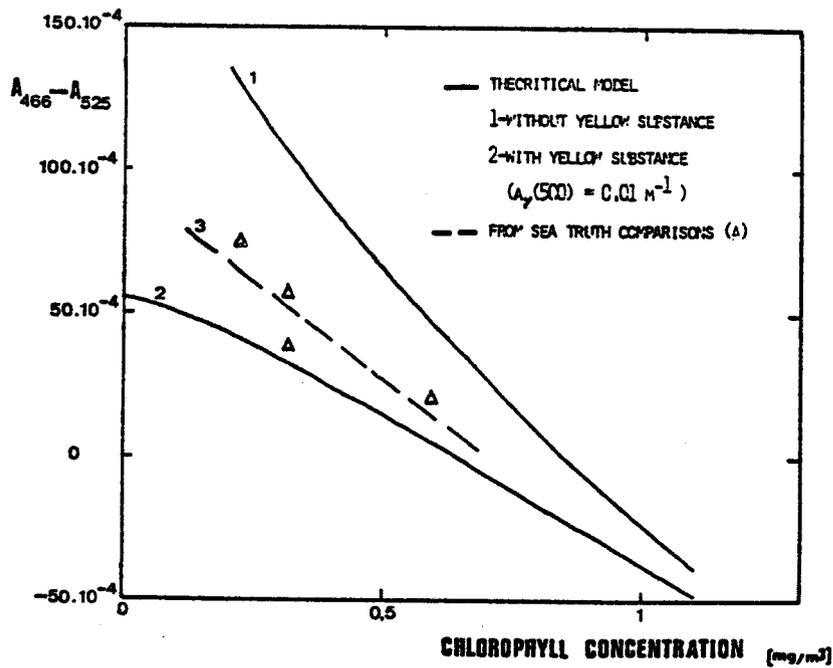


FIGURE 3. - Theoretical computation of the albedo difference $A_{466} - A_{525}$ as a function of chlorophyll concentration. Obtained sea truth comparisons are plotted by Δ .



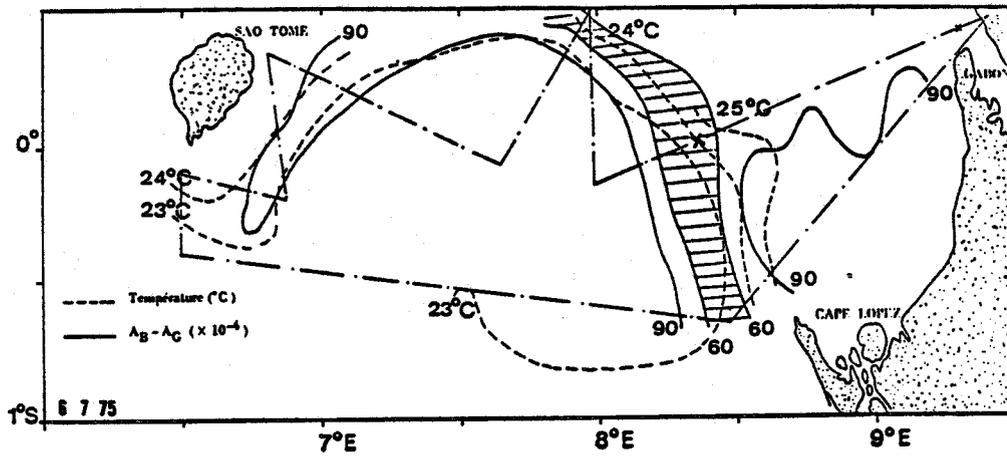


FIGURE 4.a.

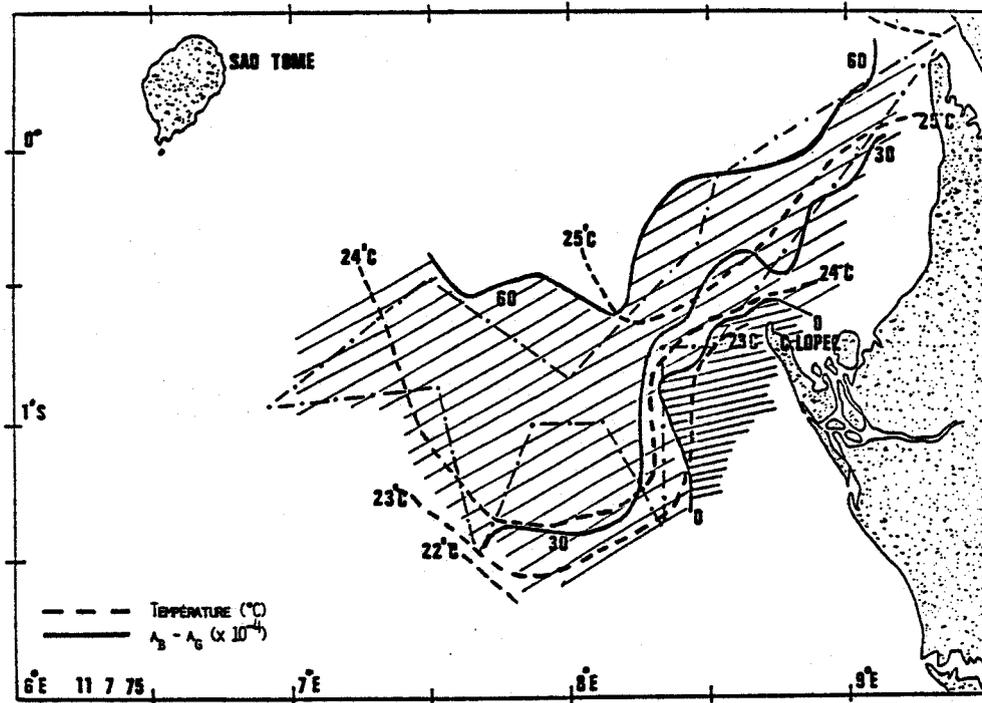


FIGURE 4.b.



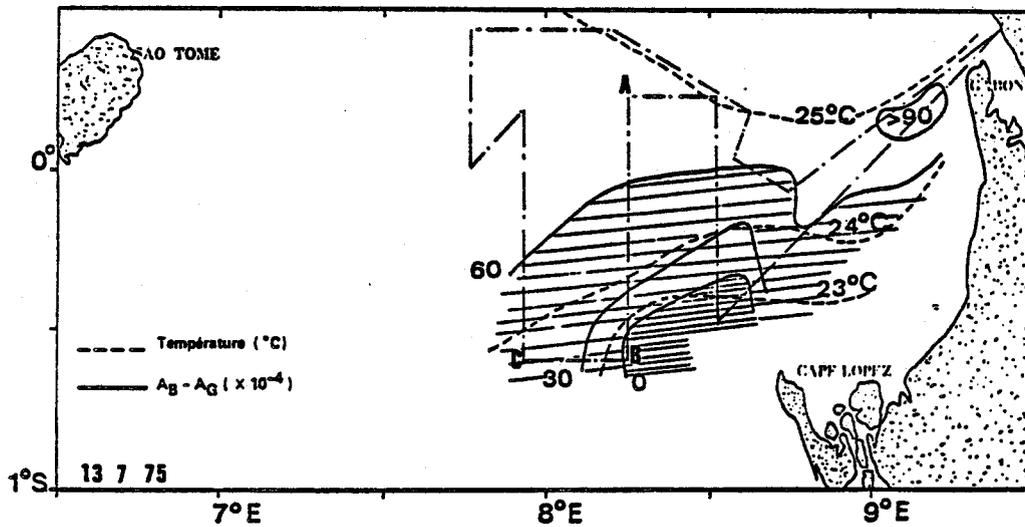


FIGURE 4.c.

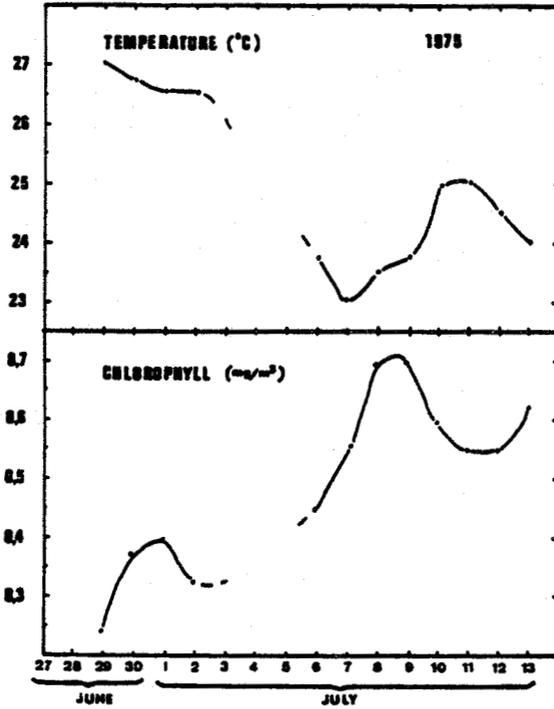
FIGURE 4. - Sea surface isotherms and distribution of differences between blue and green albedos. Waters of moderate chlorophyll content ($0 < A_B < A_G < 60 \cdot 10^{-4}$) and of greater chlorophyll content ($A_B - A_G < 0$) are respectively the light and heavy shaded areas. Flight track is the dot dashed line.

4.a. July 6, 1975

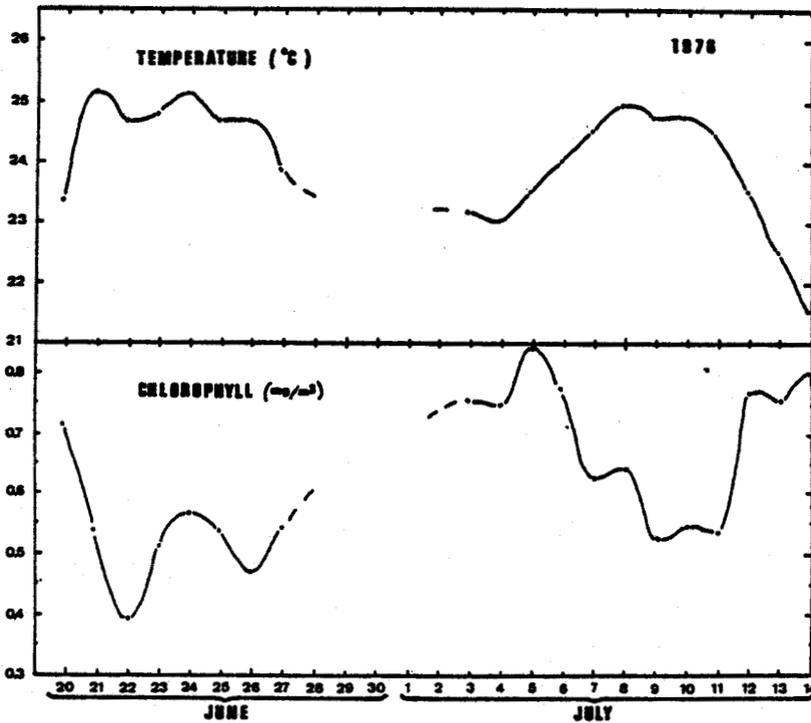
4.b. July 11, 1975

4.c. July 13, 1975





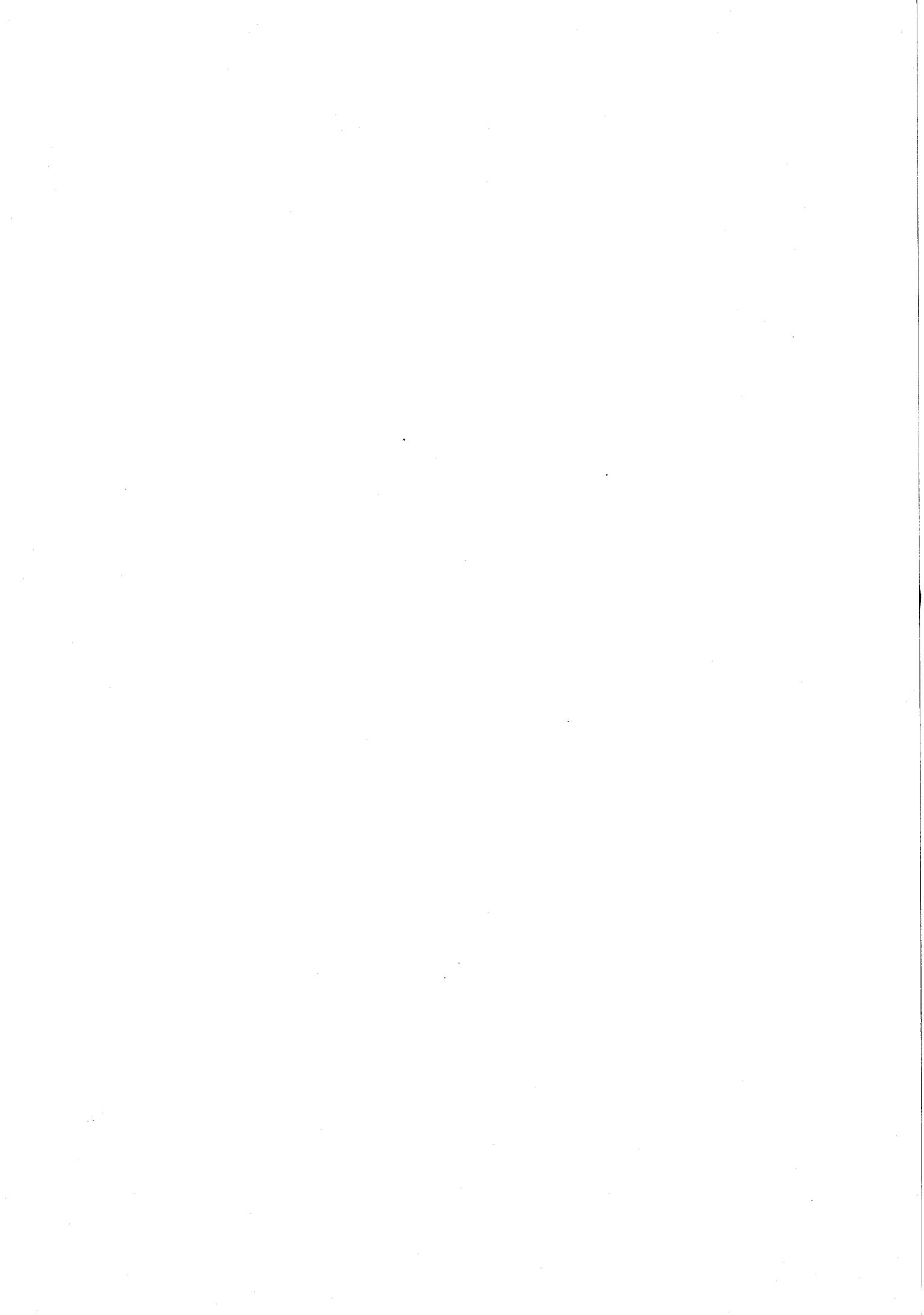
a



b

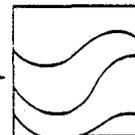
FIGURE 5. - Evolution of sea surface temperature and chlorophyll content as deduced from A₄₆₆-A₅₂₅, at point 0°30'S, 8°E for June-July 1975, (a) and 1976, (b).





PUBLICATION 3





Téledétection
Eaux côtières
Couleur de l'océan
Chlorophylle
Manche
Remote sensing
Coastal waters
Ocean colour
Chlorophyll
English Channel

Expérience aéroportée de télédétection (température et couleur de la mer) dans le détroit du Pas-de-Calais

M. Viollier ^a, P. Lecomte ^a, M. Bougard ^b, A. Richard ^b

^a Laboratoire d'Optique atmosphérique, Université des Sciences et Techniques de Lille, 59650 Villeneuve d'Ascq.

^b Institut de Biologie maritime et régionale, 62930 Wimereux.

Reçu le 30/12/77, révisé le 2/3/78, accepté le 10/3/78.

RÉSUMÉ

Des mesures aéroportées par télédétection et des mesures en mer ont été effectuées simultanément dans le détroit du Pas-de-Calais.

Un avion volant à basse altitude (150 m) mesurait la température de surface par radiométrie infrarouge et les réflectances à 466, 525, 550 et 600 nm, sensibles à la présence de phytoplancton et de sédiments dans la masse d'eau. La température, la concentration en chlorophylle et la profondeur de disparition du disque de Secchi ont été mesurées par le bateau à 17 stations. Les mesures de télédétection par l'avion sont bien corrélées aux mesures *in situ* du bateau et permettent de décrire le gradient côtier des propriétés hydrobiologiques dans le détroit du Pas-de-Calais.

Oceanol. Acta, 1, 3, 1978, 265-269.

ABSTRACT

Airborne remote sensing measurement of ocean colour and sea surface temperature in the Straits of Dover

Airborne remote sensing measurements of ocean colour and sea surface temperature were made simultaneously with sea truth measurements, and the results compared. At seventeen ship stations, water temperature, chlorophyll content and Secchi depth were measured while an aircraft flying at low altitude measured the infrared surface temperature and the reflectivities at 466, 525, 550 and 600 nm, which are sensitive to the presence of phytoplankton and sediments in water. The remote sensing measurements are shown to match the sea truth measurements and may thus be used to describe the coastal gradient of hydrobiological properties in the Straits of Dover.

Oceanol. Acta, 1, 3, 1978, 265-269.

INTRODUCTION

La rapidité de l'exploration de grandes surfaces océaniques par avion ou satellite peut aider considérablement l'étude de l'environnement marin. Parmi les techniques

de télédétection intéressantes pour l'océanographe, il y a d'une part la mesure de la température de surface par radiométrie infrarouge, et d'autre part la mesure du contenu en chlorophylle par l'analyse du rayonnement visible rétrodiffusé, que l'on appelle aussi étude de la

couleur de l'océan. La mesure de la température de surface est parfaitement opérationnelle. Par contre, on ignore quels degrés de fidélité et d'exactitude caractérisent les méthodes de télédétection de la chlorophylle à cause de la complexité des phénomènes de diffusion et d'absorption de la lumière dans le milieu marin. Les opérations d'intercalibration entre les survols aériens et les mesures à la mer (vérité-mer) sont, d'autre part, trop peu nombreuses; on peut citer cependant celles de nos études antérieures (Deschamps *et al.*, 1977), et celles d'autres équipes (Clarke *et al.*, 1970; Arvesen *et al.*, 1973; Miller *et al.*, 1977). Dans le but d'établir de nouveaux points de comparaison, une expérience mettant en œuvre des instrumentations montées sur avion et sur bateau a été effectuée le 27 juin 1977 au détroit du Pas-de-Calais. Nous en présenterons ici les résultats expérimentaux.

MÉTHODE

Le principe de la technique de mesure (Viollier *et al.*, 1978) est rappelé succinctement. Cette technique permet des mesures de façon opérationnelle même en présence de couverture nuageuse discontinue. A l'aide d'un radiomètre spécialement construit pour ce type d'expérience, on mesure simultanément le rayonnement remontant de la mer et le rayonnement descendant à 4 longueurs d'onde, 466 nm (bleu), 525 nm (vert), 550 nm (jaune) et 600 nm (orange), de manière à obtenir une valeur de réflectance indépendante des conditions d'éclairement. Seules sont exploitées les différences entre 2 réflectances mesurées à 2 longueurs d'onde voisines, de façon à minimiser un certain nombre de perturbations, et à éliminer la réflexion sur la surface de la mer, terme indépendant de la longueur d'onde.

Pratiquement les différences $R_{525}-R_{466}$ et $R_{550}-R_{600}$ sont exploitées. La première, $R_{525}-R_{466}$ augmente avec le contenu en chlorophylle, car celle-ci présente un maximum d'absorption vers 450 nm. La seconde $R_{550}-R_{600}$ est théoriquement plutôt sensible aux propriétés diffusantes de l'eau de mer. Ce schéma est évidemment basé sur un modèle extrêmement simplifié des propriétés optiques du milieu marin. L'analyse approfondie de Morel et Prieur (1977) montre qu'en réalité les phénomènes d'absorption et de diffusion peuvent interférer dans toutes les régions du spectre. D'autre part, dans les eaux côtières, il existe un nombre variable de

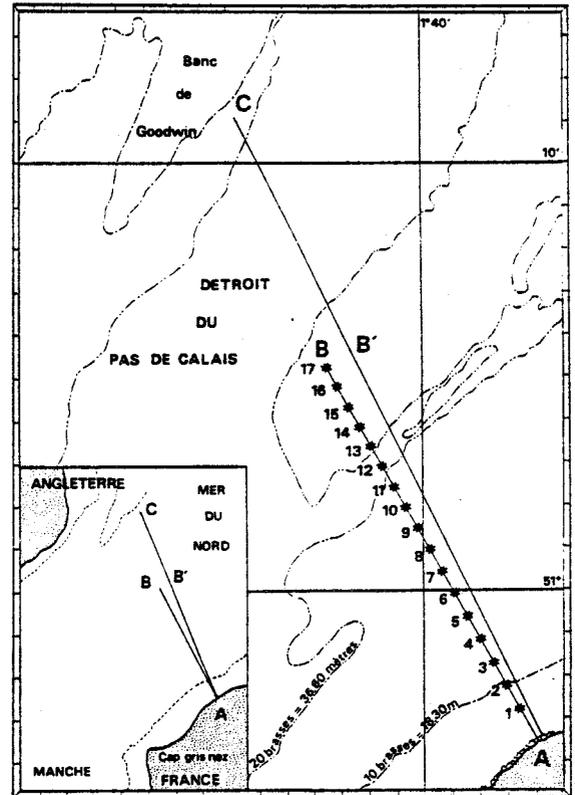


Figure 1
Localisation de l'expérience. Parcours du bateau AB, stations 1 à 17, et de l'avion (AB'C).
Location of the experiment. Vessel track AB, stations 1-17, and aircraft track AB'C.

substances vivantes et inorganiques qui présentent des spectres d'absorption spécifiques, difficiles à mettre en évidence, et qui perturbent les valeurs des réflectances. Dans le cas d'eaux claires peu profondes, la réflectance mesurée est également influencée par la réflexion du fond. Ce n'est pas le cas en Mer du Nord, où les eaux sont très turbides. Ainsi, pendant l'expérience décrite plus loin, la profondeur de disparition du disque de Secchi, indice de la turbidité de l'eau, était toujours trois fois plus petite que la hauteur d'eau.

LOCALISATION DE L'EXPÉRIENCE

La figure 1 montre les parcours suivis par l'avion et le bateau. L'avion a traversé le détroit du Pas-de-Calais à l'altitude de 150 m, de Sangatte, près de Calais, jusqu'aux hauts fonds de Goodwin à l'est de la côte anglaise. Le bateau a effectué 17 stations depuis la côte française jusqu'au milieu du détroit. Les caps sont restés sensiblement les mêmes, environ 330°. L'avion a survolé le bateau lors de la station 15, les stations près de la côte ont été effectuées durant l'heure et demie qui précédait. Les conditions météorologiques étaient les suivantes, mer belle, vent 10 à 20 nœuds d'ouest-sud-ouest, nébulosité élevée 60 %, constituée principalement par des cirrus.

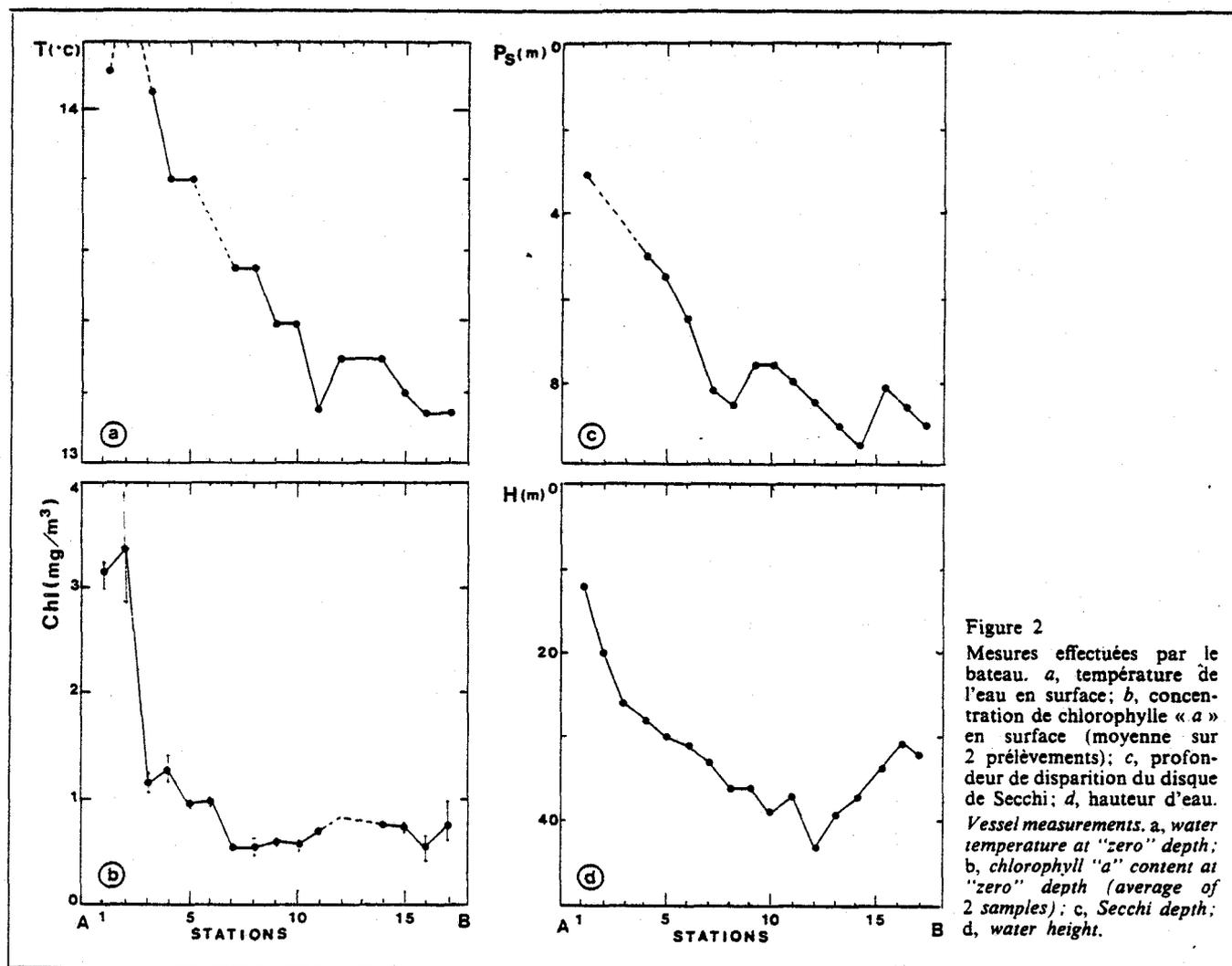


Figure 2
Mesures effectuées par le bateau. a, température de l'eau en surface; b, concentration de chlorophylle « a » en surface (moyenne sur 2 prélèvements); c, profondeur de disparition du disque de Secchi; d, hauteur d'eau.
Vessel measurements. a, water temperature at "zero" depth; b, chlorophyll "a" content at "zero" depth (average of 2 samples); c, Secchi depth; d, water height.

L'existence de puissants courants de marée constitue, pour une période donnée, le principal phénomène agissant sur les caractéristiques hydrobiologiques de cette zone. Sous l'influence principale du flot, les eaux claires et salées de la Manche pénètrent au milieu du détroit parmi les eaux chargées d'apports côtiers de la Mer du Nord. D'où l'existence des différences très marquées des paramètres hydrobiologiques de la côte vers le large, gradients que nous nous étions proposés de mettre en évidence.

RÉSULTATS

La figure 2 représente les mesures recueillies par le bateau. Les mesures de chlorophylle sont présentées en 2 b. Deux prélèvements en surface ont été effectués à chacune des 17 stations. Les prélèvements en profondeur n'étaient pas nécessaires en raison de la relative homogénéité verticale de la couche d'eau. Sous l'influence des brassages alternatifs des courants de marée et de la faible profondeur il n'existe en effet pas de thermocline dans cette partie de la Manche. Le dosage en chlorophylle des prélèvements était ensuite réalisé par la méthode spectrophotométrique de Richards et Thompson (Anonyme UNESCO, 1966). Les écarts entre les 2 prélève-

ments de chaque station sont variables, en moyenne de l'ordre de 10 %, ce qui donne une idée de la précision maximale à rechercher par télédétection. A la station 1, située à 1,6 km de la côte, on trouve 3,1 mg/m³ de chlorophylle, puis on observe une très nette diminution vers le large. A partir de la station 7, la concentration en chlorophylle se stabilise entre 0,7 et 0,5 mg/m³.

D'autres mesures ont été effectuées par le bateau. La température de l'eau (fig. 2 a) diminue régulièrement de la côte (14,1°C) vers la station 17 (13,1°C). La profondeur de disparition du disque de Secchi (fig. 2 c) augmente progressivement. Toutes ces mesures sont relativement bien corrélées à la hauteur d'eau (fig. 2 d). La signification de la mesure de la profondeur Secchi n'est pas immédiate [Otto (1966), Tyler (1968)]. Certes, à cause de sa simplicité de mise en œuvre, cette mesure est couramment employée et fournit une bonne appréciation de la turbidité de l'eau; cependant, elle ne permet pas de calculer en toute rigueur le coefficient d'atténuation de l'eau, et, *a fortiori*, le coefficient de diffusion.

Les mesures par avion, c'est-à-dire les 4 réflectances du visible et la température radiométrique étaient effectuées toutes les 8 secondes durée pendant laquelle l'avion parcourait environ 500 m. La figure 3 a représente la température de surface mesurée à l'aide d'un radiomètre infrarouge Barnes PRT 5. L'appareil avait été

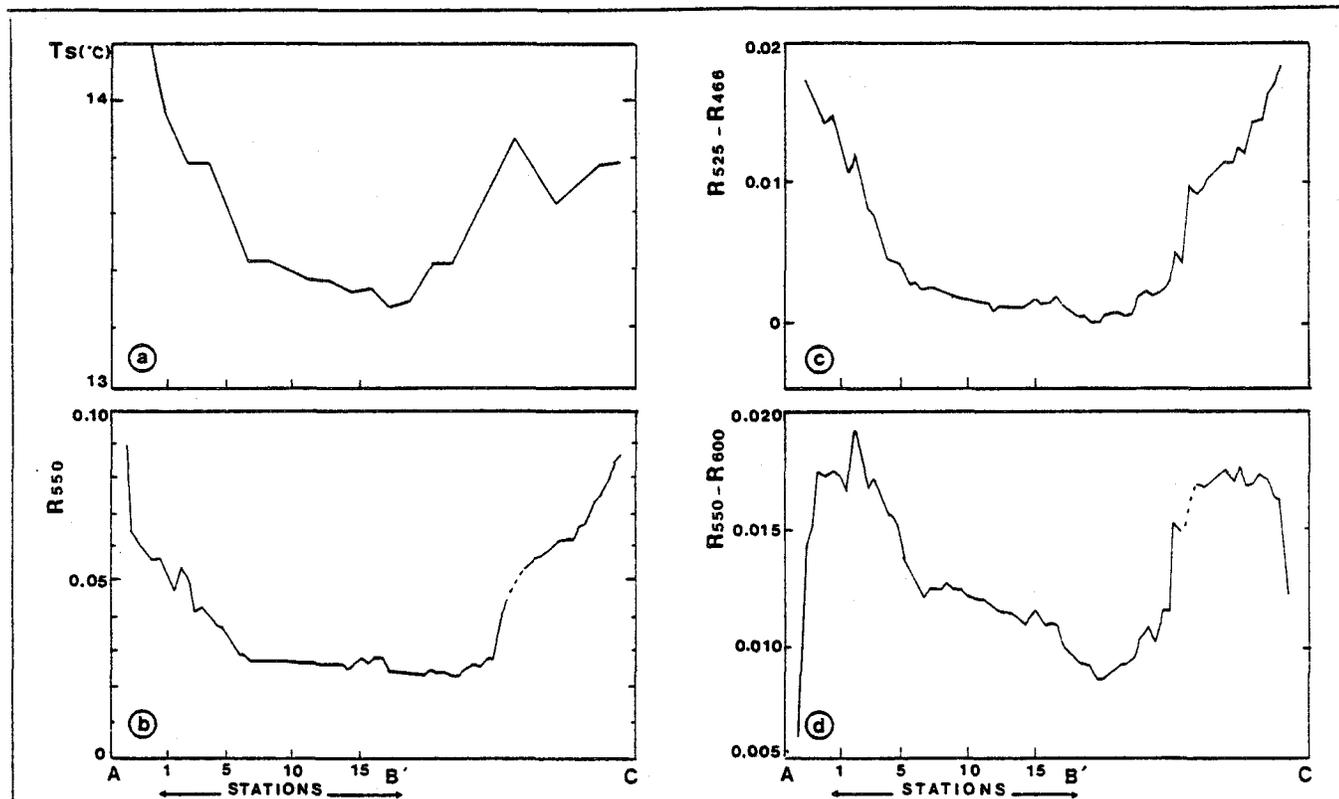


Figure 3

Mesures effectuées par l'avion. a, température de surface de l'eau; b, réflectance à 550 nm; c, différence de réflectances à 525 et 466 nm; d, différence de réflectances à 550 et 600 nm.

Aircraft measurements. a, surface temperature of water; b, reflectivity at 550 nm; c, difference between reflectivities at 525 and 466 nm; d, difference between reflectivities at 550 and 600 nm.

préalablement étalonné en laboratoire. Un bruit de $0,2^{\circ}\text{C}$ étant apparu sur les mesures, on représente sur la figure 3 a le résultat d'une moyenne sur 3 mesures. L'accord avec les mesures en mer (fig. 2 a) est satisfaisant, d'environ 14°C près de la côte française et sur le banc de Goodwin, la température diminue jusqu'à $13,3^{\circ}\text{C}$. Le minimum s'observe au-delà de la dernière station effectuée par le bateau.

La figure 3 b représente la mesure de la réflectance à 550 nm, effectuée de l'avion. Parce que les nuages (principalement des cirrus) étaient uniformément répartis la mesure est dans le cas présent très peu bruitée par la fraction due à la réflexion de surface. Les figures 3 c et 3 d représentent les mesures des différences de réflectances $R_{525}-R_{466}$ et $R_{550}-R_{600}$. Dans leur forme générale, ces courbes sont superposables à celles des figures 2 b (chlorophylle) et 2 c (disque de Secchi). Les coefficients de corrélation (r) entre les 2 différences de réflectances d'une part, et les mesures de chlorophylle et de profondeur Secchi d'autre part, sont présentés dans le tableau suivant :

	Chlorophylle	P. Secchi
$R_{525}-R_{466}$	0.91	0.88
$R_{550}-R_{600}$	0.81	0.96

La meilleure corrélation est trouvée entre la profondeur Secchi et la différence $R_{550}-R_{600}$ (fig. 4 a). La corrélation

entre la chlorophylle et la différence $R_{525}-R_{466}$ (fig. 4 b) est un peu moins bonne. La concentration en chlorophylle est cependant mieux corrélée à la différence $R_{525}-R_{466}$ qu'à la différence $R_{550}-R_{600}$, comme cela était prévu théoriquement. La comparaison entre les températures de surface, mesurées de l'avion et du bateau, est montrée (fig. 4 c).

Un examen plus approfondi des variations de $R_{550}-R_{600}$ (fig. 3 d) montre qu'au-delà de la dernière station effectuée par le bateau, il existe un minimum très bien marqué indiquant la présence d'eaux plus claires à proximité du point le plus profond du détroit. On remarque enfin que la relation monotone entre $R_{550}-R_{600}$ et la turbidité n'est plus valable à proximité immédiate de la côte (point A) ou sur le banc de Goodwin (point C) où $R_{550}-R_{600}$ diminue brusquement probablement à cause de la présence d'un type nouveau d'absorbant ou de l'influence directe du fond.

CONCLUSION

Des mesures à la mer ont mis en évidence que le gradient de la turbidité des eaux et de la concentration en chlorophylle de la côte vers le large était particulièrement marqué dans le détroit du Pas-de-Calais. Ces profils ont été comparés à ceux des mesures des différences de réflectances visibles à 2 longueurs d'onde, obtenues à partir d'un avion. La corrélation entre les deux profils est assez bonne et démontre l'utilité des mesures de

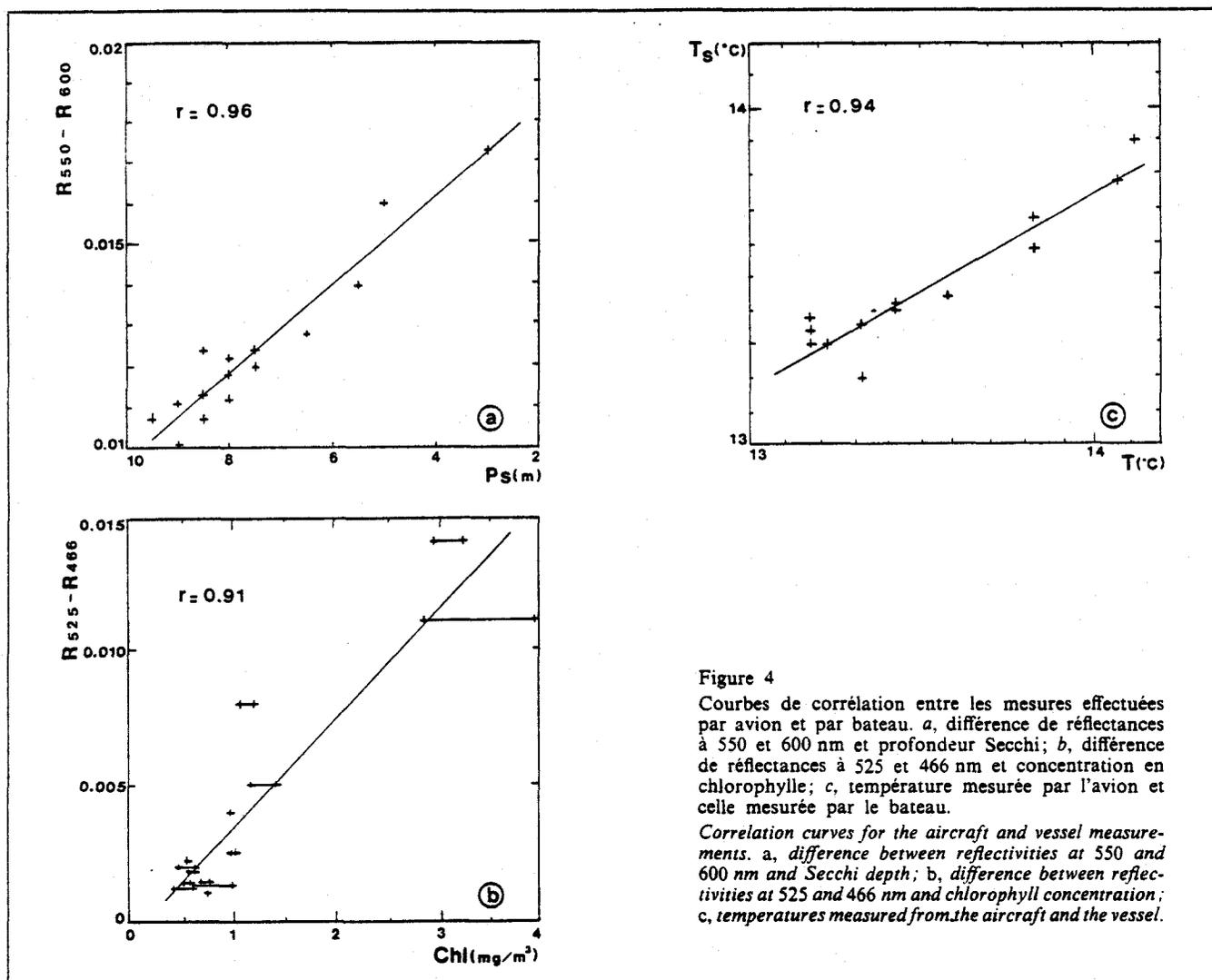


Figure 4

Courbes de corrélation entre les mesures effectuées par avion et par bateau. a, différence de réflectances à 550 et 600 nm et profondeur Secchi; b, différence de réflectances à 525 et 466 nm et concentration en chlorophylle; c, température mesurée par l'avion et celle mesurée par le bateau.

Correlation curves for the aircraft and vessel measurements. a, difference between reflectivities at 550 and 600 nm and Secchi depth; b, difference between reflectivities at 525 and 466 nm and chlorophyll concentration; c, temperatures measured from the aircraft and the vessel.

télédéttection pour suppléer aux mesures des navires aux déplacements limités. D'autre part, dans la perspective de l'étude des images satellitaires à application océanographique, ces mesures constituent une bonne évaluation des variations de réflectances qui devront être mesurées de l'espace.

RÉFÉRENCES

- Anonyme Unesco, 1966. Determination of photosynthetic pigments in sea-water, Unesco, 69 p.
- Arvesen J. C., Millard J. P., Weaver E. C., 1973. Remote sensing of chlorophyll and temperature in marine and fresh waters, *Astronaut. Acta*, 18, 229-239.
- Clarke G. L., Ewing G. C., Lorensen C. J., 1970. Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration, *Science*, 167, 1119-1121.
- Deschamps P. Y., Lecomte P., Viollier M., 1977. Remote sensing of ocean color and detection of chlorophyll content, 11 th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment, Ann Arbor, 1021-1033.

Remerciements

Cette étude a été réalisée avec l'aide financière du Conseil régional du Nord Pas-de-Calais et du Ministère de la Culture et de l'Environnement. Nous tenons à remercier le pilote, M. Lecluselle et les marins du « St Éloi » de Gravelines pour leur aimable collaboration.

- Miller J. R., Jain S. C., O'Neill N. T., McNeil W. R., Thomson K. P. B., 1977. Interpretation of airborne spectral reflectance measurements over Georgian Bay, *Remote Sensing of Environ.*, 6, 183-200.
- Morel A., Prieur L., 1977. Analysis of variations in ocean color., *Limnol. Oceanogr.*, 22, 709-722.
- Otto L., 1966. Light attenuation in the North Sea and the Dutch Wadden Sea in relation to Secchi Disc Visibility and suspended Matter, *Neth. J. Sea Res.*, 3, 28-51.
- Tyler J. E., 1968. The Secchi Disc, *Limnol. Oceanogr.*, 13, 1-6.
- Viollier M., Deschamps P. Y., Lecomte P., 1978. Airborne remote sensing of chlorophyll content under cloudy sky as applied to the tropical waters in the Gulf of Guinea, *Remote Sensing of Environ.*, 14 p.



PUBLICATION 4



AN ALGORITHM FOR REMOTE SENSING OF WATER COLOR FROM SPACE

M. VIOLLIER, D. TANRÉ, P. Y. DESCHAMPS

*Laboratoire d'optique atmosphérique (ERA 466) Université des sciences et techniques de Lille,
U.E.R. de Physique Fondamentale 59655 Villeneuve d'Ascq CEDEX - (France)*

(Received 12 October, 1979)

Abstract. The ocean color algorithm proposed in this paper takes into account the effects of Rayleigh and aerosol scattering. The inherent reflectance and the diffuse transmittance of the Rayleigh atmosphere are expressed as functions of optical thickness and satellite measurement geometry with the aid of simple and accurate formulas. In the case of a turbid atmosphere, from which the aerosol optical thickness is unknown, the aerosol contribution is estimated with the aid of a measurement in a channel where the ocean is a blackbody (in the red or near infrared). If the relationship between the ocean color and the chlorophyll-like pigment concentration is assumed to be known at sea level, it is shown that the chlorophyll-like pigment concentration at an open ocean site can be determined from space to within a factor of 1.5 to 3 (uncertainty equal to 0.2 to 0.5 log interval), depending on the atmospheric turbidity.

1. Introduction

Several airborne experiments have already shown the feasibility of ocean color measurements in the determination of the relative chlorophyll richness of water masses (Clarke *et al.*, 1970; Arvesen *et al.*, 1973; Miller *et al.*, 1977; Wilson *et al.*, 1978; Viollier *et al.*, 1978a). Most of the experiments were carried out at low altitude in order to minimize the masking effects of the atmosphere in the spectral range for which the ocean has a useful spectral signature (0.4 to 0.7 μm).

The realization of these ocean color measurements from space, notably by the CZCS experiment (Coastal Zone Color Scanner, Hovis, 1978) poses the problem of eliminating atmospheric influences in a more crucial and complex way. Examples of the magnitude of this effect are given by the theoretical computations of Kattawar and Humphreys (1976), and by the experimental results of Hovis *et al.* (1973). The main difficulty in the correction of atmospheric effects is due to the presence of aerosol, for which optical characteristics are variable in both time and space. Curran (1972) has evaluated the accuracy required of aerosol optical thickness measurements for chlorophyll content determinations. Gordon (1978) has proposed the correction of the aerosol influence by measurements at 0.7 μm or longer, where the ocean becomes a blackbody. This method assumes (1) the independence of scattering effects due to molecules and aerosols, (2) the linear dependence of the aerosol effect upon optical thickness. These hypotheses are verified in the present article by means of accurate computations of diverse terms of atmospheric perturbation, and simple formulas have been found to facilitate quick and accurate correction. The developed atmospheric correction algorithm is finally applied to the measurement of chlorophyll-like pigment concentration in accordance with the method already proposed

by Viollier *et al.* (1978a), and the accuracy with which chlorophyll-like pigment concentration can be determined from satellites is estimated.

2. Model

The radiative transfer in the ocean-atmosphere system is modelled in the following way. The radiance $I_\lambda((\theta, \phi), (\theta_0, \phi_0))$ measured from space, at wavelength λ , is systematically expressed as a reflectance

$$R_\lambda((\theta, \phi), (\theta_0, \phi_0)) = \frac{\pi I_\lambda((\theta, \phi), (\theta_0, \phi_0))}{E_{0\lambda} \cos \theta_0} \quad (1)$$

where $E_{0\lambda}$ is the solar spectral irradiance at the top of the atmosphere, and (θ, ϕ) and (θ_0, ϕ_0) represent the observation and incidence directions. Notation will be simplified by deleting subscript λ from optical terms. The several contributions of the measured reflectance can be split up in the following way:

$$R = R_a + R_0 + R_{a0} + R_{0a} + R' \quad (2)$$

where, in accordance with Figure 1, each term represents a possible radiation pathway:

- R_a : radiation scattered uniquely by the atmosphere (without an ocean reflection component).
- R_0 : direct radiation reflected by the ocean (without atmospheric scattering).
- R_{a0} : diffuse sky radiation reflected towards the satellite.
- R_{0a} : direct radiation reflected and then scattered towards the satellite.
- R' : reflected radiation which has been reflected and/or scattered more than twice.

The last term, R' , is negligible when the target surface reflectance is a few percent, which is generally the case in measurement of ocean color. Terms R_0 , R_{a0} and R_{0a} are all proportional to the ground reflectance ρ for an uniform Lambertian ground reflectance, and it is then possible to write

$$R = R_a + \rho T \quad (3)$$

and in this way to define the diffuse transmittance T .

OCEAN REFLECTANCE

The ocean reflectance ρ_0 can be considered to be the addition of a perfectly diffuse reflectance ρ resulting from backscattering from the water mass and a surface specular reflectance ρ' which obeys Fresnel's laws

$$\rho_0((\theta, \phi), (\theta', \phi')) = \rho + \rho'(\theta)\delta(\theta - \theta')\delta(\phi - \phi') \quad (4)$$

where δ is the Dirac function. This model is valid only for a perfectly calm water surface. When the water surface is rough, the radiation reflected from the surface is no longer sent uniquely in the direction of the specular reflection, but rather is distributed around this direction (see Annex II). Part of this reflected radiation then

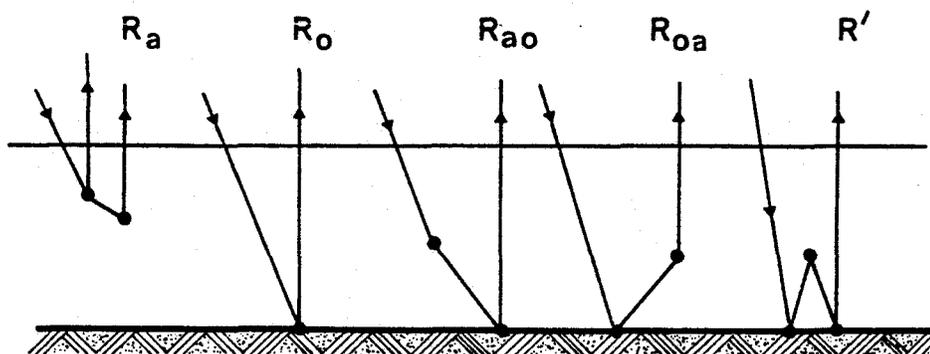


Fig. 1. The different pathways followed by radiation which upwells towards the satellite.

is directly measured by the satellite, and this constitutes the 'glitter' phenomenon. In this study we will suppose that the glitter can be ignored, which assumes the target surface to be perfectly smooth. Furthermore, as most of the surface reflected radiation will thus be sent in the direction of the specular reflection, it will be possible to get good approximate values for R_{ao} , R_{oa} , and R' by using expression (4).

ATMOSPHERIC ABSORPTION AND SCATTERING

In the range used for the measure of ocean color, 0.4 to 0.7 μm , the only notably absorbing atmospheric gas is ozone. The absorption due to ozone can be localized in the atmosphere above the scattering layers and its influence can be calculated separately (see Annex I).

In what follows, Rayleigh scattering due to molecules and Mie scattering due to aerosols have been taken into account. Two cases have been studied. The first case was that of a purely Rayleigh atmosphere, and simple and precise formulas for the evaluation of perturbation due to this kind of atmosphere have been developed; in the second case, aerosols (standard aerosol model, from McClatchey 1971) were added to the Rayleigh atmosphere and an attempt was made to demonstrate the linear relationship between optical thickness and the supplementary perturbation introduced by the aerosols.

Computations were made at wavelengths of 450, 550 and 650 nm, which cover the useful interval in the measure of ocean color (the CZCS channels are at 443, 520, 550, 670 and 750 nm). In what follows it is to be borne in mind that the spectral reflectance signature of the ocean has an amplitude of a few 10^{-2} and that an accuracy on the order of 10^{-3} is necessary for the determination of this signature.

3. Pure Rayleigh Atmosphere

The resolution of radiative transfer in a Rayleigh atmosphere poses no particular problem. Certain of these results can be found in the form of tables (Sekera and Kahle, 1966). Nevertheless, neither exact computer calculation nor the reading of a

table is entirely satisfactory for the pixel-by-pixel correction of the satellite image. What is really needed is the simplest possible formula giving reflectance with an accuracy of 10^{-3} .

With this in mind, we have compared the results of exact computations for a plane-parallel atmosphere which were obtained by the successive orders of scattering method (taking polarization into account), with results obtained with the aid of approximate formulas. This comparison is made for terms R_a^M and T^M of Equation 3 (the superscript M indicating that they refer to a Rayleigh atmosphere).

ATMOSPHERIC REFLECTANCE R_a^M

This term corresponds to the apparent reflectance which is measured for a perfectly black surface ($\rho = 0$).

Table I gives the results of exact computations for optical thickness corresponding to 450, 550 and 650 nm, incidence angles θ_0 being of 15° and 60° , and observation angle θ being of 0° and 30° in a plane perpendicular to the plane of incidence ($\phi - \phi_0 = 90^\circ$). These conditions correspond approximately to the geometrical configuration extremes that are possible in the observation of ocean color from space. The results are given for the exact computation, with and without polarization: as has already been pointed out (Plass *et al.*, 1976), it is necessary to account for polarization introduced by Rayleigh scattering in order to obtain the necessary accuracy.

For small optical thickness, multiple scattering becomes negligible and the calculation of single scattering gives a value $R_a^{M(1)}$ close to the exact value R_a^M with

$$R_a^{M(1)} = \frac{p(\chi)}{4(\mu + \mu_0)} \left[1 - \exp - \tau^M \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right) \right] \quad (5)$$

where $\chi = \pi - \arccos(\cos \theta \cos \theta_0 + \sin \theta \sin \theta_0 \cos(\phi - \phi_0))$ is the scattering angle, $\mu_0 = \cos \theta_0$, $\mu = \cos \theta$, or, since τ is small,

$$R_a^{M(1)} = \frac{p(\chi)}{4\mu\mu_0} \tau^M \quad (6)$$

with

$$p(\chi) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \chi) \quad (7)$$

for Rayleigh scattering.

The latter approximation was used to obtain the values recorded in Table I (column 3). It is interesting to note that the approximate expression (Equation 6) for single scattering gives much better results than does the exact expression (Equation 5). By using the approximate expression (Equation 6), residual errors of a few 0.001 occur, which can be very simply tabulated with an accuracy of 0.001 since the majority of the geometry-associated variations were taken into account in the term $p(\chi)/\mu\mu_0$. Other equations can be found which more exactly account for multiple scattering, but the accuracy obtained is hardly better than the accuracy obtained by

TABLE I

Comparisons between alternative computations of atmospheric reflectances due to Rayleigh scattering (R_a^M) both without and with specular reflectance from the sea surface, without and with polarization, and comparison between exact and approximate computations: 1 - exact without polarization; 2 - exact with polarization; 3 - approximated by Equation 6; 4 - exact with polarization; and 5 - approximated by Equation 9

		λ (nm)	Without specular reflection			With specular reflection	
			1	2	3	4	5
$\theta = 0$	$\theta_0 = 15$	450	0.0791	0.0838	0.0809	0.0884	0.0842
		550	0.0355	0.0367	0.0356	0.0391	0.0370
		650	0.0181	0.0184	0.0180	0.0193	0.0187
	$\theta_0 = 60$	450	0.1009	0.0988	0.1011	0.1096	0.1091
		550	0.0453	0.0448	0.0444	0.0506	0.0479
		650	0.0229	0.0228	0.0225	0.0257	0.0243
$\theta = 30$	$\theta_0 = 15$	450	0.0816	0.0846	0.0822	0.0903	0.0855
		550	0.0364	0.0373	0.0361	0.0397	0.0375
		650	0.0185	0.0187	0.0183	0.0199	0.0190
	$\theta_0 = 60$	450	0.1119	0.1098	0.1109	0.1209	0.1197
		550	0.0501	0.0496	0.0487	0.0555	0.0526
		650	0.0253	0.0252	0.0247	0.0279	0.0267

equation 6 in the previously defined observation range. Equation 6 is simple, and seems to give the best results.

SPECULAR REFLECTION

The ocean reflection model was described in Section 2. The greater part of the radiation is reflected in the direction of specular reflection. Part of this radiation interacts with the atmosphere by scattering and makes a significant contribution to measured radiation.

This contribution can be approximated with sufficient accuracy by the following formula:

$$R_{\text{spec}} = (\rho'(\theta) + \rho'(\theta_0)) \frac{p(\chi')}{4\mu\mu_0} \tau^M \quad (8)$$

(with $p(\chi') = p(\chi)$ for $\chi' = \pi - \chi$) which accounts for radiation reflected after scattering and radiation scattered after reflection, with reflection coefficients $\rho'(\theta)$ and $\rho'(\theta_0)$. For nearly vertical sightings, $\rho'(\theta)$ is equal to 0.02, and the term R_{spec} is then of the order of 0.004 at 450 nm.

This term can easily be incorporated into R_a (in place of Equation 6) which becomes

$$R_a^{M(1)} = (1 + \rho'(\theta) + \rho'(\theta_0)) \frac{p(\chi)}{4\mu\mu_0} \tau^M \quad (9)$$

With Table I (columns 4 and 5), it is possible to test the validity of this expression as compared with the exact computation. Differences of a few 0.001 exist, which can easily be tabulated as a function of the geometry of the problem.

DIFFUSE TRANSMITTANCE T^M

For a uniform Lambertian ground reflectance, the Rayleigh diffuse transmittance is defined by Equations 2 and 3:

$$\rho T^M = R_0^M + R_{a0}^M + R_{0a}^M \quad (10)$$

and the analytical expressions for the terms R_0^M , R_{a0}^M , R_{0a}^M are

$$R_0^M = \rho e^{-\tau^M/\mu_0} e^{-\tau^M/\mu} \quad (11)$$

$$R_{a0}^M = \rho E_a^M e^{-\tau^M/\mu} \quad (12)$$

$$R_{0a}^M = \rho (E_a^M + E_s^M) t^M(\mu) \quad (13)$$

where $t^M(\mu)$ is the appropriate transmittance and E_s^M and E_a^M are respectively the direct and diffuse components of the downwelling normalized irradiance. In accordance with the above conventions, each term is normalized to the incident irradiance outside of the atmosphere, $\mu_0 E_0$, divided by π ; E_s^M and E_a^M are thus dimensionless transmission terms

$$E_s^M = e^{-\tau^M/\mu_0} \quad (14)$$

$$E_a^M = \frac{1}{2}(1 - e^{-\tau^M/\mu_0}). \quad (15)$$

Equation 15 is exact for only the single scattering approximation, but this approximation still gives good results when τ^M is not too large. The expression of the transmittance $t^M(\mu)$ is found to be identical to the expression of E_a^M :

$$t^M(\mu) = \frac{1}{2}(1 - e^{-\tau^M/\mu}). \quad (16)$$

Combining equations 11 to 16 yields

$$R_0^M + R_{a0}^M + R_{0a}^M = (\rho/4)(1 + e^{-\tau^M/\mu})(1 + e^{-\tau^M/\mu_0}) \quad (17)$$

which provides an expression for diffuse transmittance as previously defined by Equation 10

$$T^M(\mu, \mu_0) = \frac{1}{4}(1 + e^{-\tau^M/\mu})(1 + e^{-\tau^M/\mu_0}). \quad (18)$$

This formula is used further in the text (Table VI, column 3) and gives excellent accuracy in the retrieval of ground reflectances from synthetic data of R .

This model assumes the ground reflectance ρ to be uniform over horizontal distances of at least several kilometers. Ocean reflectance obviously is not completely uniform since fronts, eddies and various patches are present. Ocean reflectance variations are nevertheless small enough for the above model to remain valid as a first approximation. This is not the case for areas very close to the coast

where the change in reflectances between water and land is so large as to invalidate the model. Specific atmospheric corrections which account for this particular non-uniform case have not yet been developed.

If this limitation is accepted, formulas 9 and 18 are useful in the elimination of the influence of Rayleigh scattering.

4. Turbid Atmosphere

Aerosol scattering causes an additional perturbation of reflectance R_a and diffuse transmittance T . In marine or continental zones, the nature of aerosols can be extremely varied: water droplets, industrial or volcanic dust, etc. To study all possible cases present in nature would be impossible. An attempt thus will be made to demonstrate the general laws of radiative transfer in a turbid atmosphere with the aid of a standard aerosol model.

AEROSOL MODEL

Computations for an atmosphere containing aerosols were made using the standard model of McClatchey *et al.* (1971). For this model, particle characteristics are independent of altitude. The particles are assumed to be spherical, non-absorbing, of optical index $m = 1.50$, of the following size distribution:

$$\begin{aligned} n(r) &= 0 && \text{if } r < 0.02 \mu\text{m} \\ n(r) &= 10^{-4}C && \text{if } 0.02 < r < 0.1 \mu\text{m} \\ n(r) &= Cr^{-4} && \text{if } 0.1 < r < 10 \mu\text{m} \\ n(r) &= 0 && \text{if } r > 10 \mu\text{m} \\ C &= 8.83 \cdot 10^{-5} \mu\text{m}^{-4}. \end{aligned}$$

The value of the phase function deduced from this model are presented in Table II.

McClatchey *et al.* (1971) selected two atmospheric aerosol distributions, one representative of a clear sky and one of a hazy sky. The two models correspond to horizontal visibilities of respectively 23 and 5 km. The optical thicknesses of the aerosols in these two models are presented in Table III.

LINEARITY OF R_a^A AS COMPARED WITH τ^A

Tanré and Herman (1978) have demonstrated that for nearly vertical sightings ($\theta < 15^\circ$) and aerosol optical thicknesses smaller than 0.5, the reflectance for a turbid atmosphere can be written as

$$R_a = R_a^M + R_a^A \quad (19)$$

where R_a^A is the reflectance due to a hypothetical atmosphere containing only aerosols; the term including the Rayleigh-aerosol interaction was found to be less than 3%.

TABLE II

Phase function of the aerosol model of McClatchey *et al.* (1971). The ratio between $p^\wedge(\chi)$ at 450 and 650 nm (last column) emphasizes the dependence of $p^\wedge(\chi)$ upon wavelength, particularly in backward directions. The angles chosen, χ , are those used in the approximate computations presented in this paper

Phase angle χ	Phase function $p^\wedge(\chi)$			Ratio $p^\wedge_{450}(\chi)/p^\wedge_{650}(\chi)$
	450 nm	550 nm	650 nm	
15°	8.54	8.39	8.31	1.03
41°	1.93	1.93	1.92	1.00
60°	0.80	0.81	0.82	0.97
120°	0.141	0.152	0.160	0.87
139°	0.153	0.166	0.175	0.88
165°	0.328	0.337	0.345	0.95

Unlike the Rayleigh reflectance, it would be superfluous to look for approximations of R_a^\wedge as a function of aerosol optical thickness and phase function. That would not resolve the problem because the aerosol optical parameters are exceedingly variable in time and space. An attempt should instead be made to correlate the atmospheric correction directly with a satellite measurement. Gordon (1978) suggests a linear dependence of R_a on τ^\wedge . Thus if one knows the spectral dependence of τ^\wedge , the value of R_a^\wedge at a given wavelength can be deduced from R measured at a different wavelength, i.e., in the red where the radiance backscattered by the ocean becomes nil.

This is illustrated in Table IV which presents the results of exact computations of R_a^\wedge for a vertical sighting ($\theta = 0$), and for three solar angles ($\theta_0 = 15^\circ, 41.41^\circ$ and 60°), as well as by Table V, which presents the differences between the exact and approximate computations of R_a^\wedge at 450 nm. The computations were made for the two cases, clear and hazy. The approximate determination of R_a^\wedge at 450 nm (R_{a450}^\wedge) is deduced from the exact value of R_{a650}^\wedge by use of the linear relationship between R_a^\wedge and τ^\wedge .

Two equations were tried, first

$$R_{a450}^\wedge = \varepsilon R_{a650}^\wedge \quad (20)$$

TABLE III

Rayleigh optical thickness from Hoyt (1977), and aerosol optical thickness for the clear and hazy models from McClatchey *et al.* (1971)

λ (nm)	450	550	650
τ^M	0.2157	0.0948	0.0481
τ^\wedge Clear	0.2801	0.2348	0.2011
τ^\wedge Hazy	0.9305	0.7801	0.6681

TABLE IV

Turbid atmosphere: exact computations of the aerosol reflectance R_a^A . The zenith solar angles θ_0 are 15, 41.4 and 60°. The sighting is vertical ($\theta = 0$). R_a^A includes the Rayleigh-aerosol interaction

<i>Clear Atmosphere</i>			
λ (nm)	$\theta_0 = 15^\circ$	$\theta_0 = 41.41^\circ$	$\theta_0 = 60^\circ$
450	0.0212	0.0200	0.0293
550	0.0200	0.0176	0.0260
650	0.0182	0.0154	0.0226
<i>Hazy Atmosphere</i>			
450	0.0765	0.0802	0.1039
550	0.0704	0.0713	0.0972
650	0.0631	0.0623	0.0868

where ε is the optical thickness ratio

$$\varepsilon = \tau^A(450)/\tau^A(650); \quad (21)$$

and second

$$R_{a450}^A = \varepsilon' R_{a650}^A \quad (22)$$

where $\varepsilon' = 0.9\varepsilon$.

In this case the factor 0.9 takes into account the average ratio of the phase function at 450 and 650 nm at the angles of backscattered radiation (see column 5 of Table II). In Table V it is seen that the use of coefficient $\varepsilon' = 0.9\varepsilon$ instead of ε notably reduces the differences, and this is of particular interest in the 'hazy' model. For the 'clear'

TABLE V

Disparity (in absolute value) between the exact value of R_a^A at 450 nm and the value as approximated by

$$R_{a450}^A = \varepsilon R_{a650}^A \quad \text{where} \quad \varepsilon = \frac{\tau_{450}^A}{\tau_{650}^A} \quad \text{column (1)}$$

$$R_{a450}^A = \varepsilon' R_{a650}^A \quad \text{where} \quad \varepsilon' = 0.9\varepsilon \quad \text{column (2)}$$

	θ_0	(1)	(2)
<i>Clear</i>	15°	+0.0041	+0.0015
	41.4°	+0.0014	-0.0007
	60°	+0.0022	-0.0011
<i>Hazy</i>	15°	+0.0114	+0.0023
	41.4°	+0.0066	-0.0024
	60°	+0.0170	+0.0046

model, the differences between exact and approximate computations of R_a^A are about 10^{-3} , which is equal to the magnitude of the desired accuracy.

The interaction between the specular reflection and the scattering can be incorporated into the expression of R_a^A in the same way as in the study of Rayleigh scattering (Equation 8). R_a^A is roughly given by the single scattering approximation

$$R_a^A = \{p^A(\chi) + (\rho'(\theta) + \rho'(\theta_0))p^A(\chi')\} \frac{\tau^A}{4\mu\mu_0} \quad (23)$$

where χ' and $\chi = \pi - \chi'$ respectively designate the forward and backward scattering directions. Given this equation, it is logical to consider that the previously demonstrated results remain valid, indicating that R_a^A is a linear function of τ^A . The algorithm based on Equation 20 thus remains applicable if the influence of the specular reflection upon the scattered radiation is taken into account.

DIFFUSE TRANSMITTANCE T

The diffuse transmittance expression (Equation 18) established for Rayleigh scattering is no longer valid in the case of aerosols. Unlike Rayleigh scattering, aerosol scattering is very dissymmetric. Typically 70% of the radiation is scattered forwards in an angle of $\pm 10^\circ$ and can be considered directly transmitted. For an atmosphere containing only aerosols, one can write the approximation

$$R^A = R_a^A + \rho \exp -b\tau^A \left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu} \right) \quad (24)$$

where b is a coefficient representing the part of the radiation scattered backward by the aerosols. With the McClatchey aerosol model, the best results were obtained by assuming b to be equal to 0.13.

If we consider the aerosol-Rayleigh mixture, the diffuse transmittance Equation 18 combined with equations 11 to 16 and 24 becomes:

$$T = \frac{1}{4}(1 + \exp -\tau^M/\mu_0)(1 + \exp -\tau^M/\mu) - \left[1 - \exp -b\tau^A \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right) \right] \exp -\tau^M \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right). \quad (25)$$

This expression has been used for the retrieval of ground reflectances ρ from synthetic data of R . Results of such computations are presented in Table VI for two cases of atmospheric turbidity. The retrieval of ρ is obtained by using Equation 3 in which R_a is assumed to be known. It can be seen that the errors in ρ are less than 0.002 when ρ is smaller than 0.05, which is the case in ocean sightings. The influence of aerosols upon the diffuse atmospheric transmittance thus can easily be calculated with the aid of Equation 25.

TABLE VI

Comparison of initial (ρ) and retrieval (ρ_r) values of the ocean reflectance supposing that R_a is known and using the expression of the diffuse transmittance (Equation 25). R is the reflectance at the top of the atmosphere. The computations were made for the case in which reflectance ρ is lambertian. The sighting is vertical ($\theta = 0$)

	ρ	Rayleigh		Clear		Hazy	
		R	ρ_r	R	ρ_r	R	ρ_r
$\theta_0 = 15^\circ$	0	0.0838	—	0.1050	—	0.1603	—
	0.05	0.1247	0.0503	0.1437	0.0507	0.1936	0.0514
	0.10	0.1662	0.1014	0.1833	0.1026	0.2279	0.1043
$\theta_0 = 41.41^\circ$	0	0.0860	—	0.1060	—	0.1662	—
	0.05	0.1257	0.0502	0.1430	0.0502	0.1969	0.0500
	0.10	0.1661	0.1014	0.1808	0.1015	0.2286	0.1017
$\theta_0 = 60^\circ$	0	0.0988	—	0.1281	—	0.2027	—
	0.05	0.1362	0.0502	0.1615	0.0487	0.2289	0.0478
	0.10	0.1742	0.1012	0.1957	0.0986	0.2559	0.0971

5. Correction Algorithm

By examining the results of the preceding computations, the following method can be proposed for the elimination of atmospheric influences.

Measured radiances are expressed as reflectance $R(\theta, \phi; \theta_0 \phi_0)$ with the aid of Equation 1, and then corrected for ozone absorption effects by a multiplicative factor which is a function of geometry (θ, θ_0) and of the average seasonal ozone quantity (see Annex I).

In what follows, subscript 1 will designate the wavelength for which the ocean is considered a black body, and 2 will designate the wavelength at which the correction is effected. Ocean reflectance ρ_2 can be retrieved from the reflectances R_2 and R_1 measured at the top of the atmosphere by the equation

$$\rho_2 = \{(R_2 - R_{a2}^M) - \varepsilon(R_1 - R_{a1}^M)\} T_2^{-1}. \quad (26)$$

In this equation Rayleigh reflectances R_{a1}^M and R_{a2}^M can be calculated with accuracy (see Equation 9) because they depend only upon optical thickness values τ_λ^M which are constant in time, and upon geometric variables (θ_0, ϕ_0) and (θ, ϕ).

Diffuse transmission T_2 can also be calculated with accuracy (Equation 25); uncertainty relative to the term $b\tau^\wedge$ is of little consequence in the evaluation of T_2 , which depends mainly upon Rayleigh scattering. The only unknown in Expression 26 is the coefficient $\varepsilon = \tau_2^\wedge / \tau_1^\wedge$. When lacking contemporary experimental determination of ε , one can use an average derived from a statistical study of on site measurements (see Annex III). The accuracy of the algorithm is limited essentially by the probable differences between the real and estimated values of ε .

The coefficient ε can vary a great deal. It generally is accepted that $\tau^A(\lambda)$ can be approximated by a power law

$$\varepsilon = \frac{\tau_2^A}{\tau_1^A} = \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)^{-\alpha} \quad (27)$$

The parameter α depends mainly upon the aerosol size distribution and theoretically can vary between -0.2 and 2 (see, for example, Box and Lo, 1976). This leads to variations of ε between 0.9 and 3 for the spectral range considered here. Actual measurements show this variation to be less extensive, especially for ocean sites (see Annex III). With the aid of Equation 27, it is easy to establish that the uncertainty $\Delta\rho_2$ in ρ_2 can be expressed as a function of the uncertainty $\Delta\alpha$ in α by

$$\Delta\rho_2 = \frac{1}{T_2} \frac{\lambda_1}{\lambda_2} R_{a1}^A \alpha \Delta\alpha \quad (28)$$

For conditions such as $\lambda_1 = 700$ nm, $\lambda_2 = 450$ nm, $\alpha = 1$ and $\Delta\alpha = 0.3$, calculations for the 'clear' model give an uncertainty $\Delta\rho_2$ of the order of 0.01 , which is much greater than desired.

The accuracy is decidedly improved when the measurement is relative, i.e., it is the difference or ratio of reflectances at two neighboring wavelengths (λ_2 and λ_3). This yields

$$\Delta(\rho_2 - \rho_3) = \left(\frac{1}{T_2} \frac{\lambda_1}{\lambda_2} - \frac{1}{T_3} \frac{\lambda_1}{\lambda_3}\right) R_{a1}^A \alpha \Delta\alpha \quad (29)$$

For the same conditions as above, the uncertainty is of the order of 0.001 for $\lambda_2 = 450$ nm and $\lambda_3 = 520$ nm. Significant evaluations of ocean color thus can be made with the aid of relative measurements between two neighboring wavelengths.

6. Example of Application

The efficiency of atmospheric corrections has to be evaluated relative to the accuracy necessary in the remote sensing of ocean color, and more specifically, relative to the retrieval of chlorophyll-like pigment content. The term 'chlorophyll-like pigment content' is used rather than 'chlorophyll content', because several different pigments absorb and modify the ocean spectral reflectance. Experimental results previously obtained are used to derive an interpretation model of ocean reflectances and to check the efficiency of the atmospheric corrections.

INTERPRETATION MODEL

The results of previous low-altitude airborne experiments yield a relationship between chlorophyll-like pigment content and ocean spectral reflectances. This is illustrated in Figure 2, where the differences of the reflectances at 466 nm and

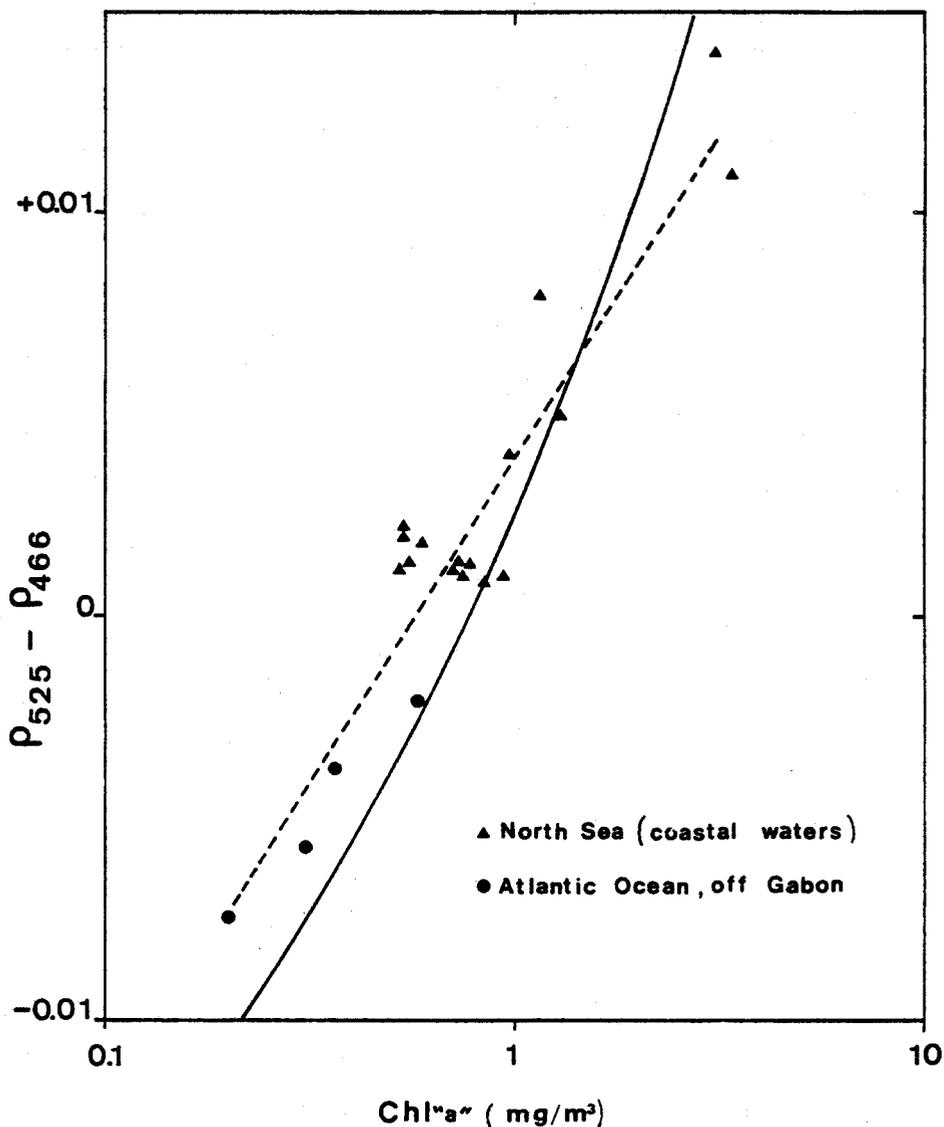


Fig. 2. Difference of reflectances at 525 and 466 nm versus chlorophyll-*a* concentration. *Dashed line*: experimental regression line from airborne measurements of reflectances at low altitude and from *in situ* measurements of chlorophyll-*a*. *Solid line*: theoretical relationship obtained by modelling.

525 nm are plotted versus the chlorophyll-*a* content measured *in situ* by spectrophotometric methods.

Two groups of points are noted. One group of 4 points corresponds to low concentrations of chlorophyll-*a* (from 0.2 to 0.8 mg m⁻³) observed in the open ocean (see Deschamps *et al.*, 1977). The other group corresponds to higher concentrations (up to 3 mg m⁻³) observed in a coastal region of the North Sea (see Viollier *et al.*,

1978b). Combining the two groups, one can find a best-fit regression line for all of the points. Uncertainty in chlorophyll-*a* concentration estimations made with this regression approach is less than one fourth of a log interval, which is acceptable for many biological applications.

The relationships between the difference of reflectances at two wavelengths and the chlorophyll-like pigment content can be approximated with the aid of a theoretical model. It is generally accepted that the diffuse reflectance of the ocean can be written

$$\rho_{\lambda} = m \frac{b_{0\lambda}}{a_{\lambda}} + n \frac{b_{p\lambda}}{a_{\lambda}} \quad (30)$$

where $b_{0\lambda}$ and $b_{p\lambda}$ are the coefficients for scattering due to molecules and particles contained in the water, and a_{λ} is the coefficient for absorption due to pure water and chlorophyll pigments. Viollier *et al.* (1978a) in this way calculated the theoretical variations of ρ_{λ} as a function of particle-scattering coefficient ($b_{p\lambda}$), and as a function of the chlorophyll pigment concentration (C), these being the main variables in Equation 30.

By assuming a linear relationship between the particle-scattering coefficient and the chlorophyll concentration, one obtains the theoretical relationship described in Figure 2. The differences between the theoretical and experimental curves are about one fourth of a log interval. We thus have a theoretical model furnishing an approximate relationship between ocean color and chlorophyll-like pigment concentration.

ATMOSPHERIC PERTURBATIONS

By assuming that the above model is exact, it is proposed that the amplitude of the errors specific to atmospheric effects on chlorophyll retrieval be demonstrated. We have used daily measurements of atmospheric turbidity at an ocean site (Lajes, Azores, see Annex III). A case of low turbidity and a case of high turbidity are considered. The first is characterized by $\tau^A(1 \mu\text{m}) = 0.13$ and the second by $\tau^A(1 \mu\text{m}) = 0.30$, values corresponding to the minimum and maximum of the monthly average measurements of τ^A at this site in 1975. The annual average value α_m for the daily measurements of α was equal to 0.93, and the standard deviation $\Delta\alpha$ around this average was 0.3.

The efficiency of the atmospheric correction algorithm is tested by the following method:

(1) synthetic values of R at 466, 525 and 700 nm are computed for the cases of low and high atmospheric turbidity with $\alpha = 0.93$ and for various chlorophyll-*a* contents between 0.1 and 3 mg m^{-3} .

(2) the atmospheric correction algorithm (Equation 26) is applied to the reflectances at 466 and 525 nm, by introducing the values of ε , successively derived from the values of $\alpha = 0.93 \pm \Delta\alpha$. The differences of reflectances $\rho_{466} - \rho_{525}$ are then

TABLE VII

Comparison of initial and retrieval values of the chlorophyll concentration (mg m^{-3}) applying the atmospheric correction algorithm. The test is valid for a smooth sea and for turbidity conditions in the Azores Islands (see annex III). Upper part: low turbidity ($\tau^{\lambda}(1 \mu\text{m}) = 0.13$). Lower part: high turbidity ($\tau^{\lambda}(1 \mu\text{m}) = 0.3$). The computations were made for $\theta_0 = 41^\circ$ and $\theta = 0^\circ$

Initial	Retrieval		Disparity in log interval unit
	from	to	
0.1	0.07	0.15	0.18
0.31	0.23	0.41	0.14
1	0.84	1.22	0.09
3.13	2.75	3.66	0.06
0.1	0.03	0.25	0.50
0.31	0.17	0.61	0.29
1	0.65	1.61	0.21
3.13	2.24	4.49	0.15

calculated and the chlorophyll content C is deduced. The differences between the initial and retrieved value of C give the uncertainty in C which results from the uncertainty in α .

The results of this simulation are found in Table VII. It is noted that the error varies from 0.06 to 0.5 log interval depending upon the atmospheric turbidity and the diversity of the concentrations represented. Accuracy is best for high concentrations, which is explained by the fact that variations of the $\rho_{466} - \rho_{525}$ difference are then mainly due to variations of ρ_{525} , which is less subject to the atmospheric effect. It must be remembered that in this case the measurement is primarily of scattering coefficient b_p , which is assumed to be correlated with the pigment concentration. For lower concentrations, the correction accuracy is not as good. Just as with the atmospheric uncertainties, there is a 0.2 to 0.5 log interval error, indicating that chlorophyll-like pigment concentration can be estimated to within a factor of 1.5 to 3. Although this uncertainty is large, it nevertheless is consistent with the order of magnitude of other uncertainties encountered in the measurement of chlorophyll pigment concentration. For example, the uncertainty is found to be 0.20 log interval in the case of 'low turbidity', and thus is equal to the uncertainty which commonly is applied to the relationship between optical measurements made at the ocean level and corresponding chlorophyll pigment concentration.

7. Conclusion

Atmospheric effects between 400 and 700 nm are of two types: absorption by ozone and scattering by gases and aerosols. A correction for scattering, which is more complicated than a correction ozone absorption, was especially studied in this article.

The following points have been demonstrated:

(1) it is possible to calculate the Rayleigh scattering and the aerosol scattering separately for usual atmospheric turbidity conditions and nearly vertical sightings.

(2) the Rayleigh scattering effects (reflectance and diffuse transmittance) can very accurately be computed as a function of the geometric variables with the aid of simple formulas.

(3) aerosol scattering effects can be linearly extrapolated from one wavelength to another.

The correction algorithm constructed from these results allows the relative ocean reflectance values (ratio of difference of reflectances at two wavelengths) to be retrieved with good accuracy. By supposing that the relationship between the chlorophyll-like pigment concentration and the reflectances in the blue and green at sea level are known, it is shown that the chlorophyll-like pigment concentration can be retrieved to within a factor of 1.5 or 3, depending upon the atmospheric turbidity. These results demonstrate that significant results can be anticipated from visible images of the ocean observed from space.

ANNEX I

Absorption by Atmospheric Gases

Absorption between 400 and 700 nm is entirely due to ozone, which is situated high enough in the atmosphere for the absorption and scattering phenomena to be treated separately as follows:

$$R = T_{03}(R_a + \rho T)$$

where T_{03} represents the ozone transmittance and R_a , ρ and T are the scattering terms defined in Equation 3.

Transmittance T_{03}^λ can be given as

$$T_{03}^\lambda = \exp\left(-k_\lambda U \left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu}\right)\right)$$

where k_λ is the ozone absorption coefficient, and U is the total quantity of ozone in the atmosphere. The only unknown is the quantity of ozone U , which is variable in time and space. The average values that are encountered increase from the equator ($U = 0.24$ cm atm) to the poles ($U = 0.38$ cm atm). A seasonal variation is also found, which increases with latitude (see London *et al.*, 1976). In Europe, average values change from 0.28 cm atm in autumn to 0.37 cm atm in spring. The accuracy necessary in the measurement of ozone content is of 0.05 atm cm if an accuracy of 0.002 is to be obtained in the absolute measurement of ocean reflectance. Thus it

seems that the estimation of T_{03} with the aid of the average seasonal ozone content suffices for atmospheric corrections.

ANNEX II

Evaluation of the Glitter Reflectance Equivalent

Capillary ripples and waves form a set of variably oriented facets which reflect direct solar radiation in many directions other than the direction of specular reflection. From space this is seen as a glitter pattern which is more or less extensive as a function of surface conditions. Under certain conditions (high sun, rough sea) it is difficult to avoid the reception of some glitter by an ocean color sensor, and this changes the useful signal and is incompatible with application of the atmospheric correction algorithm. It thus is essential that one be able to estimate glitter.

The distribution of surface-reflected solar radiation, and consequentially the wave slope distribution, was studied as a function of wind speed by Cox and Munk (1956). The distribution can be considered approximately isotropic and gaussian, with a variance equal to

$$\sigma^2 = 0.003 + 0.00512 V \quad (\text{A-1})$$

where V is the wind speed (m s^{-1}). The probability function for seeing glitter in direction (θ, ϕ) when the sun is in direction (θ_0, ϕ_0) is thus:

$$p(\theta, \phi; \theta_0, \phi_0, V) = \frac{1}{\pi\sigma^2} \exp\left(-\frac{z_x^2 + z_y^2}{\sigma^2}\right) \quad (\text{A-2})$$

with

$$z_x^2 + z_y^2 = \tan^2 \theta_n \quad (\text{A-3})$$

where z_x and z_y are the components of the slope vector (θ_n, ϕ_n) for which the specular reflection conditions are fulfilled (see Figure 3). With ω as the reflection angle, θ_n can be deduced from the following equations

$$\cos 2\omega = \cos \theta \cos \theta_0 + \sin \theta \sin \theta_0 \cos(\phi - \phi_0) \quad (\text{A-4})$$

$$\theta_n = \arccos\left(\frac{\cos \theta + \cos \theta_0}{2 \cos \omega}\right). \quad (\text{A-5})$$

Cox and Munk established that the glitter radiance $L_g(\theta, \phi; \theta_0, \phi_0)$ is related to the probability function by the equation

$$L_g(\theta, \phi; \theta_0, \phi_0; V) = \frac{E_0 e^{-\tau/\mu_0}}{4} \frac{1}{\mu \mu_\phi} r(\omega) p(\theta, \phi; \theta_0, \phi_0; V) \quad (\text{A-6})$$

where E_0 is the solar irradiance at the top of the atmosphere, τ is the atmospheric optical thickness (Rayleigh, aerosol and ozone), and $r(\omega)$ is the reflection factor given

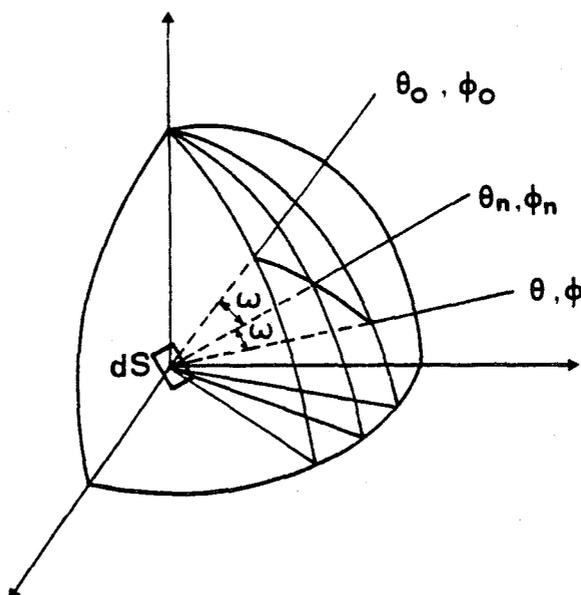


Fig. 3. Reflection geometry.

by Fresnel's law. The glitter reflectance at the top of the atmosphere

$$R_g(\theta, \phi; \theta_0, \phi_0; V) = \frac{\pi L_g(\theta, \phi; \theta_0, \phi_0; V) e^{-\tau/\mu}}{\mu_0 E_0} \quad (\text{A-7})$$

thus can be calculated as a function of (θ, ϕ) , (θ_0, ϕ_0) and V by using Equations A-1 through A-6. It must be emphasized that the accuracy of this estimation is dependent upon the validity conditions of the Cox and Munk model. It seems that the model is valid only for homogeneous zones of open sea.

Table A-I shows the R_g values calculated for sighting angles $(\theta = 0, 15, 30, 45^\circ)$ in the plane perpendicular to the sun and solar angles $(\theta_0 = 30, 45, 60^\circ)$. For these calculations, the atmosphere was considered to be transparent $(\tau = 0)$, which leads to a slight overestimation of the results (typically by 30%). It is noted that R_g is negligible $(< 10^{-3})$ for solar angles of 45° and 60° when wind speed is low $(5 \text{ m s}^{-1}$ or $10 \text{ kt})$. Such is no longer the case for a wind speed of 14 m s^{-1} (28 kt) . Thus either an exact measurement of glitter radiation, or lacking that, an estimation of wind speed at the sighted zone, seems to be necessary in the ocean color correction algorithms. When the wind speed is known to be low (typically less than 5 m s^{-1}), glitter reflectance can be ignored and the atmospheric correction algorithm described in this paper can be applied without modification.

TABLE A-I

Reflectance of glitter in a plane perpendicular to the plane of incidence. Windspeeds are 5 and 14 m s⁻¹.

<i>v</i> = 5 m/s			
$\theta \backslash \theta_0$	30	45	60
0	0.0189	0.0009	0.0000
15	0.0093	0.0003	0.0000
30	0.0009	0.0000	0.0000
45	0.0000	0.0000	0.0000
<i>v</i> = 14 m/s			
$\theta \backslash \theta_0$	30	45	60
0	0.0341	0.0133	0.0029
15	0.0273	0.0096	0.0017
30	0.0132	0.0033	0.0003
45	0.0033	0.0004	0.0000

ANNEX III

Statistical Study of Atmospheric Turbidity

Aerosol optical thickness depends on wavelength according to a power law characterized by coefficient α

$$\tau^A(\lambda_1) = \tau^A(\lambda_0) \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_0} \right)^{-\alpha}$$

The parameters characterizing atmospheric turbidity thus are α and $\tau^A(\lambda_0)$ where λ_0 is a reference wavelength, generally 1 μm .

The measurement of the optical thickness $\tau^A(\lambda)$ is deduced from the measurement of direct solar radiation $E_{s\lambda}$ by using the Lambert-Bouguer law

$$E_{s\lambda} = E_{0\lambda} \exp(-(\tau^M + \tau^G + \tau^A)m)$$

where $E_{0\lambda}$ is solar irradiance at the top of the atmosphere; τ^M = Rayleigh optical thickness; τ^G = absorption optical thickness (ozone); and m = air mass.

Coefficient α is deduced from measurements at two wavelengths

$$\alpha = \frac{\ln(\tau^A(\lambda_1)/\tau^A(\lambda_0))}{\ln(\lambda_0/\lambda_1)}$$

These measurements are made daily at some of the World Meteorological Organization network stations and are published (Anonymous 1977). From these data, those for the Lajes site (38°45 N, 27°05 W) were selected, as they are representative of oceanic conditions. Table A-II shows the monthly averages for τ^A

TABLE A-2

Monthly averages for atmospheric turbidity parameters $\tau^A(1 \mu\text{m})$ and α . Measurements made in Lajes, Azores ($38^\circ 45\text{N}$, $27^\circ 05\text{W}$) obtained from Anonymous (1977)

Month	Number of measurements	$\tau^A(1 \mu\text{m})$	α
J	9	0.126	1.080
F	5	0.154	1.093
M	5	0.195	1.074
A	5	0.308	0.781
M	37	0.241	1.031
J	20	0.203	1.145
J	24	0.299	0.894
A	30	0.242	1.014
S	23	0.253	0.877
O	14	0.233	0.829
N	6	0.199	0.609
D	4	0.212	0.771

($1 \mu\text{m}$) and α . The turbidity minimum is observed in January ($\tau^A(1 \mu\text{m}) = 0.13$), whereas two maxima are observed, in April and July ($\tau^A(1 \mu\text{m}) = 0.3$). The annual average and variance of α respectively are equal to 0.93 and 0.3. The range of α variation thus is relatively small for ocean sites.

Acknowledgments

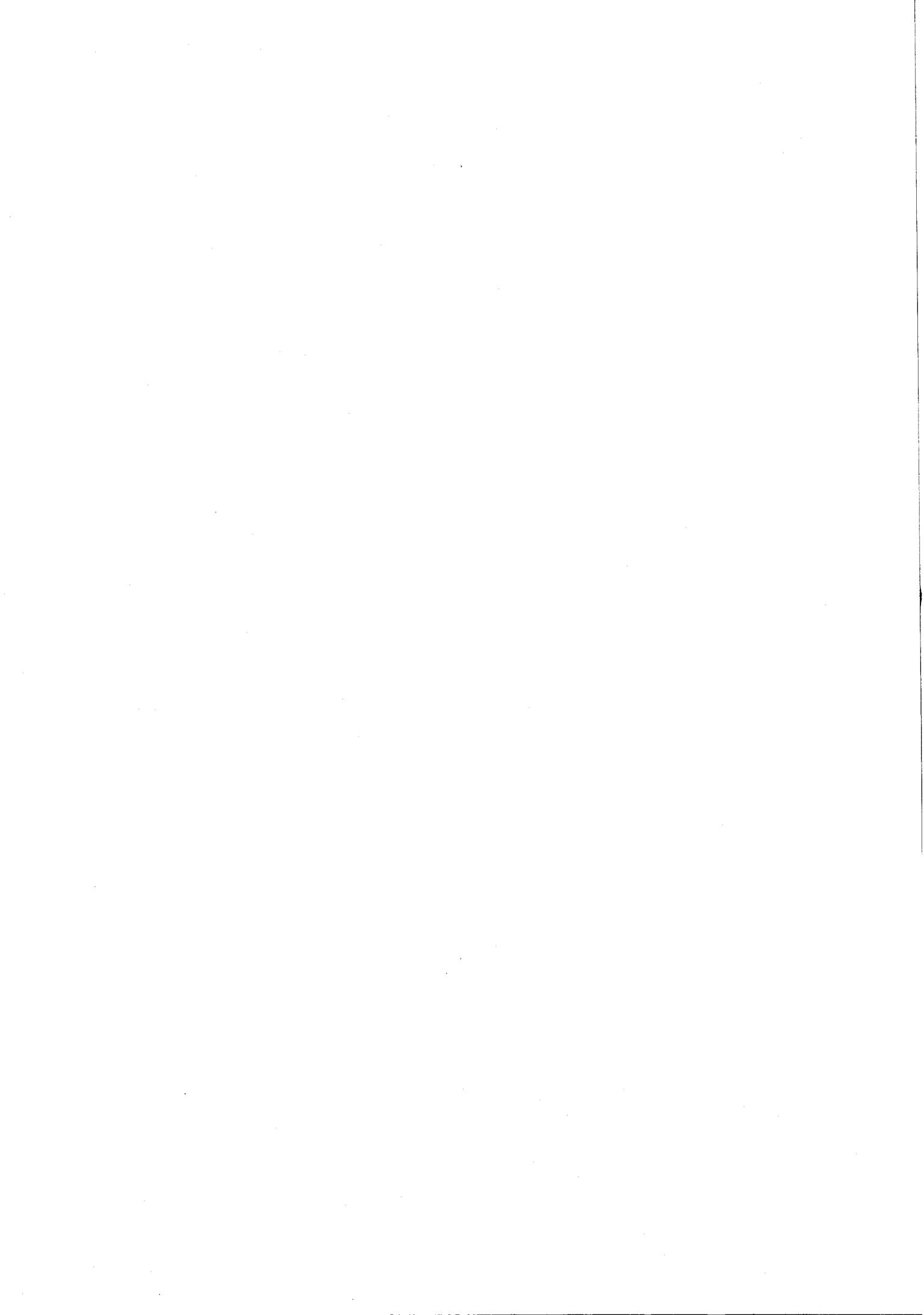
This research was supported by the 'Centre National de la Recherche Scientifique' (C.N.R.S.) and by the 'Centre National d'Etudes Spatiales' (C.N.E.S.).

The authors wish to thank Dr. M. Herman and J. Lenoble for introducing them to the subject and for their helpful assistance, and L. F. Martin for his aid in the translation of this paper.

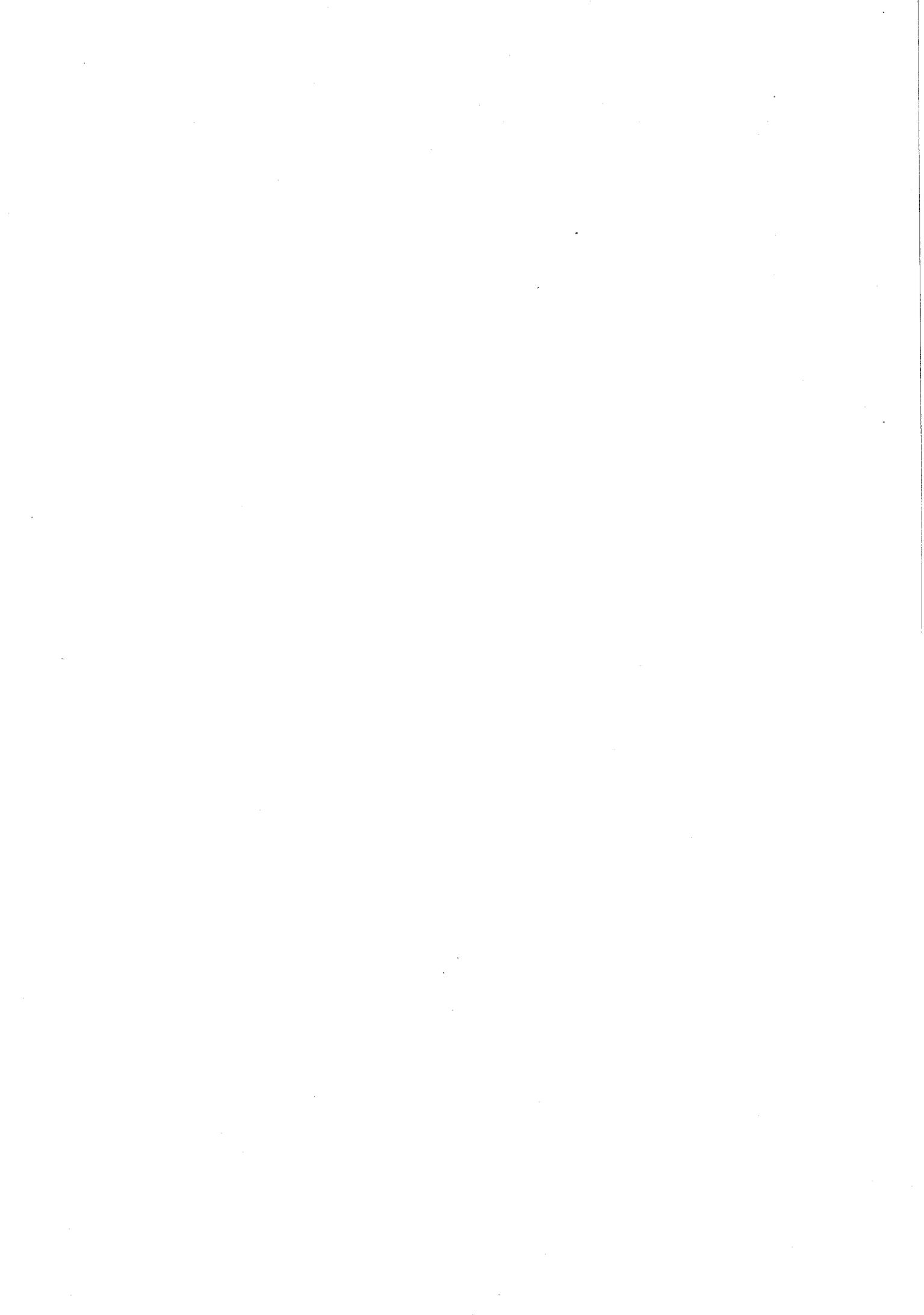
References

- Anonymous: 1977, 'Global Monitoring of the Environment for Selected Atmospheric Constituents 1975', *Environmental Data Service - Asheville NC 28801 U.S.A.*
- Arvesen, J. C., Millard, J. P., and Weaver, E. C.: 1973, 'Remote Sensing of Chlorophyll and Temperature in Marine and Fresh Waters', *Astronaut. Acta* **18**, 229-239.
- Box, M. A., and Lo, S. Y.: 1976, 'Approximate Determination of Aerosol Size Distribution', *J. Appl. Meteorol.* **15**, 1068-1076.
- Clarke, G. L., Ewing, G. C., and Lorensen, C. J.: 1970, 'Spectra of Backscattered Light from the Sea Obtained from Aircraft as a Measure of Chlorophyll Concentration', *Science* **167**, 1119-1121.
- Cox, C., and Munk, W.: 1965, 'Slopes of the Sea Surface Deduced from Photographs of Sun Glitter', *Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif.* **6**, 401-488.
- Curran, R. I.: 1972, 'Ocean Color Determination through a Scattering Atmosphere', *Appl. Opt.* **11**, 1857-1866.
- Deschamps, P. Y., Lecomte, P., and Viollier, M.: 1977, 'Remote Sensing of Ocean Color and Detection of Chlorophyll Content', *Proc. 11th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment, Ann Arbor*, 1021-1033.

- Gordon, H. R.: 1978, 'Removal of Atmospheric Effects from Satellite Imagery of the Oceans', *Appl. Opt.* **17**, 1631-1636.
- Hovis, W. A., Forman, M. L., and Blaine, L. R.: 1973, 'Detection of Ocean Color Changes from High Altitude', *NASA X-652-73-371*.
- Hovis, W. A.: 1978, 'The Coastal Zone Color Scanner (CZCS) Experiment', *The Nimbus 7 Users' Guide NASA, G.S.F.C.*
- Hoyt, D. V.: 1977, 'A Redetermination of the Rayleigh Optical Depth and its Application to Selected Solar Radiation Problems', *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 432-436.
- Kattawar, G. W., and Humphreys, T. I.: 1976, 'Remote Sensing of Chlorophyll in an Atmosphere-Ocean Environment: A Theoretical Study', *Appl. Opt.* **15**, 273-282.
- London, J., Bojkov, R. D., Oltšuns, S., and Kelly, J. I.: 1976, 'Atlas of the Global Distribution of Total Ozone', *NCAR/TN/133 + STR*.
- McClatchey, R. A., Fenn, R. W., Selby, J. E. A., Voltz, F. E., and Garine, J. S.: 1971, 'Optical Properties of the Atmosphere', *AFCRL 71-0279 Envir. Res. Papers No. 354*.
- Miller, J. R., Jain, S. C., O'Neill, N. T., McNeil, W. R., and Thompson, K. P. B.: 1977, 'Interpretation of Airborne Spectral Reflectance Measurements over Georgian Bay', *Remote Sensing Environ.* **6**, 183-200.
- Plass, G. N., Kattawar, G. W., and Hitzfelder, S. J.: 1976, 'Multiple Scattered Radiation Emerging from Rayleigh and Continental Haze Layers. 1: Radiance, Polarization and Neutral Points', *Appl. Optics*, **15**, 632-647.
- Sekera, Z., and Kahle, A. B.: 1966, 'Scattering Functions for Rayleigh Atmospheres of Arbitrary Thickness', *Rand Report R-452-PR*.
- Tanré, D., and Herman, M.: 1978, 'Correction de l'effet de diffusion atmosphérique pour les données de télédétection', *Proceedings of an Int. Conf. on Earth Observation held at Toulouse ESA-SP 134*, 355-360.
- Viollier, M., Deschamps, P. Y., and Lecomte, P.: 1978a, 'Airborne Remote Sensing of Chlorophyll Content under Cloudy Sky as Applied to the Tropical Waters in the Gulf of Guinea', *Remote Sensing of Environ.* **7**, 235-248.
- Viollier, M., Lecomte, P., Bougard, M., and Richard, A.: 1978b, 'Expérience aéroportée de télédétection (température et couleur de la mer) dans le détroit du Pas de Calais', *Oceanologica Acta*, **1**, 265-269.
- Wilson, W. M., Austin, R. W., and Smith, R. C.: 1978, 'Optical Remote Sensing of Chlorophyll in Ocean Waters', *Proc. of the 12th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment (Manila)*, 1103-1113.



PUBLICATION 5



ENHANCEMENT OF LANDSAT IMAGERY FOR THE MONITORING OF
COASTAL WATERS. APPLICATION TO THE SOUTHERN PART OF THE NORTH SEA

M. Viollier, N. Baussart

Université des Sciences et Techniques de Lille
Laboratoire d'Optique Atmosphérique (ERA 466)
B.P. 36 - 59650 Villeneuve d'Ascq (France)

ABSTRACT

In order to monitor the quality of coastal waters, Landsat products have been improved by specific data processing.

These treatments are as follows

- 1) - improvement of the signal to noise ratio to $NE\Delta\rho = 0.001$, by using the mean value taken for 6×6 pixel areas (ground resolution ≈ 500 m)
- 2) - atmospheric correction which takes into account for Rayleigh scattering
- 3) - differences between the reflectances in MSS 5 and 6 bands.

These treatments have been applied to a Landsat picture showing the Southern part of the North Sea. Detailed features of turbid plumes in the Straits of Dover and near the Thames Estuary are detected by these treatments.

1. INTRODUCTION

The Landsat multispectral scanner (MSS) was not designed for oceanographic applications. The lack of a channel in the blue region of the spectrum, the weakness of the spectral resolution ($\Delta\lambda=100$ nm) and of the signal - to - noise ratio represent strong limitations to this kind of research. However interesting observations have been obtained over strong gradient areas. Such is the case at the edges of the Gulf Stream, described from Landsat by MAUL et GORDON (1975). It is also the case for all the coastal regions, the French littoral for example (THOMAS, 1978). From the studies above, it can be noted that important features can be detected from Landsat when an enhancement of the digital data is applied, but also that such treatments are not sufficiently developed.

The steps in the treatment that we suggest in this paper are as follows

- 1) improvement of the signal to noise ratio by using averages taken for 6×6 pixel areas,
- 2) atmospheric correction which takes into account for Rayleigh scattering,
- 3) differences between the reflectances in MSS 5 and 6 bands.

The proposed treatment has been applied to two Landsat images showing the Southern part of the North Sea. Turbid plumes in the Dover Straits and near the Thames Estuary are detected in this way. The direction and the pattern of the plumes are different in the two pictures and seem to depend on the tide.

2. DESCRIPTION OF THE STUDIED AREA

The interest of our treatments will be demonstrated by their application to the Southern Part of the North Sea. In this section, we describe the general background of this area.

Figure 1 shows the location map. The concerned area is inside the dashed rectangle, about 80 km \times 120 km, i.e the quarter of a Landsat standard image.

The first feature of the location is that it is shelf sea. Greater depths (50 meters) are observed in the middle of the Dover Straits (approximately point G). Very shallow waters (less than 20 meters) are observed in the Thames Estuary, as are the Flemish littoral (areas

D and E) and the banks of Goodwin (area C). These are areas where coastal discharges are accumulated from the Scheldt, Meuse and Rhine and from the Thames River. In these locations the water is so shallow that the sea floor can be exposed at several kilometers from the coast during the larger tides.

An other important feature of the location is that the semidiurnal lunar tide generates strong alternative streams. The greater stream speeds are observed in approximately the middle of the Straits (point G) alternatively towards the South-West (ebb tide) and the North-East (flood tide). Figure 5 shows the opposite directions of flow of the ebb and the flood. Depending on the tide coefficient, a water mass can cover a distance of between 13 and 20 km with each changing of the tide.

The residual circulation flows northwards. Thus, the Southern oceanic-like waters enter the coastal discharge water of lower salinity. The mixture of both kinds of water, comprising complementary nutritive salts, make this area extremely productive biologically. In accordance with a seasonal rhythm, primary production (chlorophyll) is maximum in Spring, and a lower maximum is also observed in Fall.

The whole area is very turbid if compared to waters of open ocean. Secchi depths are of a few meters near the coast. Clearer waters (Secchi depth equal to 10 meters) are usually observed in the Middle of the Straits. Because of the perpetual mixing, sediments of the sea floor are constantly resuspended, and turbidity and bottom depth are strongly correlated (THOMAS, 1979). As a matter of fact, a decrease in turbidity can be observed from the coast. This gradient has already been recorded during an ocean color remote sensing experiment (VIOLLIER et al, 1978).

The last important characteristic is that this region is in the center of North West Europe, and thus is of great economic importance. A high population density is found on the two coasts, as are several large industrial regions (London, Rotterdam, Antwerp, Dunkerque,...). In the Dover Straits the maritime traffic is very heavy (400 boats per day). Air traffic is very intense as well. Landsat images can reveal the extent of these human activities. Ships longer than 100 meters can be detected (Mc DONNEL and LEWIS, 1978) and so can jet contrails and zones of atmospheric pollution. All of these unnatural phenomena perturb sea color measurements, and must be accounted for in image treatment.

3. CHARACTERISTICS OF THE TWO LANDSAT SCENES

Only a few Landsat scenes are available for this area, because it is often covered by clouds. We have studied the two scenes of best quality 1975 June 12 (Landsat 1) and 1977 March 30 (Landsat 2). Both were received by the European reception station of Telespazio in Fucino (Italy). Digital data from the CCT are computer processed in our University, and the image can be displayed on a color TV (Pericolor SEIN system). Figure 2 shows black and white reproduction of MSS 5 and 7 displays.

The June 1975 image is entirely cloud free, as is all but the northern part of the March 77 image. In the middle part of this image, one can see two irregular horizontal traces about five kilometers wide, which we assume to be a cloud generated by jet contrails. Much narrower (and unexplained) traces are formed on the MSS 7 image of June 1975.

The wind and visibility range parameters have been obtained from meteorological archives. They are as follows

	12 June 75	30 March 77
Wind speed	10 to 15 knt	10 knt
Direction	from N NE	from E
Visibility range	10 km	20 km

Water is perfectly absorbing in the MSS 7 channels (800-1100 nm) which explains that reflectances measured by MSS 7 channels are commonly used to detect sun glitter and sea foam, which are index of the sea surface state. A good example is given here by the MSS 7 image of June 75. Low reflectance areas found in the Dungeness Bay (area F) and in the Thames Estuary (A), both sheltered against northerly winds. Higher reflectances are found near the banks (C) and in open sea location (B). Such deductions cannot be made for the March 1977 image, for which the wind was less strong and the sun was lower (bad conditions for glitter).

It is very interesting to notice that the two scenes (taken at 10h TU) pertain to two opposite tide situations.

	Time / HW in Dover	Coefficient	Water height (Dover)
12 June 75	HW - 3 (ebb)	88	4 m
30 March 77	HW + 3 (flood)	42	5 m

(HW-3 means 3 hours before high water in Dover)

This makes comparison of the two pictures extremely useful for hydrological studies.

4. DATA PROCESSING

4.1 Computation of Reflectances

The Data for European observations are transmitted to the ground based receiving site of Telespazio at Fucino, Italy. The MSS data are quantized on board over 64 steps, but the CCTs produced at Telespazio contain data distributed over a broader scale which extends from 0 to 255. Telespazio (ANONYMOUS, 1976) uses a statistical calibration processing in view of reducing the striping effect and of expanding the dynamic range to its maximum. This processing, applied to most CCTs is luckless for oceanographic applications because it changes the values of the radiometric offsets and of the linear gain, and it becomes difficult to retrieve the original calibration.

With the aid of the Radiometric Look Up Table Record, provided for each CCT, we have tried to retrieve the original data over 64 steps. The digital counts N are then converted into radiances by assigning 63 to the top level I_{\max} and zero to the value of the offset I_0 :

$$I = \frac{N}{63} I_{\max} + I_0 \quad (1)$$

Finally, the radiances are converted into space reflectances, defined as

$$R = \frac{\pi I}{E_0 \cos \theta_0} \quad (2)$$

where $(E_0 \cos \theta_0)$ is the incident irradiance through a horizontal surface at the top of the atmosphere. OTTERMAN and FRASER (1976) have used this procedure. The values of E_0 , I_0 and I_{\max} were given for each channel of Landsat 1 and 2 in Table 1 of their article. In our computation we have used the same values.

4.2 Average over 6 x 6 pixels

Ocean reflectance measurements (example, VIOLLIER et al 1978) show that the $NE\Delta\rho$ (noise equivalent in reflectance) must be less than 10^{-3} in order to be useful, and this is much lower than the $NE\Delta\rho$ of MSS. To the contrary the spatial resolution of Landsat is largely sufficient for most oceanographic applications. Thus, it is of great interest to reduce the spatial resolution by averaging the reflectances of N pixels so as to reduce the noise by a factor \sqrt{N} .

Since six scanlines of a scene are observed simultaneously by six detectors, the averaging of six consecutive lines is preferable. In our application, averages have been taken for areas of 6 x 6 pixels, i.e the new picture element is of about 500 x 500 m.

The following example demonstrates the interest of this operation. Figure 3a shows a scan line plot (MSS 4) across the points A and B of the June 75 image. It appears that the reflectance resolution is $\Delta\rho = 0.01$ and S to N ratio = 4. Fig. 2b shows the reflectances over the same scanline after averaging 6 x 6 pixels. Little variations can be noticed much more easily. The $NE\Delta\rho$ attains 0.001 and the (S to N) ratio about 20. In order to save the profit from this procedure, all further computations and image display operations must be made with real numbers rather than with the round numbers found between 0 and 255 (if words of 8 bytes).

During this step of the procedure, all the questionable pixels (emerged sands, clouds, ships,...) are selected to form a special class. This choice is automatically made by examining the reflectance in channel 7 (800-1100 nm). If only one of the 36 pixels has a reflectance higher than the common values observed over the sea, the whole 36 pixel block is rejected. Such blocks will appear in white on Figure 6.

4.3 Atmospheric Correction of Rayleigh Scattering

Atmospheric corrections of ocean images have recently been studied by GORDON (1978) and VIOLLIER et al (1979). It was shown that it is possible to separate the effects of the Rayleigh and aerosol scatterings. The reflectance R at wavelength λ (λ is not written to simplify notations) can be written in the following way

$$R = T_{O_3} \{ \rho T + \rho_g T' + R^M + R^A \} \quad (3)$$

where ρ is the diffuse reflectance of the ocean including the reflectance from white caps.

ρ_g is the directional reflectance of the sun glint in the field of view of the sensor.

T_{O_3} is the ozone transmittance.

T the diffuse transmission.

T' the transmittance for the scattering.

R^M and R^A are the reflectances of the air, respectively due to molecules and aerosols, and including the interaction with the surface reflexion.

All these terms depend on the observation and incidence directions, (θ, ϕ) and (θ_o, ϕ_o) .

A distinction exists between the diffuse transmission T and the transmittance T'. Transmittance deals only with the direct transmission of the original flux from the sun

$$T' = \exp(-(\tau^M + \tau^A) \left(\frac{1}{\cos\theta} + \frac{1}{\cos\theta_o} \right)) \quad (4)$$

where τ^M and τ^A are the molecule and aerosol optical thicknesses.

Diffuse transmission involves both the direct flux and a portion of the forward-scattered flux. When the reflectance is lambertian and constant over several kilometers, a good approximation of the diffuse transmission is

$$T = \frac{1}{4} (1 + \exp(-\tau^M/\cos\theta)) (1 + \exp(-\tau^M/\cos\theta_o)) \quad (5)$$

Effects of aerosols in the value of T are of little importance for small optical thicknesses and are neglected in this paper. This formula is no longer valid for the areas close to the coast, where the neighbouring land is partly measured by the satellite. This effect is currently being studied (TANRE et al, 1979) but the correction would be relatively small in the case of Landsat, and will not be applied in this paper.

A simple and accurate formula (VIOLLIER et al, 1979) of R^M is given by the approximate expression for single scattering

$$R^M = (1 + \rho'(\theta) + \rho'(\theta_o)) \frac{p(x)}{4 \cos\theta \cos\theta_o} \tau^M \quad (6)$$

where $p(x)$ is the phase function for Rayleigh scattering

$$p(x) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 x) \quad (7)$$

and x the scattering angle

$$x = \pi - \arccos (\cos\theta \cos\theta_0 - \sin\theta \sin\theta_0 \cos(\phi - \phi_0)) \quad (8)$$

R^M includes 1) radiation scattered by the atmosphere 2) radiation reflected after scattering and radiation scattered after reflection, with surface reflection coefficient $\rho'(\theta)$ and $\rho'(\theta_0)$. Equation 3 yields the value of the backscattering reflectance

$$\rho = \frac{1}{T} \left\{ \frac{R}{T_{o3}} - R^M \right\} - A \quad (9)$$

where A accounts for the perturbing effects of glitter and of aerosol scattering.

$$A = \frac{\rho T'}{T} + \frac{R^A}{T} \quad (10)$$

Numerical values of θ_0 , τ^M , R^M , T^M and T_{o3} are shown on the tables 1 and 2. Term A can not be computed because τ_A and aerosol phase function are unknown.

4.4 Differences of reflectances

It can be demonstrated that term A of equation 10 vary slowly as a function of wavelength. Thus, by computing differences between reflectances ρ at two channels, most of the perturbing effects included in term A are eliminated.

Two differences have been studied

$$D_4 = \rho_{MSS4} - \rho_{MSS6}$$

and

$$D_5 = \rho_{MSS5} - \rho_{MSS6}$$

which are usually positive and increase with water turbidity (scattering coefficient). Interpretation of D_4 is slightly more difficult, however, because D_4 also depends on bottom reflectances through shallow waters and on the absorbing properties of water.

Figures 3c and d show the differences D_4 and D_5 on the same scanline of June 75 image.

It can be noticed that, unlike R_{4m} (figure 3b) D_4 and D_5 do not increase at the end of the scan. On the plot of R_{4m} , turbid waters of the Thames Estuary (A) have the same values as the clear water of region B, where sun glitter or white caps contribute to increase reflectance. The ambiguity between glitter and turbidity was in this case eliminated by the computation of differences.

Examining Figure 3d, one can observe that D_5 is slightly negative, which is not realistic. This anomaly is much more obvious on the March 77 picture, where the mean level of D_5 , after atmospheric correction is of -0.02 . We conclude that our attempted retrieval of original calibrations were unsuccessful. One of the conclusions of this paper will be that it is not possible to give a quantitative interpretation when the data have been considerably modified during CCT production.

Given this problem, we have changed the offset level of the March 77 image so that D_4 and D_5 values would be equal for both pictures at a reference point. We have chosen the reference pixel inside the Dunkerque harbor, where surface effects are at a minimum. This method is not entirely satisfactory, but it allows comparison of D_4 and D_5 values on the two images.

Figure 4 shows the plot of D_4 versus D_5 along the same scanline of figure 3. Lower plots pertain to the clear waters of region B and higher plots to the turbid waters of region A. D_4 and D_5 are well correlated. Slight deviations are probably due to the influence of bottom on D_4 . Further analysis has been prevented, however, by a lack of well calibrated data. We have used only D_5 as a relative index of turbidity.

5. COMPARISON OF THE TWO PICTURES AFTER PROCESSING

The mapping of D_5 is compared for two pictures (figure 6). Caution should be taken for the Thames Estuary on the March 77 pictures because of the neighbouring clouds. Most of the interesting comparisons are made in the Dover Straits. The direction and the extent of the turbid plume seems to depend on the tidal conditions.

On the 12 June 75 picture, the stream had been flowing towards the South-West for 5 hours before the area was observed by Landsat. A mass of turbid water in region F (Dungeness Bay) seems to be moving southward parallel to the coastline, from the Goodwin Bank (C). Along the French littoral, turbidity areas seem to adhere to the coastline.

At the time of the 30 March 77 Landsat picture, the tide is reversed. The stream had been flowing towards the North-Est for 4 hours. One of the changes in the image is seen near the French littoral (region H), where turbid waters stand away from the coast and form a 6 km long plume jutting out into the channel. This phenomenon can be explained by tidal eddies due to the shape of the coastline, particularly by the presence of a headland (Cape Gris Nez). A second change is relative to the English littoral (region F) where the turbid area is much more extensive than in June 75, and seems more homogeneous. It can be suggested that this results from variation in meteorological and seasonal conditions. The differences in water height (in particular in the northern part) can play also an important role. Other features are different as well, such as a 20 km long plume to the North of the Goodwin Area (C).

6. CONCLUSION

We have developed a specific data processing for the oceanographic application of Landsat. This processing allows one to obtain reflectance differences between channels 4, 5 and 6 independent of the sun elevation and largely independent of the atmospheric conditions. Quantitative interpretation in terms of marine optics then becomes feasible.

In the examples presented here, it was not possible to successfully apply this processing because of the uncertainty in the calibration of the data. First, the radiometric accuracy of Landsat 1 and 2 probably is about 10 %. Second, the statistical calibration procedure used by Telespazio for the enhancement of continental scene, greatly increases this uncertainty. It is pointed out that the inaccuracy of the calibration of visible sensors is often the main problem in most oceanographic applications.

This problem has limited the quantitative interpretation of two pictures showing the Straits of Dover. Qualitative results have been obtained, however, and demonstrate the interest of Landsat Imagery for the study of coastal environment. Turbid plumes, easily detected from Landsat, can show tidal circulation near the coast, which can play an important role in the transport of sewage and radioactive wastes.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by the "Centre National de la Recherche Scientifique" (C.N.R.S.) and by the "Centre National d'Etudes Spatiales" (C.N.E.S.).

Thanks to Dr. P.Y. DESCHAMPS for his helpful advices and to L.F. MARTIN for his aid in the translation.

We are also grateful for the helpful assistance given by L. GONZALES and C. DEROO in preparing the computer operations.

8. REFERENCES

- ANONYMOUS : 1977, "Format Specifications for Landsat MSS System Corrected Computer Compatible Tape", Telespazio DPS-SES-NT/0230.02/200576.
- GORDON H.R. : 1978 "Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the oceans", Appl. Opt., 17, 1631-1636.
- MAUL G.A., GORDON H.R. : 1975 "On the use of the Earth Resources Technology Satellite (Landsat 1) in Optical Oceanography", Remote Sensing of Environment, 4, 95-128.
- Mc DONNEL M.J., LEWIS A.J. : 1978, "Ship Detection from Landsat Imagery", Photogram. Eng. and Remote Sens., 44, 297-301.
- OTTERMAN J., FRASER R.S. : 1976 "Earth-Atmosphere System and Surface Reflectivities in Arid Regions from Landsat MSS Data", Remote Sens. of Env. 5, 247-266.
- TANRE D., HERMAN M., DESCHAMPS P.Y., DE LEFFE A. : 1979 "Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances including bidirectional properties" submitted to Applied Optics.
- THOMAS Y.F. : 1978 "Utilisation des données Landsat pour la mise en évidence de la turbidité en zones littorales ; Limites des méthodes" Publ. Sci. Tech. C.N.E.X.O. : Actes Colloq., 5, 109-121.
- THOMAS Y.F. : 1979, personal communication.
- VIOLLIER M., LECOMTE P., BOUGARD M., RICHARD A. : 1978 "Expérience aéroportée de télédétection (température et couleur de la mer) dans le Détroit du Pas de Calais", Oceanologica Acta, 1, 265-269.
- VIOLLIER M., TANRE D., DESCHAMPS P.Y. : 1979 "An algorithm for remote sensing of water color from space", Submitted to Boundary Layer Meteorology.

Table 1 - Rayleigh optical thicknesses

Channel (MSS)	Center wavelength (nm)	τ^M
4	550	0.0948
5	650	0.0481
6	750	0.0269

Table 2 - Atmospheric correction

	12 JUNE 1975			30 MARCH 1977		
θ_o (degree)	37.34			54.11		
Channel	4	5	6	4	5	6
R^M	0.0380	0.0192	0.0108	0.0425	0.0215	0.0121
T^M	0.901	0.948	0.970	0.883	0.938	0.964
T_{O3}	0.928	0.951	1	0.913	0.941	1

θ : Solar zenith angle

R^M : Reflectance of the Rayleigh layer

T^M : Diffuse transmission of the Rayleigh layer

T_{O3} : Ozone transmittance (a seasonal mean value of the abundance of O3 has been used).

The sighting is vertical ($\theta=0$).



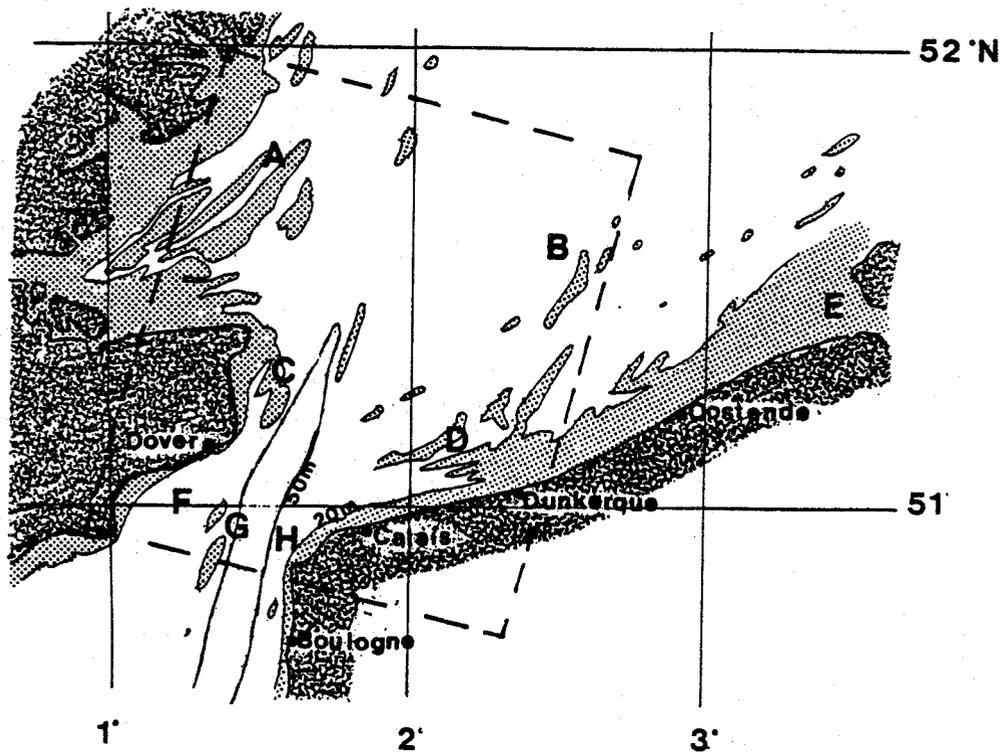


Figure 1 - Location Map. The area inside the dashed rectangle is the region studied.

One can distinguish several areas

- A - Shallow and turbid waters of the Thames Estuary
- B - Clear water, farther from the coasts
- C - Banks of Goodwin
- D - Shallow waters of the Flemish littoral
- E - Outflows of the Scheldt, Meuse and Rhine Rivers
- F - Dungeness Bay
- G - Dover Straits
- H - Cape Gris Nez area



12 JUNE 1975

30 MARCH 1977



MSS 5 (600-700 nm)



MSS 7 (800-1100 nm)

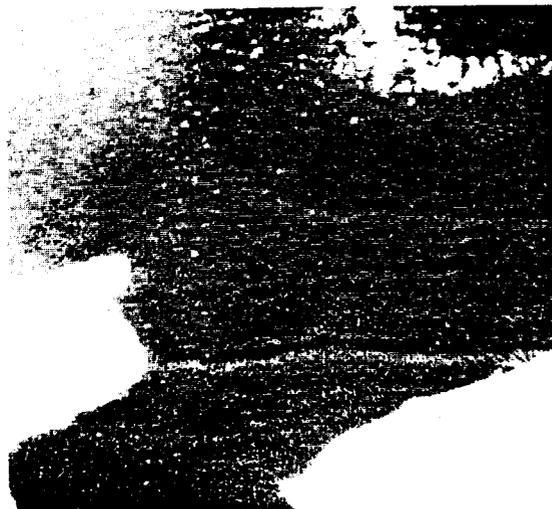


Figure 2 - The two Landsat Images of the Southern part of the North Sea.
(Reflectances increase from black to white)
The lower photos (MSS 7) show surface and atmospheric features.
The higher photos (MSS 5) mix the preceding effects and the effects of
water turbidity.
(G.D.T.A. products).



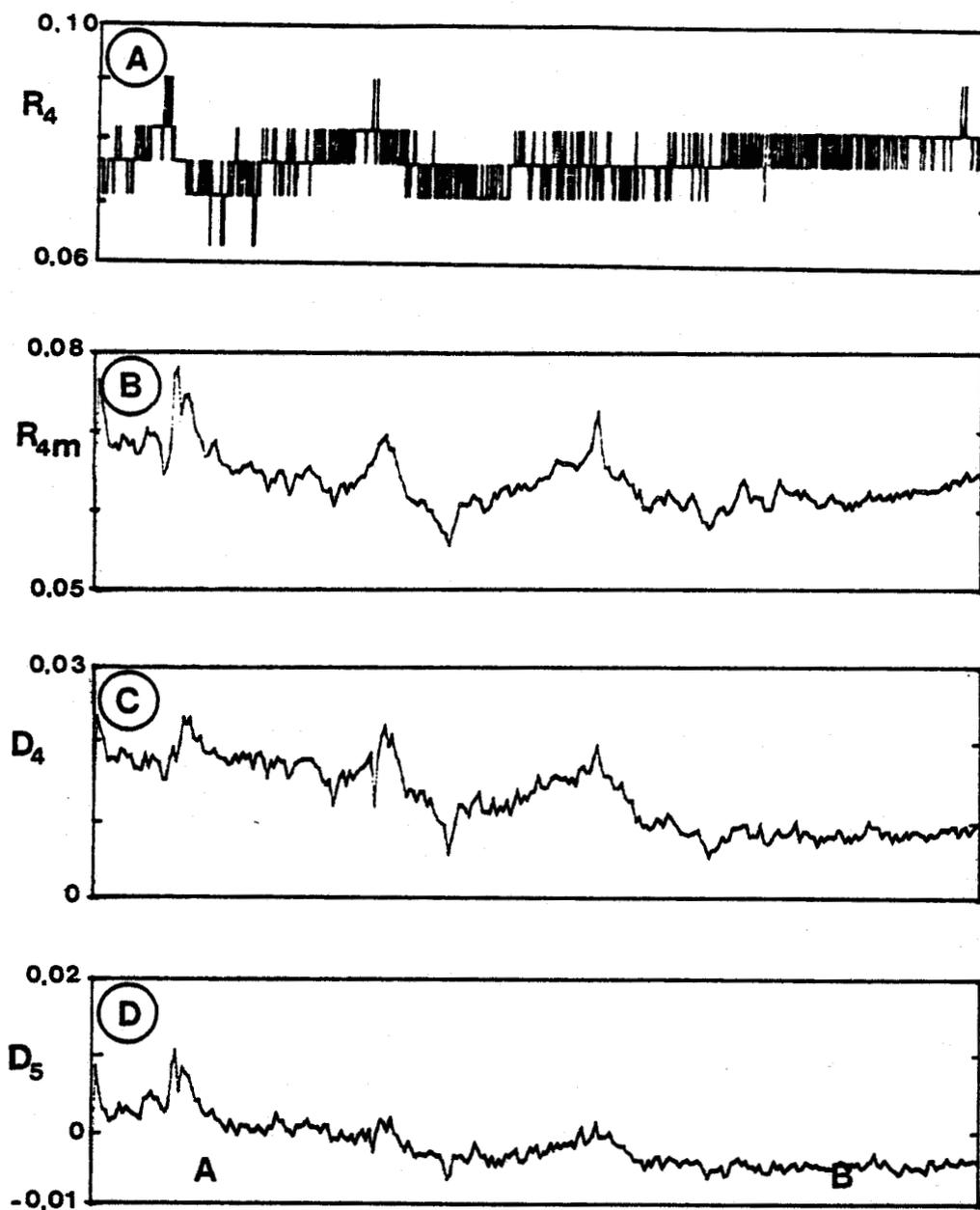


Figure 3 - Plot of a scanline between points A and B of Figure 1 ; 12 June 75.
 a) MSS 4 original data
 b) averages taken for 6 x 6 pixel areas
 c - d) - difference D4 and D5 (MSS 4-MSS 6, MSS 5-MSS 6) after atmospheric correction.



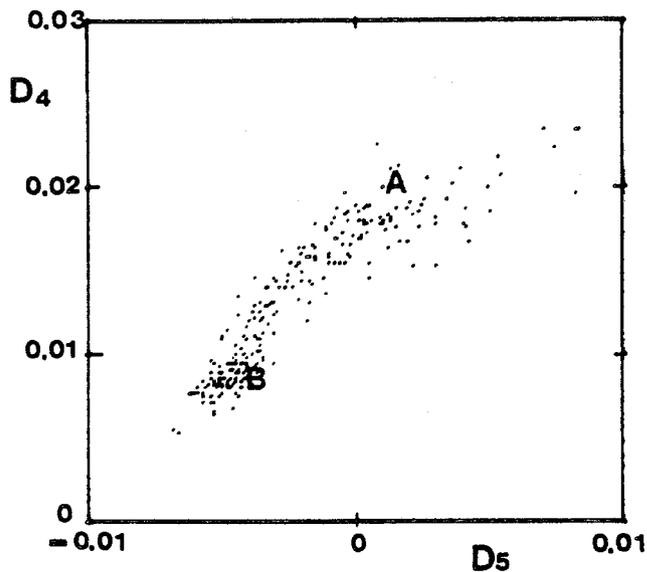


Figure 4 - Plot of $D_4 = \rho \text{ MSS } 4 - \rho \text{ MSS } 6$ versus $D_5 = \rho \text{ MSS } 5 - \rho \text{ MSS } 6$ for the same scan line as in Figure 3.

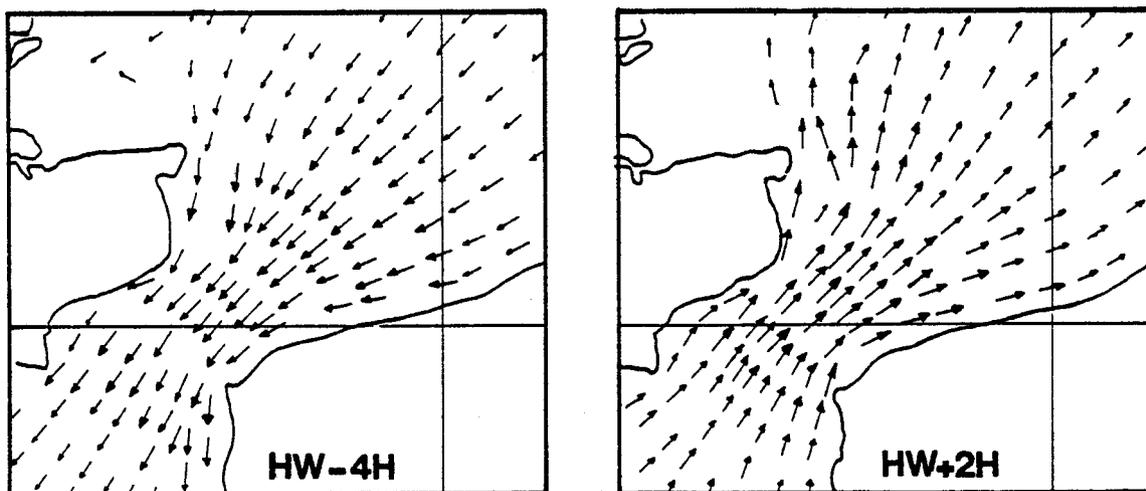


Figure 5 - The ebb and flow (from Editions Cartographiques Maritimes, Paris) (HW-4H means 4 hours before high water in Dover). Tidal streams flow to the South-West between HW-7H to HW-3H, and after the reverse, to the North-East between HW-1H to HW+3H. The stream speed can attain 3knt .



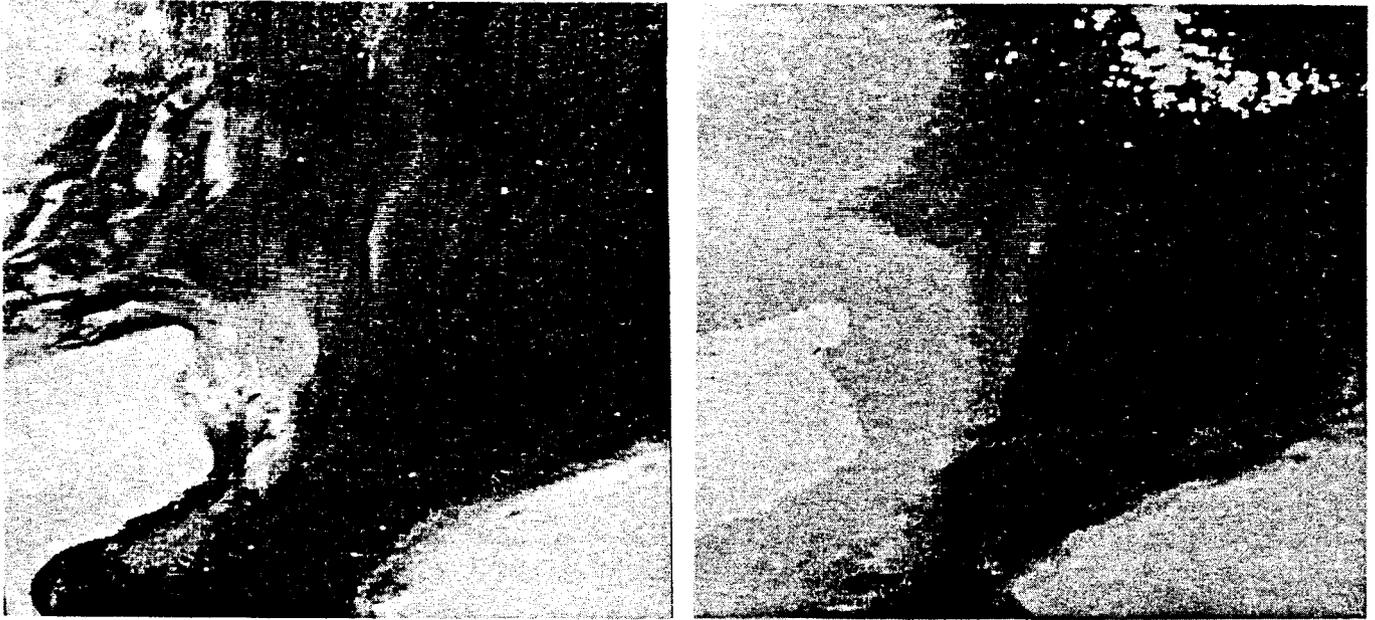


Figure 6 - Images showing the difference $D5 = \rho_{MSS 5} - \rho_{MSS 6}$ in June 75 (left) and March 77 (right). $D5$, index of water turbidity, increases from black to clear. In white : continent, clouds and ships, recognized with the aid of MSS 7.





PUBLICATION 6

PRELIMINARY RESULTS OF C.Z.C.S./NIMEUS 7 EXPERIMENT FOR OCEAN
COLOUR REMOTE SENSING : OBSERVATION OF THE LIGURIAN SEA.

M. VIOLLIER, N. BAUSSART, P.Y. DESCHAMPS
LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHERIQUE
UNIVERSITE DE LILLE 1 - 59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX-FRANCE

Abstract : C.Z.C.S. digital data taken on March 16th, 1979, over the Ligurian Sea show that they contain various important features, such as phytoplankton blooms and turbid outflows of river. Our analysis yields the following useful conclusions.

- 1) to work out the differences between the reflectances measured by two close channels is an efficient low-cost algorithm which provides quicklooks of marine structure independent of most perturbing effects ;
- 2) C.Z.C.S. data contain at least two independent informations on the marine parameters i) phytoplankton content ii) terrestrial suspended material content.

I - INTRODUCTION

The Coastal Zone Color Scanner (C.Z.C.S.) has been operating since November 1978. Although the radiometric calibration processing is not yet considered as satisfactory, N.A.S.A. has sent to the Eurasep organisation a few scenes over the Mediterranean Sea. The picture taken on March 16th, 1979, immediately manifested great interest and a first analysis was proposed by Viollier and Deschamps at the I.U.G.G. symposium in Canberra (December 1979). In this paper we have restricted the studied area to the Ligurian Sea, between Nice and Cape Corsica, where sea-truth measurements were organised by the marine laboratory in Villefranche (Prof. Morel and Prieur).

II - CHARACTERISTICS OF THE SCENE

The 256 x 256 pixel area is shown on figure 1. The coastal contour lines have been drawn using the Channel 5 image and the geographical coordinates have been added to the contour-line features. In the North, the contour-line runs from Toulon (F) to Savona (I). On the left lower corner, clouds partly cover Corsica. The scene (columns 200 to 456) occupies the western edge of the total CZCS picture, so that the angle of observation is approximately 27°.

On March 16th, 1979, there was a strong wind blowing from the North-West (more than 20 knots). The channels 5 and 4 pictures (figure 4) show a large bright pattern. Since the atmospheric turbidity, measured in Monaco by our laboratory, was extremely low (the aerosol optical thickness at 520 nm was lower than 0.1), it is expected that the pattern is uniquely due to surface effects. The observed increase of reflectance (+ 0.02) can be explained by the presence of whitecaps (typically a cover of 2 %). The bright pattern is the most important feature of the scene, and also exists in the other channels masking most of the marine structures (see for example channel 1, figure 3.).

III - DATA PROCESSING

Digital counts have been converted into radiance using the calibration data found in the CCT documentation record. Then they have been converted in term of reflectance, and have been corrected for Rayleigh and ozone effects using the formulae proposed by Viollier et al (1980). Only one set of correction factors, computed for the center of the scene, has been applied to the 256 x 256 pixels. By comparison with a pixel-by-pixel correction this treatment does not introduce errors greater than 0.002 on the reflectances.

When the satellite started to work the accuracy of the C.Z.C.S. radiometric calibration data were questionable and still are. So the use of complex algorithm is not suitable, and we have favoured the simple method of making the difference between reflectances. Such a method has been used in most experiments of ocean color remote sensing because it is almost insensitive to surface effects.

We have computed the two following differences between reflectances :

0550 - 0443 and 0550 - 0670'

procedure which is very close to the one proposed by Viollier et al (1978). The first difference is sensitive to pigment content. Approximate computations yield the relationship

$$\log_{10} C = \{(\rho_{550} - \rho_{443}) - 0.001\} / 0.014$$

Where C is the chlorophyll-like pigment concentration (mg/m³). The second difference is rather sensitive to particles scattering light. The results are shown on figure 5 and 6. In the case of figure 5, raw pixel values have been modified in order to eliminate darker bands due to calibration defects. It can be seen that the bright pattern observed on figures 3 and 4 disappears, and new different structures are revealed. We notice that most of these features do not exist on channels 5 and 4 and cannot be explained by atmospheric or surface effects.

The difference $\rho_{550} - \rho_{670}$ is sensitive to variations of backscattering in the water and emphasizes the transport of sediments or industrial wastes. High values of $\rho_{550} - \rho_{670}$ are located in the coastal areas, at a maximum of 30 kilometers away from the coast (figure 6). The highest values are found near Nice and show the turbid plume of the River Var flowing out towards the South-West.

Figure 5 shows the difference $\rho_{550} - \rho_{440}$ which is sensitive to the chlorophyll content. Lighter grey shades correspond to higher values of $\rho_{550} - \rho_{440}$ and thus to higher values of chlorophyll content. The picture emphasizes various sets of parallel frontal structures and eddies. The boundaries of the main features have been redrawn on figure 1.

IV - COMPARISON WITH SEA TRUTH MEASUREMENTS

The Mediterranean Sea is known to be a "poor" sea. However in Spring, phytoplankton blooms have recently been observed, associated with frontal boundaries at a few tens of kilometers from the coast. Pluridisciplinary studies of these hydrobiological phenomena are organised by the marine laboratory in Villefranche (Pr. Morel and Prieur) and during March 1979 they were extended with remote sensing experiment (operation called "Prolific").

In situ measurements were achieved during ten days between the 6th and the 22nd of March. Unfortunately the sea was too rough on March 16th to allow measurements. So we are obliged to compare the satellite data with measurements collected the day before, which illustrates the practical problems for obtaining sea-truth measurements. Nevertheless we consider that our comparison is significant. The first frontal structure off Nice, observed on figure 5, has been detected from the vessel. Figure 2 gives the comparison between the surface chlorophyll content measured from the vessel and the one derived from the satellite data (using the equation given in section 3). We can notice that the positions of the relative maxima in M₁, M₂ and M₃ and of the minimum in B are almost the same on both curves. The comparison cannot be made any further because of the non-simultaneity of the measurements.

This preliminary analysis has still to be improved by considering the other kind of in-situ measurements. For example, not shown in this paper, discrepancies have been observed between the scattering coefficient $b(m^{-1})$ and the value of $\rho_{550} - \rho_{670}$. High values of b are associated with the phytoplankton pattern. This phenomenon is not observed on the picture of $\rho_{550} - \rho_{670}$ and suggests that the backscattering coefficient is lower in case of phytoplankton cells than in case of terrestrial materials.

V - CONCLUSION

In spite of the perturbing effects (roughness of the sea, defects in the radiometric calibration) the analysis of the March 16th, 1979, image over the Ligurian Sea emphasizes the great interest of the C.Z.C.S. data for oceanographical studies. The proposed preliminary treatments are based on the difference between reflectance of two channels. Two different informations have been found : one on the extent of turbid coastal waters, the other on the distribution of phytoplankton content in open sea.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study has been pursued in the frame of the Eurasep project (European Association of Scientists for Experiments on Pollution). It is a contribution to a remote sensing program mainly supported by Centre National de la Recherche Scientifique (C.N.R.S), Centre National d'Etudes Spatiales (C.N.E.S.), and Ministère de l'Environnement.

We are grateful for the assistance given by L. GONZALES and C. DEROO in preparing the computer operations. We also thank Drs MOREL and PRIEUR for making available their data and for their comments.

REFERENCES

- VIOLLIER M., DESCHAMPS P.Y, LECOMTE P. : 1978 "Airborne Remote Sensing of Chlorophyll Content under Cloudy Sky as Applied to the Tropical Waters in the Gulf of Guinea". Remote Sensing of Envir. 7, 235-248.
- VIOLLIER M., TANRE D., DESCHAMPS P.Y. : 1980 "An Algorithm for Remote Sensing of Water Color from Space". Boundary-Layer Meteorology 18, 247-267.

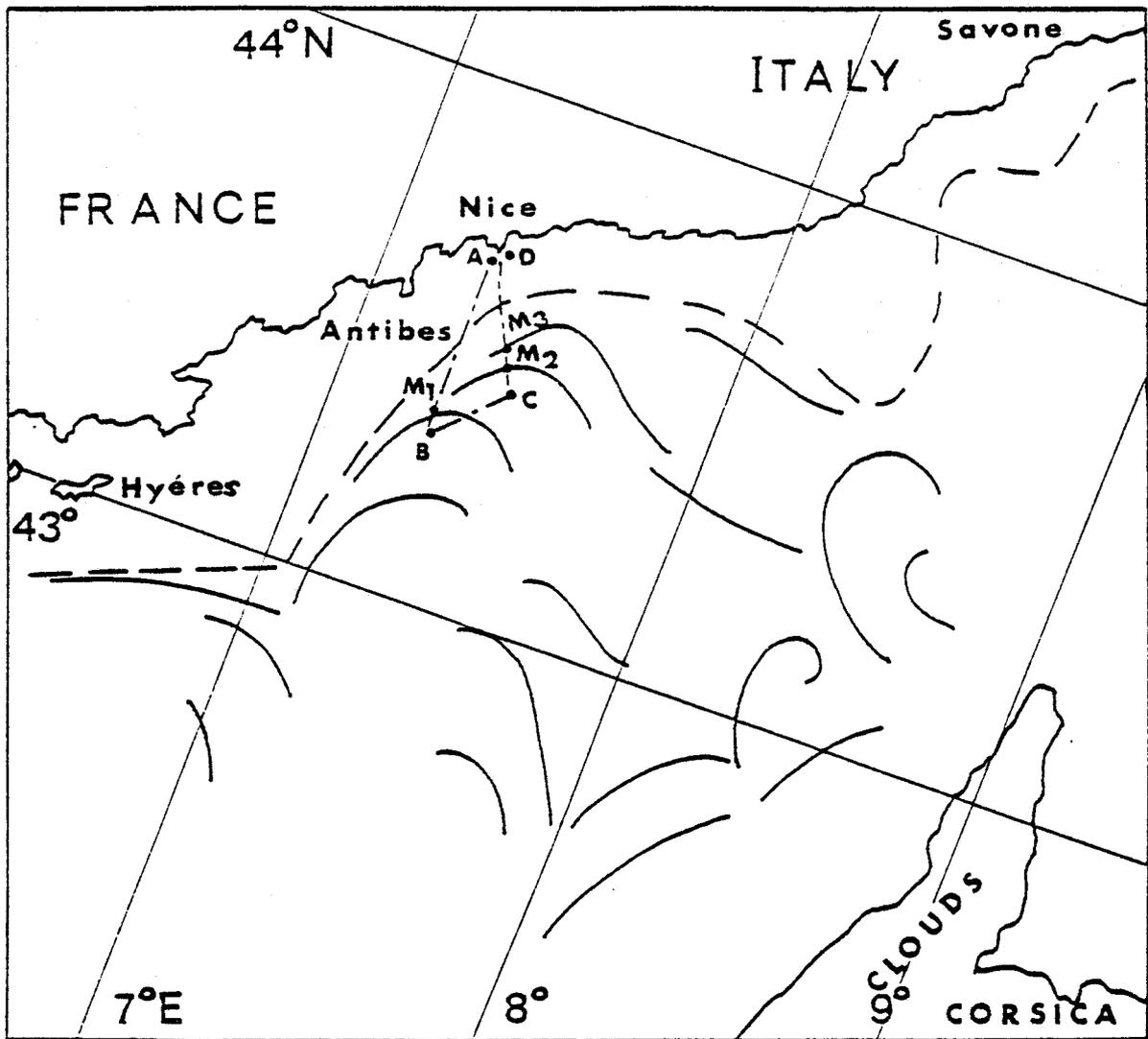


Figure 1 - Location Map

- . - . - Vessel track
 - - - - - Limit of the turbid coastal area, detected by $\sigma_t - \sigma_t$ 550 - 670
 — — — — — Principal boundaries of phytoplankton blooms detected by $\rho - \rho$ 550 - 443

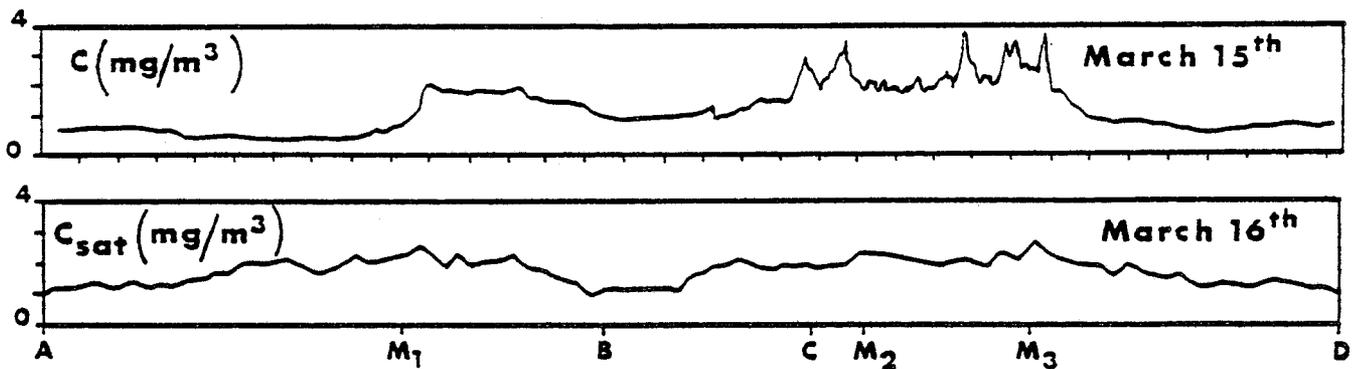


Figure 2 - Comparison between the chlorophyll contents, measured by vessel (upper part) and derived from C.Z.C.S. data (lower part), along the vessel track ABCD shown on Figure 1.



Figure 3
Channel 1 (443 nm)



Figure 4
Channel 2 (670 nm)

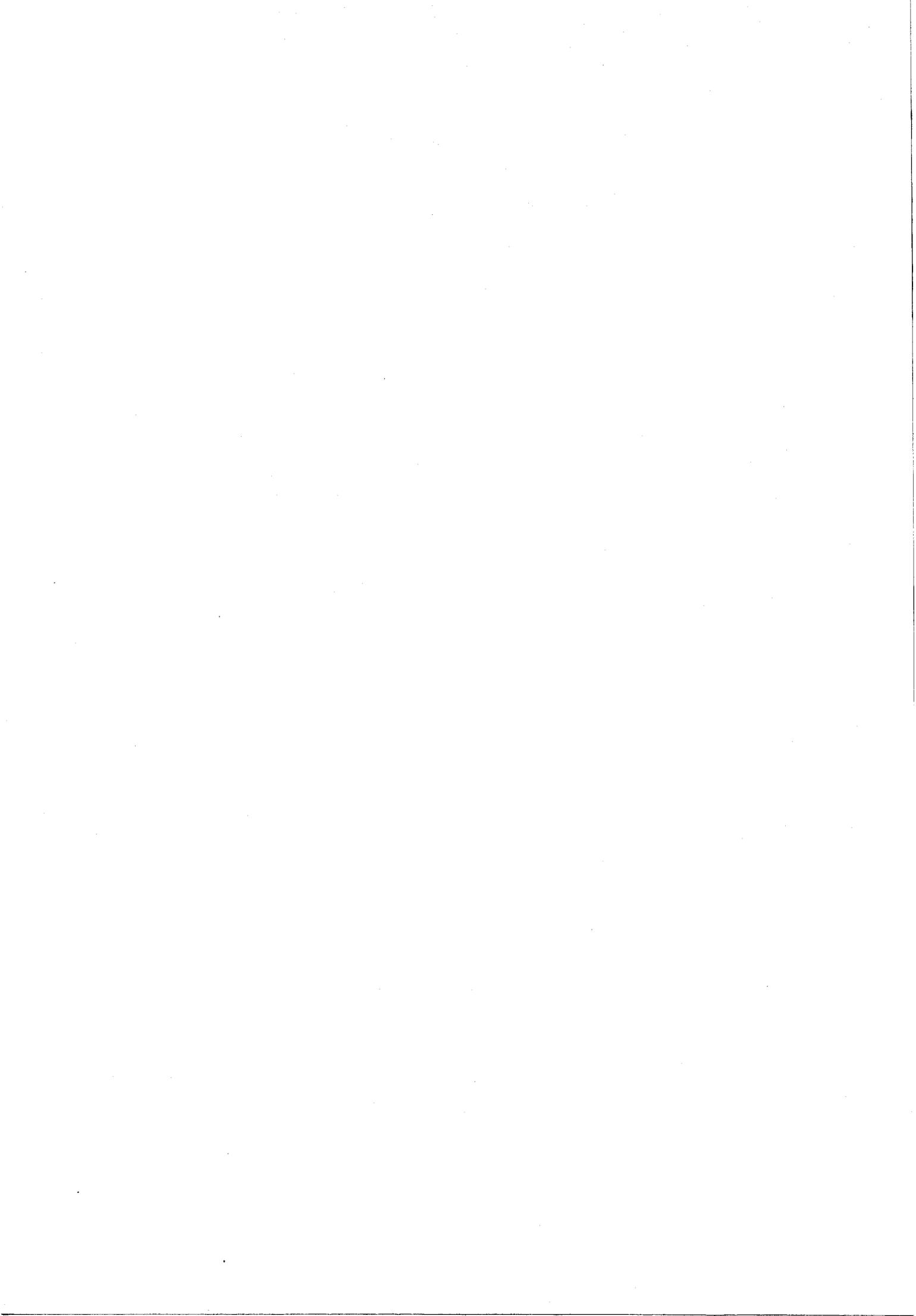


Figure 5
Difference between reflectances
 $\rho(550 \text{ nm}) - \rho(443 \text{ nm})$



Figure 6
Difference between reflectances
 $\rho(550 \text{ nm}) - \rho(670 \text{ nm})$

BUS
LILLE



PUBLICATION 7



L'ENRICHISSEMENT BIOLOGIQUE SUR LE FRONT D'OUessant
OBSERVÉ PAR LE SATELLITE LANDSAT.
ÉLÉMENTS DE COMPARAISON AVEC LES DONNÉES DE TERRAIN.

TITRE ABRÉGÉ : TÉLÉDÉTECTION D'UNE POUSSÉE PHYTOPLANCTONIQUE.

M. VIOLLIER ^a, J.R. GRALL ^b, P. LE CORRE ^c, J. LE FEVRE ^d, C. DUPOUY ^{a,b}.

- a) Laboratoire d'Optique Atmosphérique, ERA 466, Université de Lille, 59655 VILLENEUVE D'ASCQ-CEDEX (France).
- b) Centre d'Océanographie et Biologie Marine (CNRS), Station Biologique de Roscoff, 29211 ROSCOFF (France).
- c) Laboratoire d'Océanographie Chimique, Université de Bretagne Occidentale, 29283 BREST-CEDEX (France).
- d) Laboratoire d'Océanographie Biologique, Université de Bretagne Occidentale, 29283 BREST-CEDEX (France).

Mots-clés : fronts thermiques, télédétection, phytoplancton, Ouest-Bretagne, production.

Key words : thermal front, remote sensing, phytoplankton, west Brittany, production.

soumis pour publication au journal "Oceanologica Acta"

RESUME : L'image Landsat du 2 juillet 1977 montre une zone de maximum de réflectance dans le canal 500-600 nm, en coïncidence partielle avec le tracé du front thermique d'Ouessant. La signature spectrale de cette zone est discutée, ce qui conduit à considérer que l'on détecte sur cette image des concentrations en chlorophylle a de plusieurs dizaines de mg/m^3 correspondant à une intense poussée phytoplanctonique localisée à la zone frontale. Celle-ci n'est cependant pas toute entière affectée par le phénomène, et la signification de ce fait est recherchée, en référence aux données de terrain disponibles dans ce secteur.

SUMMARY : *Biological enrichment on the Ushant thermal front observed by Landsat. A comparison of Satellite observations with field data.*

Le Landsat image of 2/7/77 showed a zone where the reflectance in 500-600 nm channel was maximal, in partial coincidence with the outline of the Ushant thermal front. An analysis of the spectral signature from this zone showed that very high chlorophyll a ($> 20 \text{ mg/m}^3$) could account for the observation. This result is interpreted as an intense phytoplankton bloom occurring in the frontal area. The bloom however was found only in part of the latter, and this is discussed with reference to field data available for this region.

INTRODUCTION

Le front d'Ouessant, visible sur les thermographies satellitaires (figure 1) s'étend à l'entrée de la Manche, depuis le sud de la Bretagne jusqu'à la Cornouaille Britannique. Sa formation est liée aux courants de marée qui empêchent la formation d'une thermocline saisonnière : les eaux côtières non stabilisées sont alors plus froides en surface que les eaux du large, avec une frontière thermique bien marquée de mai à octobre. Depuis sa mise en évidence par DIETRICH (1950), qui le fait coïncider à peu près avec la ligne d'égale vitesse de 2 noeuds du courant de marée en vive-eau, le front a été étudié par de nombreux auteurs, parmi lesquels LE MAGUERESSE (1974), PINGREE et al. (1974), PINGREE (1975), RAILLARD (1976), GARZOLI (1977) pour ses propriétés physiques, ainsi que SOUTHWARD (1962), GRALL et LE FEVRE (1967), LE FEVRE et GRALL (1970), GRALL et al. (1971) et PINGREE et al. (1975) pour ses propriétés biologiques. Plus récemment, PINGREE et GRIFFITHS (1978) ont établi un modèle mathématique de localisation des fronts dans l'ensemble des mers du nord-ouest européen. La valeur du paramètre h/u^3 , où h est la hauteur d'eau, et u l'amplitude du courant de marée permet de prédire la position moyenne des fronts, en conformité avec les observations satellitaires infrarouges et les mesures de terrain disponibles. L'une des dernières découvertes concerne la structure spatiale de la bordure du front, qui comporte des tourbillons le plus souvent cycloniques de 20 à 40 km d'étendue, pouvant se maintenir pendant quelques jours (PINGREE et al., 1979). Selon ces auteurs, la circulation turbulente qui correspond à ces tourbillons est à l'origine d'apports en sels nutritifs stimulant fortement la production du phytoplancton. C'est à cette stimulation de la productivité biologique générale que ces mêmes auteurs identifient le mécanisme causal des phénomènes d'eau rouge à Dinoflagellés (*Gyrodinium aureolum* notamment) observés assez fréquemment sur le tracé du front.

Il est loin d'être sûr, cependant, que les phénomènes biologiques se déroulant dans la zone frontale se limitent à ce processus de fertilisation. Le rôle, dans la genèse des eaux rouges, d'une accumulation mécanique passive des organismes en cause sur des fronts de convergence a été mis en avant depuis longtemps par CHEW (1955). L'existence d'une telle accumulation passive sur le front d'Ouessant a été clairement mise en évidence par LE FEVRE et GRALL (1970), puis LE FEVRE et al. (1979), pour des organismes hétérotrophes (*Noctiluca scintillans*, *Anomalocera patersoni*), ou même dépourvus d'échanges trophiques avec le milieu extérieur (oeufs de poissons) et dont le seul point commun est une distribution verticale limitée aux premiers décimètres superficiels.

Les mécanismes biologiques liés au front sont donc loin d'être parfaitement connus. Ils pourraient osciller entre deux extrêmes, représentés d'une part par l'accumulation passive qui vient d'être évoquée, d'autre part par des phénomènes dus à des processus de fertilisation plus ou moins complexes.

Plusieurs programmes de recherche sont en cours pour mieux préciser les caractéristiques biologiques de la zone frontale. Parmi eux, le programme SATIR (de Satellite et Iroise) se caractérise notamment par un usage systématique de deux méthodes de télédétection satellitaire en confrontation avec les données de terrain, plus ponctuelles dans le temps et dans l'espace. La radiométrie en infrarouge thermique, par comparaison avec les profils verticaux obtenus *in situ* permet d'extrapoler les structures thermiques à l'ensemble de la zone couverte, tandis que la télédétection de la couleur de l'Océan, à l'aide des expériences Landsat et Coastal Zone Color Scanner (C.Z.C.S.) sur Nimbus 7 offre un moyen unique d'obtenir une vue synoptique sur de larges distances de phénomènes dont on peut généralement donner une interprétation biologique directe, et d'apprécier

la représentativité des stations océanographiques étudiées sur le terrain. Le présent article traite essentiellement de l'interprétation de l'image du 2 juillet 1977 de Landsat, où un phénomène interprétable comme une intense poussée phytoplanctonique est visible, en coïncidence partielle avec la position du front thermique. L'interprétation du signal en fonction des paramètres optiques, et l'étude de la structure spatiale de l'image en fonction du contexte océanographique, tel que le montrent notamment les premiers résultats des campagnes SATIR, démontre plus généralement la part importante que peut apporter la télédétection à l'océanographie biologique.

OBSERVATIONS

A) CARACTERISTIQUES DE L'IMAGE LANDSAT

Bien que non conçu pour les applications océanographiques, le satellite Landsat fournit d'utiles mesures de la couleur de l'océan (MAUL & GORDON, 1975; THOMAS, 1978). Cette mesure de couleur de l'océan est elle-même un indicateur de la présence dans l'eau de corps absorbant et diffusant la lumière, tels que les cellules planctoniques et les particules sédimentaires en suspension.

La répétitivité, une fois tous les 18 jours, associée à la faible probabilité de rencontrer une atmosphère sans nuages, explique le petit nombre de scènes Landsat disponibles sur le front d'Ouessant : moins d'une

dizaine depuis 1972. Cependant, sur le canal 500-600 nm de l'image du 2 juillet 1977, orbite 12434, on observe un système de deux taches de forme complexe d'environ 30 km de large, coïncidant approximativement avec la position du front (figure 2). La forme de la tache, dont la bordure présente des structures tourbillonnaires, démontre par elle-même qu'elle correspond à un phénomène marin. D'autre part, les bandes d'accumulation de matériel divers, y compris les phénomènes d'eau rouge*, ont au plus une largeur de quelques mètres, sans commune mesure avec le phénomène observé. La meilleure interprétation de celui-ci est donc qu'il s'agit d'une intense poussée phytoplanctonique.

Pour préciser cette interprétation, nous avons calculé la signature spectrale observée dans la zone supposée riche en phytoplancton, c'est-à-dire les réflectances correspondant aux quatre canaux ^{du radiomètre} à balayage de Landsat. Les conversions entre données numériques brutes et valeurs de réflectance ont été effectuées suivant les traitements exposés par VIOLLIER et BAUSSART (1979) : moyenne de carré de 6 x 6 points, calibration radiométrique, conversion en réflectance, correction de la diffusion atmosphérique moléculaire et de l'absorption par l'ozone. Les valeurs de réflectance ainsi obtenues sont apparues nettement surévaluées. La valeur du zéro de réflectance semble être

* La couleur seule ne suffirait pas à éliminer l'hypothèse d'un tel phénomène : une eau "rouge" à *Gyrodinium* est en réalité brun-verdâtre.

translatée d'environ 0,04, ce qui est probablement dû aux incertitudes de calibration radiométrique. Dans ces conditions, nous avons considéré qu'il était préférable d'ajuster le zéro de réflectance aux valeurs observées hors de la zone riche en phytoplancton. La figure 3 montre la signature spectrale d'un point situé au centre de cette zone, et la figure 4 décrit les variations relatives des réflectances des deux premiers canaux pour différents points de cette même zone. On observe que la réflectance augmente environ 7 fois plus dans le premier canal (500-600 nm) que dans le second (600-700 nm). D'après le modèle optique exposé en annexe, les valeurs très élevées de réflectance dans le canal 500-600 nm peuvent être expliquées par des concentrations en chlorophylle de quelques dizaines de mg/m^3 .

B) DONNEES COMPLEMENTAIRES

En l'absence de données océanographiques recueillies simultanément à la prise de vue de Landsat, l'interprétation de l'image porte sur la cohérence de la structure biologique vis-à-vis du champ de température de surface. On dispose en effet d'une thermographie du front obtenue à l'aide du satellite NOAA 5 le 3 juillet 1977, soit le lendemain de la prise de vue de Landsat. La figure 5 reproduit, en valeur relative, faute d'un étalonnage approprié pour les températures vraies, les isothermes déduits de l'image infrarouge, auxquels on a superposé le tracé schématique de la zone détectée comme riche en phytoplancton. On remarquera que la région étudiée est située à l'extrême limite du cliché infrarouge, qui ne la décrit que partiellement : il est probable que des isothermes $T + 1$ ($^{\circ}\text{C}$), et même $T + 2$, existent à l'ouest de la limite du champ de vue, représentée par la ligne en tiretés.

La position de la zone du développement intense du phytoplancton correspond en moyenne à celle du front thermique, aux isothermes T et T - 1. En particulier le chenal séparant les deux taches correspond à une avancée des eaux (T - 2) dans une direction sud-ouest au large d'Ouessant. A une échelle plus fine, on constate que les contours du front, lorsqu'ils ont pu être reconstitués dans le détail, présentent une bonne analogie avec la structure de la zone riche en phytoplancton. Chacune des avancées d'eau froide semble induire un maximum relatif de teneur en chlorophylle. La partie sud, près de la côte, fait cependant exception à cette règle. On ne remarque en effet aucune trace du phénomène sur l'extrémité du front, qui rejoint la côte en baie d'Audierne.

Ces observations s'accordent bien avec les caractéristiques biologiques décrites par ailleurs dans cette région. En premier lieu, les valeurs extrêmement élevées de réflectance de l'image Landsat correspondent à des teneurs extraordinairement fortes en chlorophylle, mais qui ont été effectivement rencontrées à diverses reprises sur le terrain. C'est ainsi que les valeurs comprises entre 60 et 100 mg/m³ ont été relevées par PINGREE et al. (1978) au nord-ouest d'Ouessant, à l'endroit exact de la tache supérieure de la figure 2. La position de la zone d'enrichissement par rapport au front thermique, correspond également aux observations de ces auteurs et, qualitativement sinon quantitativement, à d'autres plus anciennes (GRALL et al., 1971). C'est ainsi également qu'au cours de la campagne SATIR 2a, début septembre 1979, des teneurs supérieures à 20 mg/m³ ont été mesurées à l'ouest de la chaussée de Sein (GRALL et al., 1979). La distribution spatiale de ces valeurs est reproduite figure 6, et l'on note à nouveau une excellente concordance avec le tracé du front thermique, tel que le montrent les images infrarouges obtenues aux mêmes dates par le satellite TIROS N et dont un exemple est présenté figure 7.

Dans le cas des données de SATIR 2a, les valeurs quasi nulles de phaeophytine mettent clairement en évidence que le maximum de chlorophylle correspond effectivement à une intense production locale.

Afin de rappeler les mécanismes mis en avant dans la littérature pour expliquer l'existence de zones exceptionnellement productives au voisinage du front thermique, il convient d'examiner de plus près la particularité la plus originale mise en évidence par l'image Landsat, à savoir le comportement foncièrement différent des façades ouest et sud du front vis-à-vis de la production biologique. Cette différenciation ne semble pas être accidentelle, car il est également possible de la discerner à partir des données de SATIR 2b. Certes, pour cette campagne, les données pigmentaires font défaut en baie d'Audierne, du fait d'un incident technique. Cependant, la zone du maximum de chlorophylle au large (teneurs supérieures à $15-20 \text{ mg/m}^3$) correspondait à un changement très visible à l'oeil nu de la couleur de la mer, tandis que rien d'analogue n'a été observé en baie d'Audierne, où d'autres types de mesures ont été effectuées. Les données de SATIR 2a sont toutefois simplement indicatives à cet égard, et la démonstration apportée par l'image Landsat est beaucoup plus nette.

DISCUSSION

Les explications généralement mises en avant pour expliquer les coïncidences de teneurs élevées en chlorophylle et le tracé du front font appel à un apport de sels nutritifs sous l'effet d'une circulation turbulente (PINGREE et al., 1975). Dans la région homogène (minimum de température en

surface), l'intensité du brassage serait un facteur limitant, en entraînant les cellules végétales au-delà de la profondeur de compensation. Au coeur de la zone stratifiée, la thermocline bloque toute diffusion verticale, et aussi tout apport en sels nutritifs. Seule la région située immédiatement à l'ouest du front échapperait simultanément à ces deux limitations : on y trouverait des eaux issues de la région brassée, donc riches en sels nutritifs, récemment introduites en région stratifiée, donc stabilisées. L'existence des tourbillons en bordure du front jouerait un grand rôle dans ce mécanisme de diffusion horizontale d'éléments nutritifs (PINGREE et al., 1979) et expliquerait la similitude de tracé des zones à forte teneur en chlorophylle et des isothermes.

Dans ces conditions, il conviendrait de rechercher l'explication de la différence entre la partie ouest et la partie sud du front dans les apports en sels nutritifs. Des mesures appropriées sont disponibles pour la campagne SATIR 1 (juillet 1979). Ces mesures (fig.8) font effectivement apparaître, globalement, une relative carence en sels nutritifs de la baie d'Audierne, au moins au voisinage immédiat du front, par rapport à la zone frontale du large. Cependant, les écarts constatés ne sont pas considérables. Une explication complémentaire pourrait être recherchée dans le fait que les tourbillons comme d'ailleurs le gradient thermique de surface, sont généralement moins développés en baie d'Audierne qu'au large (cf. fig.1 et 7), ce qui traduirait une moindre intensité de la dynamique frontale.

Il reste cependant un obstacle important pour admettre définitivement le faisceau d'explications présenté ci-dessus, c'est que l'on rencontre assez souvent des situations où, bien que le front soit très développé et marqué par

des tourbillons, l'on n'observe pas pour autant de poussées phytoplanctoniques comparables à celle mise en évidence par l'image Landsat. Tel était, par exemple, le cas de SATIR 2b environ deux semaines après SATIR 2a, où les variations de chlorophylle sur l'ensemble de la mer d'Iroise étaient assez faibles. Toute recherche d'explication doit donc tenir compte du caractère intermittent ou épisodique des poussées phytoplanctoniques en zone frontale. On peut, en outre, faire remarquer que les eaux profondes de la zone stratifiée sont relativement riches en sels nutritifs (GRALL et al., 1971; LE CORRE et TREGUER, 1976). La figure 8 montre bien cette caractéristique pour SATIR 1, et met en évidence que la zone brassée est beaucoup plus pauvre, les teneurs en azote n'approchant, à la station 13, les valeurs d'une véritable réserve qu'en-dessous de 70m. En zone stratifiée, par contre, y compris à proximité immédiate du front, les fortes valeurs se rencontrent déjà juste sous la thermocline. En période de vive-eau, l'augmentation d'intensité des courants de marée pourrait provoquer une certaine érosion de la thermocline en bordure du front, et favoriser ainsi les échanges verticaux, donc la fertilisation des eaux de surface. Cette interprétation correspond bien aux observations disponibles : à la campagne SATIR 2a, les plus fortes valeurs de chlorophylle ($> 20 \text{ mg/m}^3$) ont été rencontrées le 7 septembre, en forte vive-eau, à la fin d'une période d'augmentation des coefficients de marée, situation qui est aussi celle de la date de l'image Landsat présentée figure 2. Dans ces conditions, la diffusion horizontale engendrée par les tourbillons, si elle ne peut être totalement négligée, ne jouerait qu'un rôle d'appoint, surtout s'il se confirme que les teneurs en sels nutritifs sont le plus souvent faibles en surface dans la zone brassée.

En baie d'Audierne, l'augmentation des coefficients de marée aurait un moindre effet sur la production phytoplanctonique pour deux raisons principales. En premier lieu la réserve de sels nutritifs y est plus éloignée des eaux superficielles de la zone frontale qu'au large (fig.8). En second lieu et surtout, les courants de marée y paraissent très faibles, même en vive-eau, et il est peu probable qu'ils puissent entraîner un enrichissement marqué en zone euphotique. Aux hypothèses explicatives qui viennent d'être présentées, il manque encore cependant la confirmation que pourra seule apporter, le cas échéant, une série d'observations suffisamment nombreuses et systématiques.

CONCLUSION

A la belle saison, le front d'Ouessant, visible sur les thermographies satellitaires s'étend à l'entrée de la Manche de la Cornouaille britannique au sud de la Bretagne, où il rejoint le plus souvent la côte en baie d'Audierne. L'influence de cette structure sur le fonctionnement de l'écosystème pélagique est encore très insuffisamment connue. L'on sait cependant que d'intenses poussées phytoplanctoniques peuvent se produire au voisinage de ce front. C'est ainsi que l'image Landsat du 2 juillet 1977 fait apparaître des zones de réflectance élevée dans le canal 500-600 nm, que l'utilisation d'un modèle optique approprié permet d'interpréter comme correspondant à des teneurs superficielles en chlorophylle a situées dans la gamme 10-30 mg/m³. Ces valeurs concordent avec celles directement mesurées sur le terrain lors de la campagne SATIR 2a (septembre 1979) comme avec d'autres données relevées dans la littérature, ce qui met en évidence la fiabilité de la télédétection par satellite.

L'interprétation du phénomène observé reste cependant quelque peu problématique. Si les très faibles teneurs en phaeoplytine mesurées à SATIR 2a laissent penser que l'on a affaire à une intense production locale plutôt qu'à une accumulation passive liée à la circulation générale des eaux, le problème reste posé de la causalité de telles poussées phytoplanctoniques. L'on observe en particulier qu'aussi bien dans le cas mis en évidence par l'image Landsat que dans celui de SATIR 2a, le phénomène est localisé à la partie occidentale du front, et que la branche méridionale, rejoignant la côte en baie d'Audierne n'en montre pas trace. Ces deux secteurs paraissent caractérisés par

une différence dans la disponibilité des réserves en sels nutritifs dans les couches profondes. De plus, les poussées phytoplanctoniques localisées au voisinage du front ne présentent pas un caractère permanent. Bien que des séries d'observations suffisamment systématiques dans le temps fassent encore défaut, il semble que ces phénomènes ne soient observés qu'en vive-eau, à la fin d'une période d'augmentation des coefficients de marée. Dans ces conditions, l'augmentation d'intensité des courants de marée, provoquant un certain degré d'érosion de la thermocline, et facilitant les échanges verticaux, entraînerait un apport de sels nutritifs dans les eaux superficielles en bordure du front, dans la zone où les réserves sont disponibles. Si les données sont encore insuffisantes pour conclure définitivement, c'est là au moins une hypothèse explicative qui doit retenir l'attention.

A N N E X E

MODELE OPTIQUE

Les variations de réflectances observées sur les canaux 500-600 nm et 600-700 nm peuvent être interprétées à l'aide d'un modèle théorique. En supposant que le milieu est homogène, au moins dans la couche euphotique, la réflectance de rétrodiffusion de l'eau ρ_w peut s'écrire comme une fonction linéaire du rapport b'/a , b' et a étant les coefficients respectivement de rétrodiffusion et d'absorption. Nous utilisons la formule :

$$\rho_w(\lambda) = 0,16 \frac{b'(\lambda)}{a(\lambda)} \quad (1)$$

qui correspond approximativement à la formule $\rho_w = 0,33 b'/a$ utilisée par MOREL et PRIEUR (1977) dans le cas où la réflectance est mesurée sous la surface de la mer. Pour les variations spectrales de b' et a , nous emprunterons un modèle proche de celui suggéré par MOREL et PRIEUR (1977) et MOREL (1980) :

a) pour la diffusion

$$b'(\lambda) = 0,012 b_p(500) \left(\frac{500}{\lambda}\right) + 0,5 b_o(\lambda) \quad (2)$$

où b_p est le coefficient de diffusion par les particules en suspension, suivant en première approximation une loi en λ^{-1} ; 0,012 correspond à une valeur moyenne du coefficient de rétrodiffusion par les particules; b_o est le coefficient de diffusion moléculaire (MOREL, 1973).

b) pour l'absorption

$$a(\lambda) = a_o(\lambda) + C a_c(\lambda) + b_p(500) a_x(\lambda) \quad (3)$$

où a_o est le coefficient d'absorption pour l'eau pure, C la concentration en chlorophylle a (mg/m^3), a_c le coefficient d'absorption spécifique correspondant, a_x le coefficient d'absorption pour les autres matières (en solution ou en suspension), que l'on considère varier linéairement avec b_p . Pour a_c , nous utilisons les données de BRICAUT (1979) qui correspondent à une moyenne de 5 espèces de phytoplancton, et pour a_x les données de MOREL et PRIEUR (1977).

Nous introduisons enfin une corrélation linéaire entre C et b_p :

$$b_p(500) = 0,02 + b^*C \quad (4)$$

en distinguant 3 cas de turbidité : $b^* = 0,1$ (clair), 0,5 (moyen) et 1 (turbide). Cette loi, qu'on ne peut pas considérer comme vérifiée dans tous les cas, s'avère cependant pratique pour donner un certain nombre de couples réalistes de valeurs de b_p et de C.

La figure 9 montre les variations spectrales de ρ_w pour le modèle moyennement turbide et diverses valeurs de concentration en chlorophylle.

Au fur et à mesure que la concentration en chlorophylle (C) augmente, on observe une diminution de ρ_w entre 400 et 500 nm due au rôle prépondérant des phénomènes d'absorption dans cette région et une augmentation au-delà de 500 nm expliquée par la diffusion des particules en suspension. Comme Landsat ne possède pas de canal en-deçà de 500 nm, c'est exclusivement ce dernier phénomène qui est observé. Une concentration en

pigment C ne peut être associée au signal de Landsat que dans la mesure où l'on connaît les termes de la corrélation entre C et le coefficient de diffusion b_p , telle que celle introduite par l'équation 4.

Le signal correspondant au premier canal de Landsat représente l'intégrale de la réflectance dans l'intervalle 500-600 nm. Cette intégrale a été calculée et tracée, figure 10, en fonction de la concentration en chlorophylle pour différents cas de turbidité. On constate que seul un modèle turbide ($b^* > 0,5$) permet d'expliquer des variations de réflectances aussi élevées que 0,04 observées au centre du bloom. De telles valeurs correspondent d'après le cas "turbidité moyenne" ($b^* = 0,5$), à des concentrations de chlorophylle supérieures à 20 mg/m^3 .

La figure 4 montrait que l'amplitude des variations des réflectances était globalement sept fois plus élevée pour le premier canal que pour le second. Les modèles précédents ne permettent pas d'expliquer un rapport aussi élevé. Sur la figure 9 le rapport des réflectances correspondant aux intervalles 500-600 nm et 600-700 nm est situé aux environs de 3. Différentes hypothèses peuvent être émises pour expliquer cette différence. Par exemple, une couche d'eau claire en surface, recouvrant la couche de plancton, aurait pour effet d'atténuer le signal principalement dans le canal 600-700 nm. Une épaisseur de quatre mètres expliquerait la différence observée. Si l'on garde l'hypothèse d'un milieu verticalement homogène, il faudrait considérer que le coefficient d'absorption de la chlorophylle utilisé dans le modèle est surestimé dans le canal 500-600 nm. L'absorption par la chlorophylle devrait être quasiment nulle dans cet intervalle pour expliquer le rapport 7 observé. C'est ce

que montre la figure 11 où le rapport des variations de réflectances correspondant aux intervalles 500-600 nm et 600-700 nm est tracé dans le cas d'un modèle moyennement turbide

$$b_p(500) = 0,02 + 0,5C$$

et différentes valeurs du coefficient d'absorption entre 500 et 700 nm :

$$a(\lambda) = a_w(\lambda)$$

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + C a_c(\lambda)$$

et

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + C a_c(\lambda) + b_p(500) a_x$$

Seul le premier cas correspond à un rapport voisin de 7. Les autres cas pourraient expliquer le rapport moins élevé qui semble caractériser les points de maximum de réflectance (voir figure 4). Un modèle unique d'absorption spécifique de la chlorophylle paraît donc mal adapté. Un premier modèle, caractérisé par une absorption quasi-nulle dans l'intervalle 500-600 nm expliquerait le rapport voisin de 7 observé pour les points de transition entre les zones pauvres et riches en chlorophylle. Dans la zone de maximum de chlorophylle, où une diminution de ce rapport est décelée, un second modèle proche de ceux de MOREL et PRIEUR (1977) et BRICAUT (1979) serait mieux adapté. Ces résultats suggèrent que les canaux 500-600 et 600-700 nm de Landsat peuvent donner, dans certains cas, deux informations indépendantes.

Remerciements

Le présent travail utilise les données recueillies sur le terrain au cours des missions SATIR 1 et 2, partiellement financées par le CNEXO dans le cadre de contrats de recherche. Il a également bénéficié d'un soutien du CNES dans le cadre de l'ATP "télédétection 1979" du C.N.R.S.

Des données nous ont été également fournies en ce qui concerne les images thermiques par des collègues non signataires du présent article, en particulier M. PHILIPPE et B. TOURNIER du Centre de Météorologie Spatiale de Lannion, ainsi que par l'équipe de télédétection de l'Ecole des Mines à Sophia-Antipolis.

Enfin, nous tenons tout particulièrement à remercier Madame Mireille GRALL d'avoir bien voulu nous communiquer les dernières notes de son mari, ce qui nous a permis d'établir une mise au point finale du manuscrit que nous espérons conforme à ce qu'il eût souhaité.

REFERENCES

- BRICAUT A., 1979 - "Absorption, diffusion (et rétrodiffusion) de la lumière par les substances influant sur la couleur des eaux de mer". Thèse de 3e cycle, Paris VI.
- CHEW F., 1955 - "On the offshore circulation and a convergence mechanism in the red tide region off the west coast of Florida". Transactions of the American Geophysical Union, vol.36, 963-971.
- DIETRICH G., 1950 - "Die anomale Jahreschwankung der Wärmeinhalts in Englischen Kanal, ihre Ursachen und Auswirkungen". Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 3, 184-204.
- GARZOLI S., 1979 - "Contribution à l'étude de la formation et de l'évolution du front thermique sur le plateau continental breton". Ann. Hydro. 7, 5-21.
- GRALL J.R. et LE FEVRE J., 1967 - "Une eau rouge à Noctiluques au large des côtes de Bretagne". Penn ar Bed, 51, 153-163.
- GRALL J.R., LE FEVRE J. - LEHOERFF G., LE FEVRE J., 1971 - "Observations sur la distribution du plancton à proximité d'Ouessant en juin 1969 et ses relations avec le milieu physique". Cahiers océanographiques, 23, 145-170.
- GRALL J.R., LE CORRE P., LE FEVRE J., MARTY Y., TOURNIER B., 1980 - "Caractéristiques estivales de la couche d'eau superficielle dans la zone du front thermique ouest-Bretagne", Océanis, 6, 235-249.
- LE CORRE P., TREGUER P., 1976 - "Contribution à l'étude de la matière organique dissoute et des sels nutritifs dans l'eau de mer. Caractéristiques chimiques du Golfe de Gascogne et des upwellings côtiers de l'Afrique du nord-ouest". Thèse de doctorat ès-sciences, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 490p.

- LE FEVRE J., GRALL J.R., 1970 - "On the relationship of Noctiluca swarming off the Western coast of Brittany with hydrological features and plankton characteristics of the environment". J.Exp.Mar. Biol.Ecol.,4,287-306.
- LE FEVRE J., QUINIOU-LE MOT F., TOURNIER B.,1979 - "Structures thermiques et distribution de certains organismes planctoniques : nouvelles méthodes d'approche à partir de l'exemple du site de Plogoff. Journées de thermoécologie, Nantes, novembre 1979. A paraître au recueil édité par E.D.F.
- LE MAGUERESSE A., 1974 - "La structure thermique sur le plateau continental dans le secteur Ouest-Bretagne, son évolution annuelle et quelques aspects de sa variabilité dans une zone frontale". Thèse de Doctorat de Spécialité, Université de Bretagne Occidentale, 138p.
- MAUL G.A., GORDON M.R.,1975 - "On the use of the earth resources technology satellite (Landsat 1) in optical oceanography". Remote Sensing of Envir.4,95-128.
- MOREL A.,1973 - "Diffusion de la lumière par les eaux de mer". Agard Lecture Series,N°61,3.1.1.-3.1.76.
- MOREL A., PRIEUR L.,1977 - "Analysis of variations in Ocean Color". Limnol. and Oceanogr.,22,709-722.
- MOREL A.,1980 - "In-water and remote measurements of Ocean Color". Boundary Layer Meteorology,18,177-201.
- PINGREE R.D., FORSTER G.R., MORRISSON G.K.,1974 - "Turbulent convergent tidal fronts". J.Mar.biol.Ass.U.K.,54,469-479.

- PINGREE R.D., PUGH P.R., HOLLIGAN P.M., FORSTER G.R., 1975 - " Summer phytoplankton blooms and red tides along tidal fronts in the approaches to the English Channel ". *Nature*, 258,672-677.
- PINGREE R.D., 1975 - " The advance and retreat of the thermocline on the continental shelf ". *J.Mar.biol.U.K.*, 55,965-974.
- PINGREE R.D., GRIFFITHS D.K., 1978 - " Tidal fronts on the shelf seas around the British Isles ". *J.Geoph.Res.*, 83,4615-4622.
- PINGREE R.D., HOLLIGAN P.M. and MARDELL G.T., 1978 - "The effects of vertical stability on phytoplankton distribution on the summer of the northwest European Shelf ". *Deep Sea Res.*, 25,1011-1028.
- PINGREE R.D., HOLLIGAN P.M., MARDELL G.T., 1979 - " Phytoplankton growth and cyclonic eddies ". *Nature*, 278,245-247.
- RAILLARD J., 1975 - " Les zones frontales dans le nord du Golfe de Gascogne et en mer Celtique ". *Laboratoire d'Océanographie Physique, Université de Bretagne Occidentale, rapport scientifique n° 7, convention D.R.M.E.*
- SIMPSON J.M., PINGREE R.D., 1978 - " Shallow sea fronts produced by tidal stirring ". *Oceanic Fronts in Coastal Processes, Proceedings of a Workshop held at the Marine Sciences Research Center, May 25-27, 1977, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg New-York, 1979.*
- SOUTHWARD A.J., 1962 - " The distribution of some plankton animals in the English Channel and approaches - Surveys with the gulf III high speed sampler, 1958-60 ". *J.Mar.biol.U.K.*, 42,275-375.

THOMAS Y.F., 1978 - " Utilisation des données Landsat pour la mise en évidence de la turbidité en zones littorales, limite des méthodes ". Publ.Sci.Tech.CNEXO : Actes Colloque 5, 109-121.

VIOLLIER M., BAUSSART N., 1979 - " Enhancement of Landsat imagery for the monitoring of coastal waters. Application to the southern part of the North Sea". Proc.13th Int.Symp. on Remote Sensing of Environment, Ann Arbor,1093-1105.

Figure 1 - Image infrarouge thermique de l'expérience Heat Capacity Mapping
Mission de la NASA, du 25 août 1978

Les teintes les plus sombres correspondent aux plus basses températures de surface. Cette image met en évidence les principales caractéristiques du front d'Ouessant :

- l'accrochage à la côte de la façade sud du front à proximité de la pointe du Raz;
- la position de la façade ouest à quelques kilomètres au large de l'île d'Ouessant;
- la forme complexe de la bordure du front, juxtaposition de tourbillons le plus souvent cycloniques.

Plus au large, on observe les phénomènes de remontées d'eau froide à la limite du talus continental.

Figure 1 - Thermal infrared image from the heat capacity Mapping Experiment
of NASA, August, 25, 1978

The darker areas correspond to the lower temperatures. This images show the main characteristics of the Ushant front :

- the way its southern branch comes ashore close to the pointe du Raz;
- the position of its western branch a few kilometers off Ushant;
- the complex pattern of the front outline, made up of a series of eddies, most of them cyclonic.

Further offshore, cold water upwelling along the shelf break is observed.

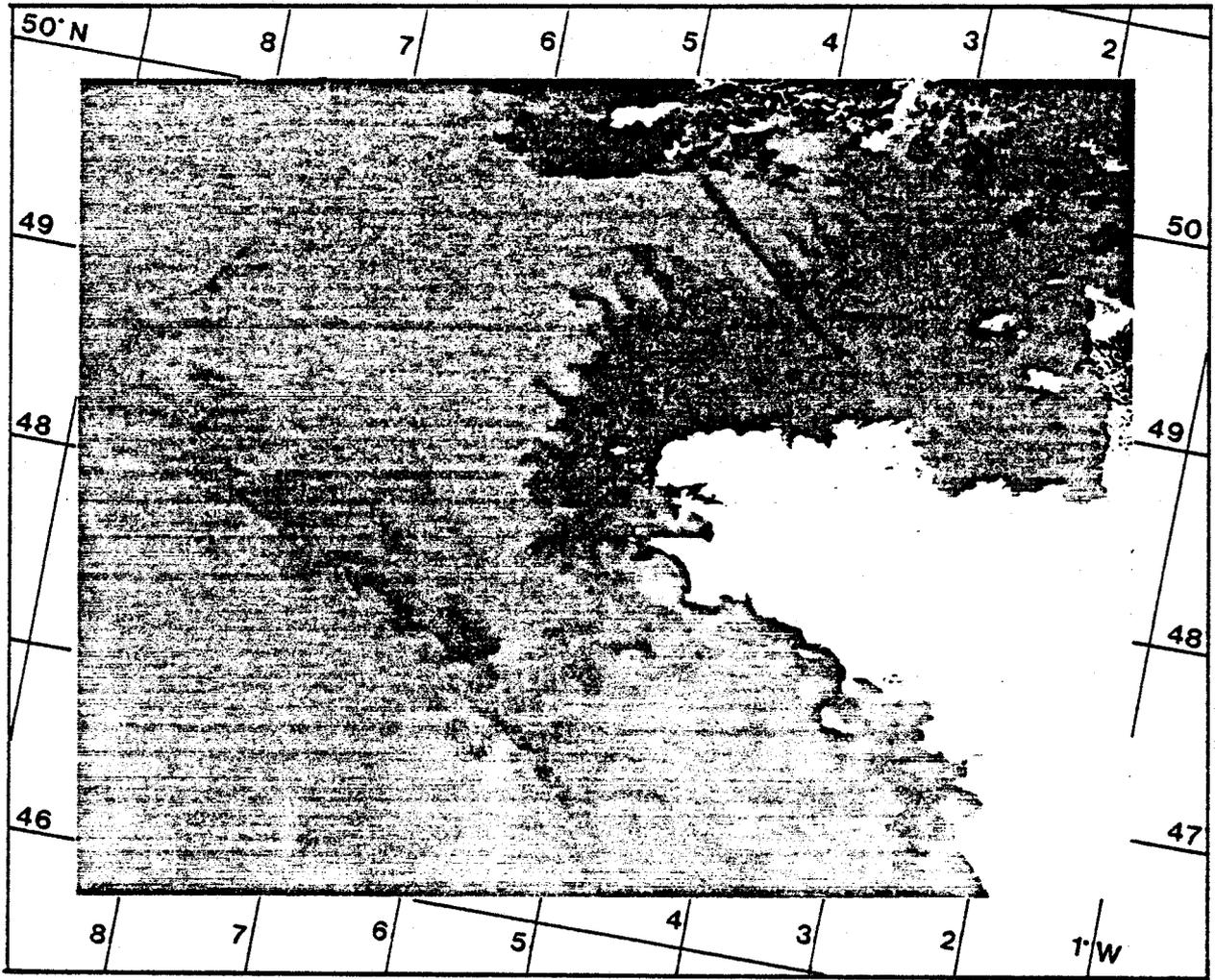


fig 1



Figure 2 - Image Landsat du 2 juillet 1977 -

Positif du canal 500-600 nm. Document G.D.T.A.-Telespazio. Les taches claires observées en mer correspondent à des zones de réflectances élevées, que l'on interprète comme correspondant à de très fortes concentrations en phytoplancton.

Figure 2 - Landsat image of July, 2, 1977 -

Positive of the 500-600 nm channel, document G.D.T.A.-Telespazio. Clear areas offshore correspond to high reflectance values, interpreted as showing up high phytoplankton concentrations.

27

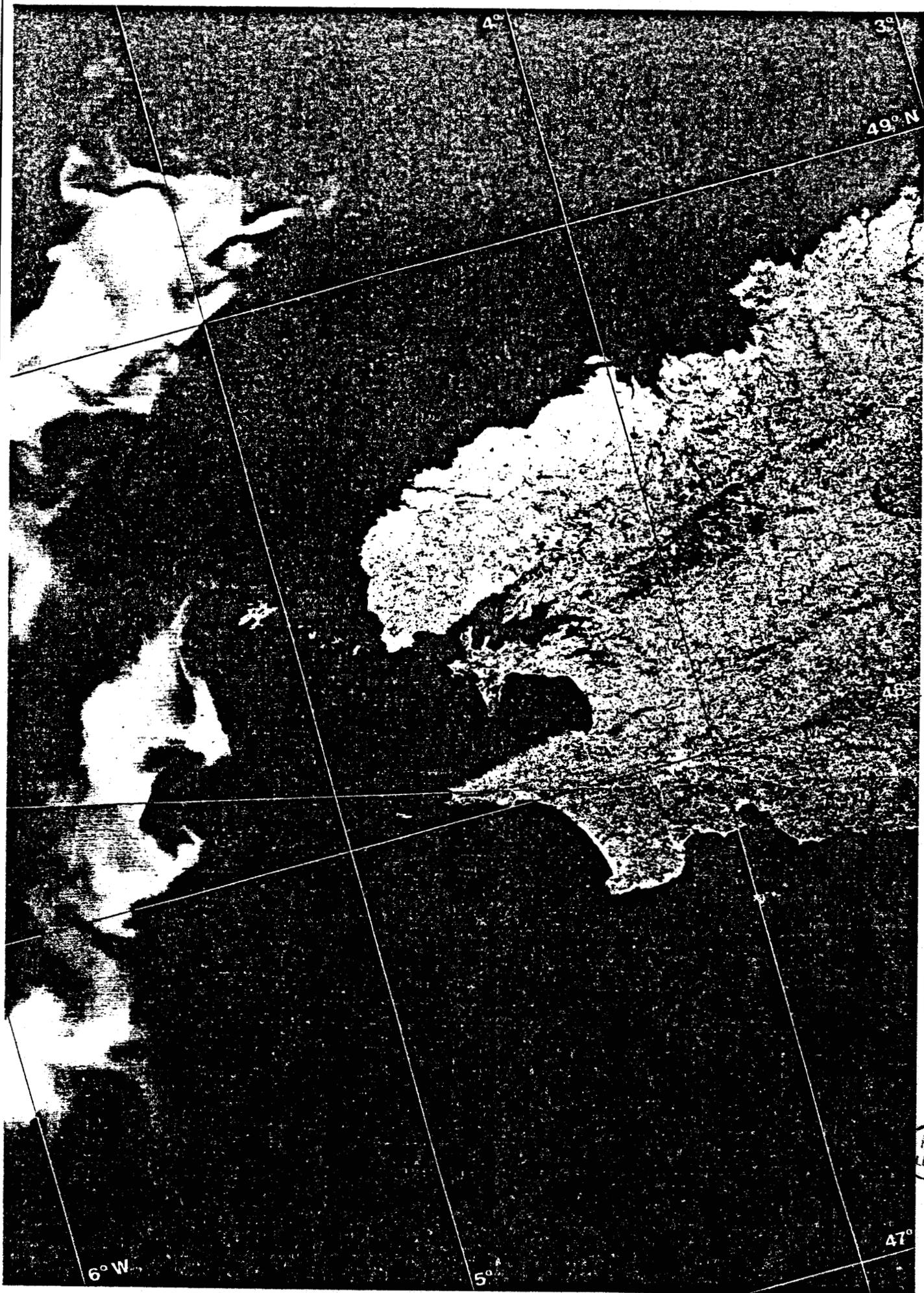


fig 2

25

Figure 3 - Signature spectrale caractéristique des taches observées sur la figure 2.

Les réflectances sont corrigées des effets atmosphériques. Le zéro de réflectance a été ajusté aux valeurs trouvées hors des taches.

Figure 3 - Spectral signature of the clear areas from figure 2.

Reflectance is corrected for atmospheric effects. Zero is adjusted to the values found out of the bloom area.

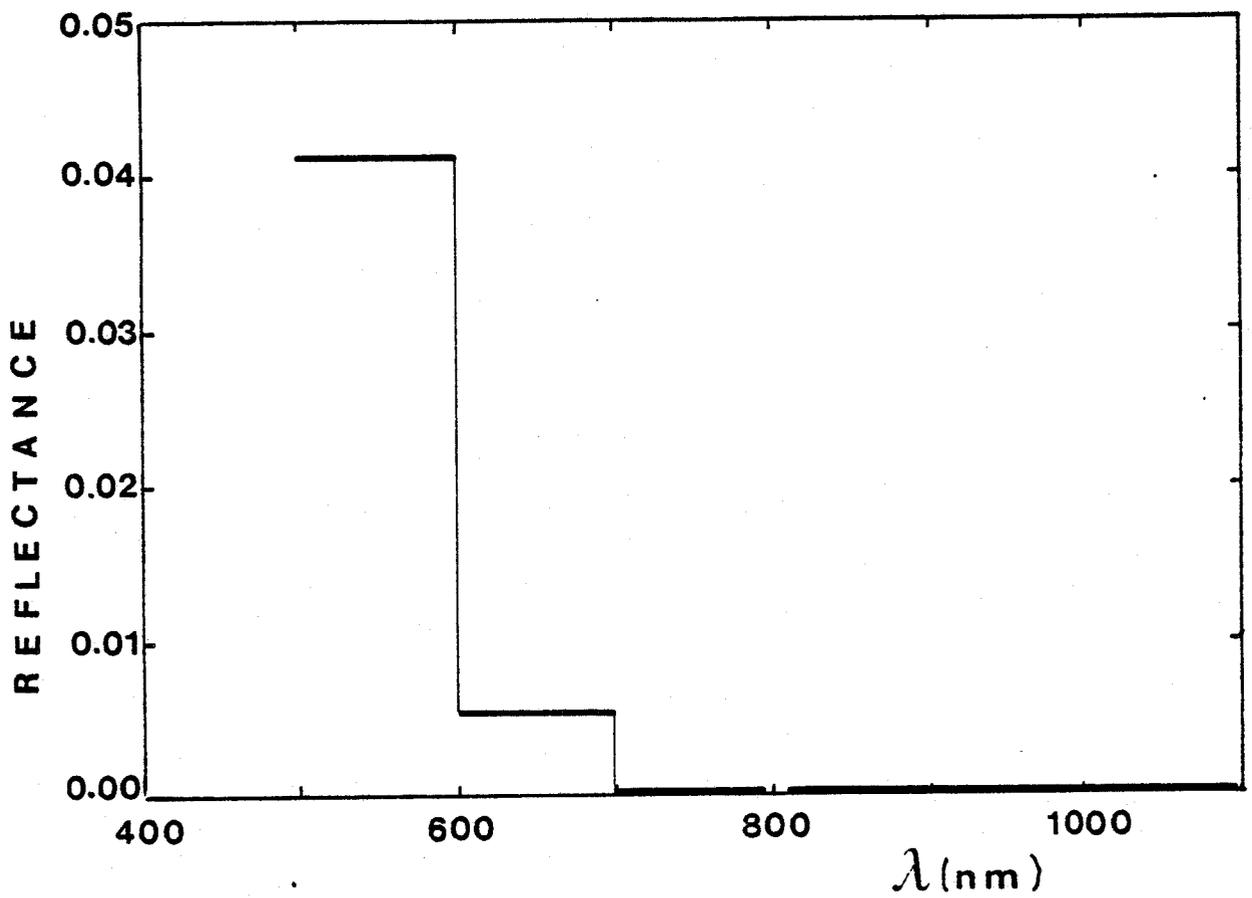


fig 3



Figure 4 - Intercomparaison des réflectances des canaux 500-600 nm
et 600-700 nm

L'amplitude globale de variation est sept fois plus élevée sur le canal 500-600 nm. Si on isole les points de maxima de réflectance ce rapport apparaît moins élevé.

Figure 4 - Intercomparison between the reflectances from the 500-600 and
600-700 nm channels

Total variation range is seven times larger for the 500-600 nm channel. When maximal reflectance values are taken into consideration separately, this ratio is somewhat lower.

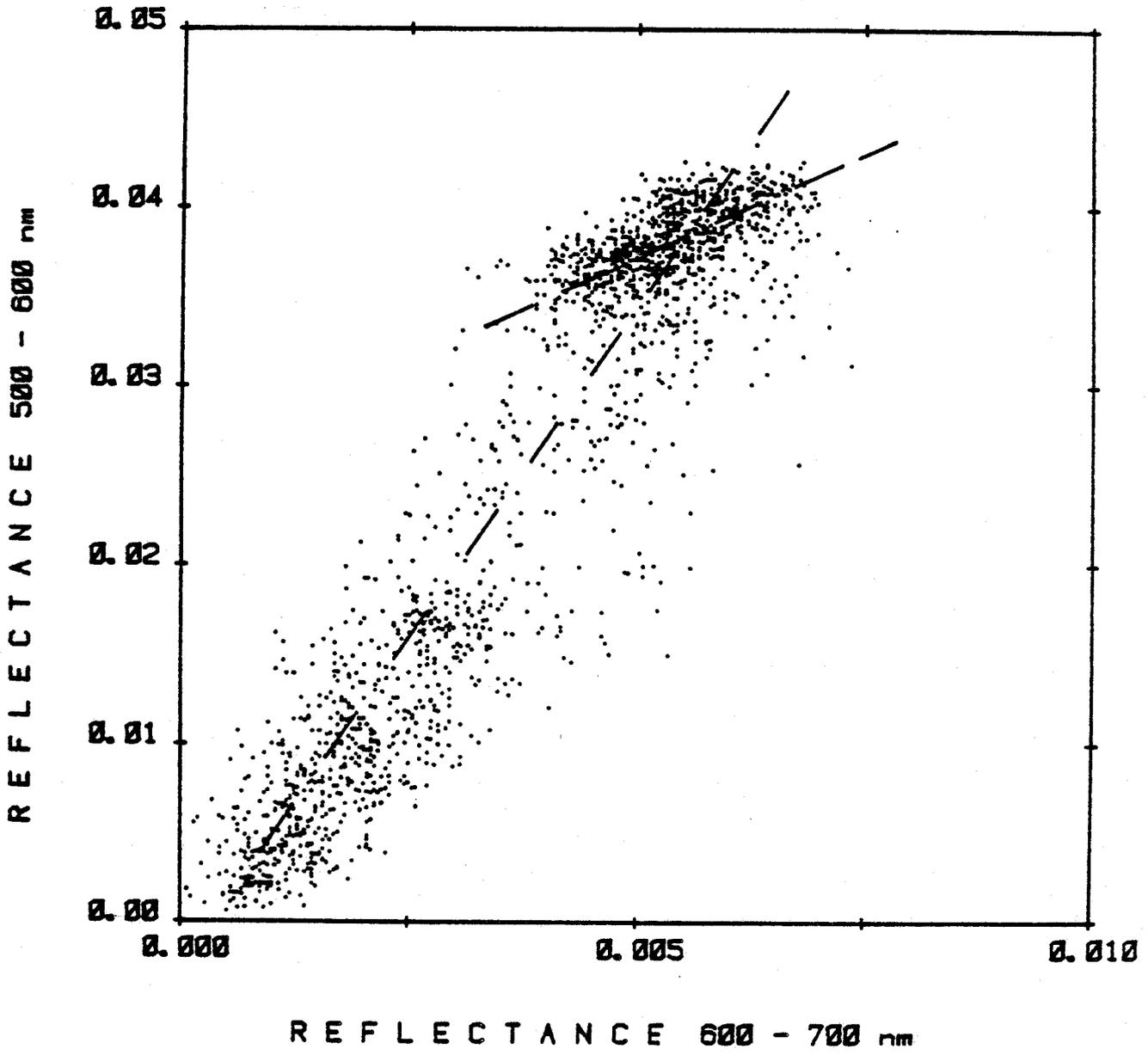


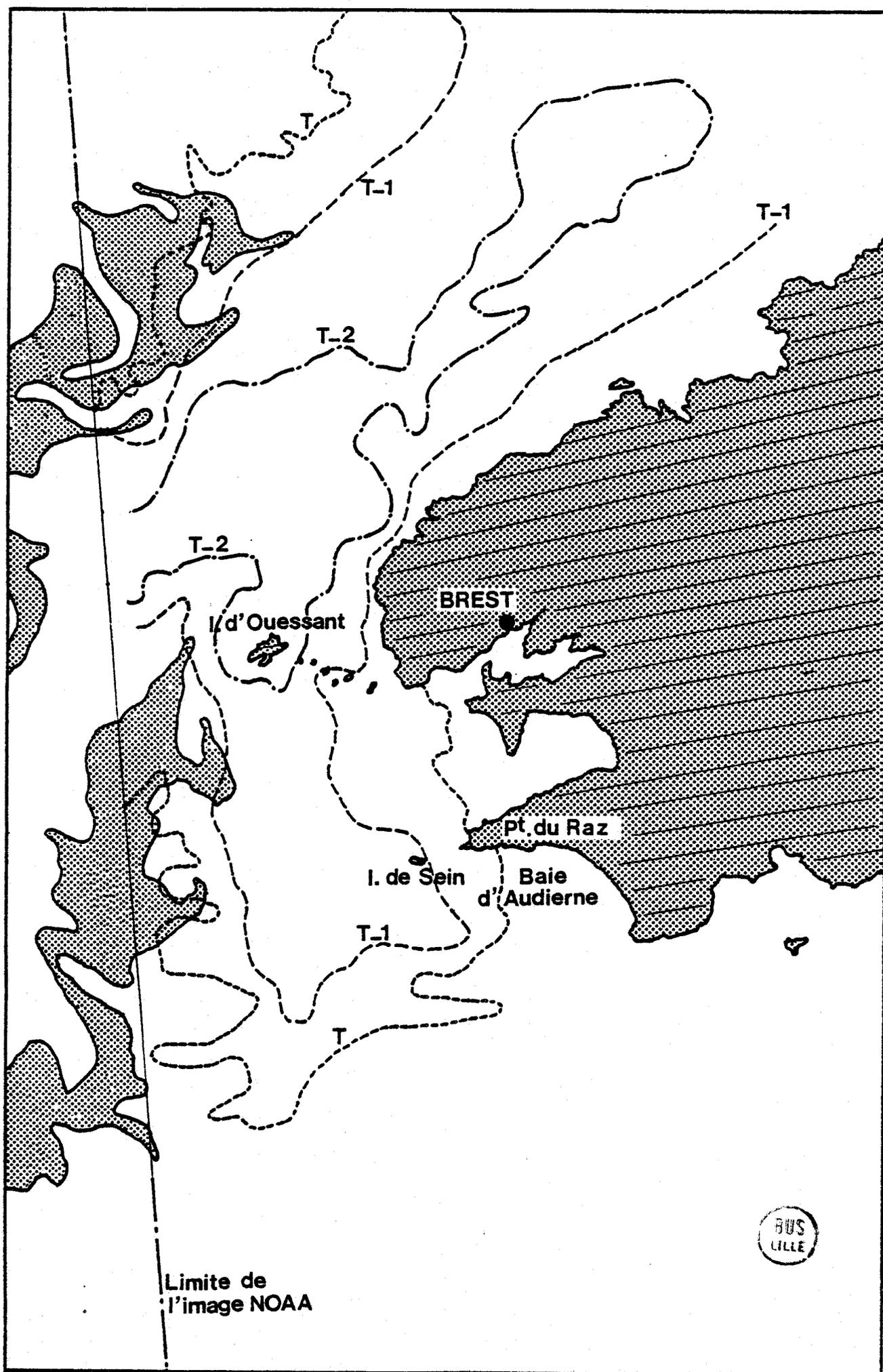
fig 4



Figure 5 - Tracé des isothermes de surface d'après le satellite NOAA-5,
le 3 juillet 1977,

soit le lendemain de la prise de vue de Landsat. On a superposé le tracé schématique des zones détectées comme riches en phytoplancton. Le traitement des données thermiques a été effectué par M. ALBUISSON au Centre de Télé-détection et d'Analyse des Milieux Naturels de l'Ecole des Mines de Paris.

Figure 5 - Surface temperature pattern, from the satellite NOAA-5, july,3,1977,
i.e., the day after the situation observed by Landsat. Stippled areas broadly correspond to the phytoplankton maximum as shown by the Landsat image. Infrared data were processed by M. ALBUISSON, from the Remote Sensing Center of the "Ecole des Mines" of Paris.



34

Figure 6 - Distribution des teneurs en chlorophylle a en surface (mg/m³)

campagne SATIR 2a, 3 au 8 septembre 1979 d'après GRALL et al.1980

Les points noirs dans les zones en grisé clair, blancs dans les zones en grisé sombre, indiquent l'emplacement des prélèvements. Les tiretés correspondent aux secteurs où le tracé des lignes d'égal concentration ne pouvait être fait sans une certaine part d'interprétation.

La carte obtenue met en évidence un phénomène analogue à celui qu'on observe sur l'image Landsat présentée figure 2. Il est cependant à remarquer que son établissement a nécessité une semaine de travail de terrain, pour aboutir à une description beaucoup plus incertaine dans le temps et de beaucoup plus faible résolution spatiale.

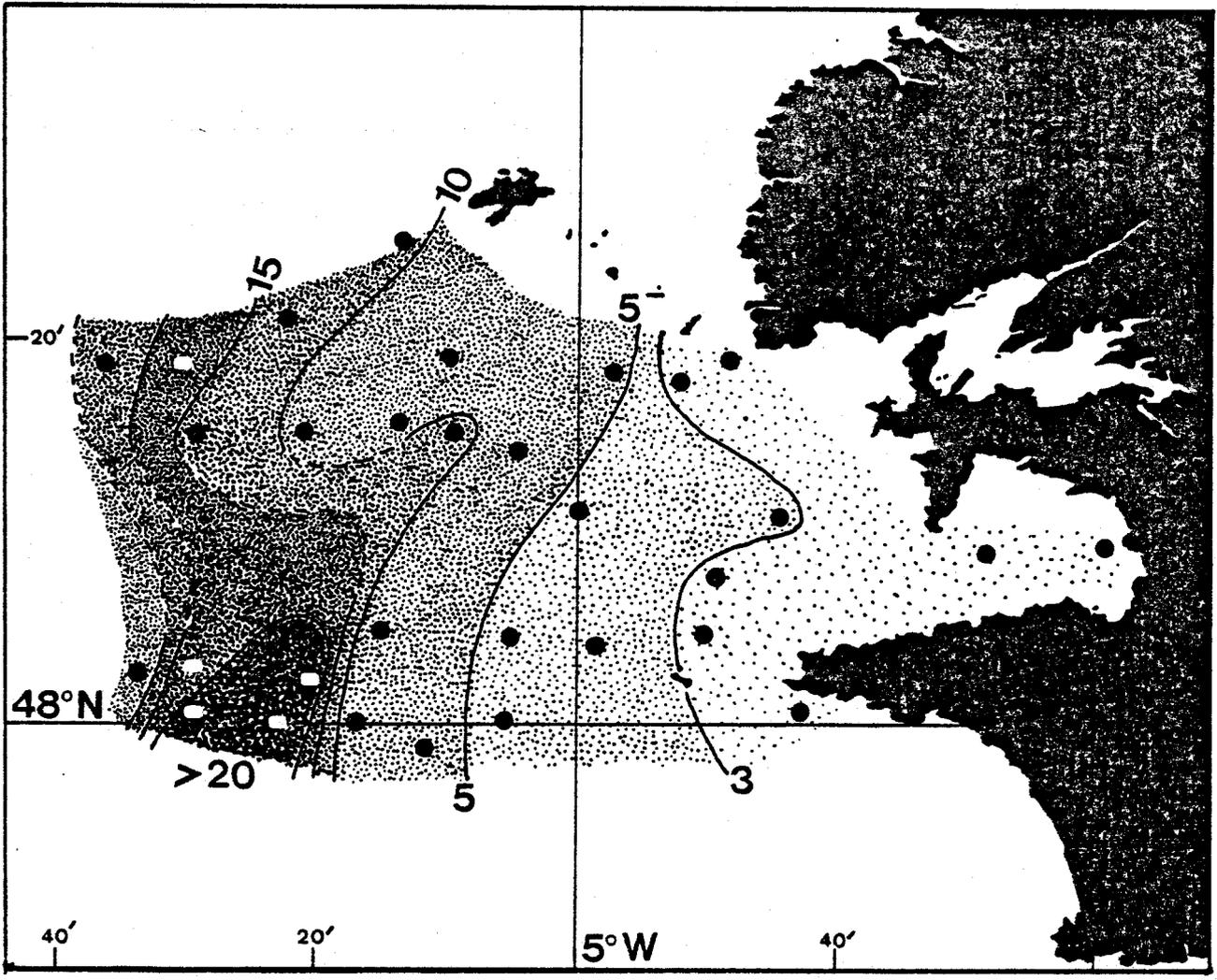
Figure 6 - Surface chlorophyll a content (mg/m³), cruise SATIR 2a, september 3-8, 1978 (from GRALL et al., 1980).

The dots, black in light stippled areas, white in dark stippled areas, show where the samples come from. Interrupted lines are used where establishing equal concentration lines requires some amount of interpretation.

The chart shows up a phenomenon similar to the one observed on the Landsat image figure 2.

It can be noted, however, that this required a week of field work, for a result much where subject to time bias, and the spatial resolution of which is quite lower.





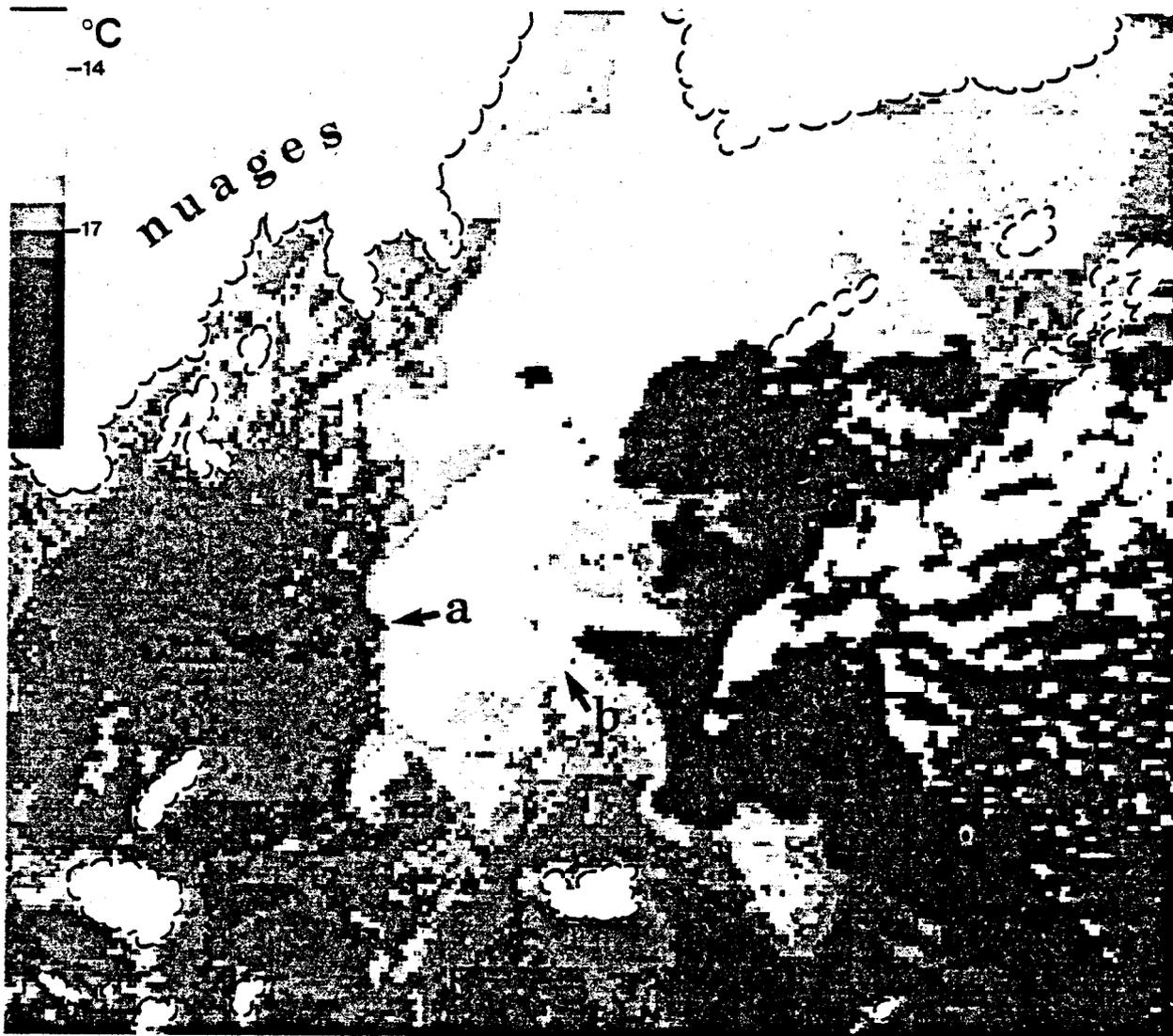
BUS
LILLE
1996

Figure 7 - Situation thermique en Iroise au moment de la campagne SATIR 2a

Le cliché reproduit une image infrarouge obtenue par le satellite TIROS-N le 7 septembre 1979. La correspondance des gammes de gris, en haut à gauche, avec la température de surface, est donnée d'après les mesures de terrain réalisées à la même date, et couvrant la gamme 13.0-17,4°. Le traitement informatique du signal (M. PHILIPPE et B. TOURNIER, Centre de Météorologie Spatiale, Lannion) était initialement ajusté pour obtenir un écart de 0,5°C par nuance de gris : on constate une bonne concordance avec l'étalonnage terrain. La comparaison de cette image avec la figure 6 montre qu'une intense poussée phytoplanctonique est localisée sur la partie ouest du front (a), tandis que la branche sud, rejoignant la côte en baie d'Audierne (b) ne montre aucune trace du phénomène.

Figure 7 - Temperature pattern in the Iroise during the cruise SATIR 2a -

The figure shows an infrared image obtained by the satellite TIROS N on september 7,1979. The correspondance between grey shades, top left, with surface temperature, is given from field measurements carried out at the same date, over the range 13.0-17.4°C. Processing of the signal (M. PHILIPPE and B. TOURNIER, space Meteorological Center, Lannion) was initially adjusted to obtain a temperature gradient of 0.5°C per shade; which agrees quite well with field data. Comparison of this image with figure 6 shows that an intense phytoplankton bloom takes place on the western part of the front (a), while the southern branch, coming ashore in the Baie d'Audierne (b), shows no evidence of the phenomenon.



Météorologie Nationale, CMS, Lannion

1972

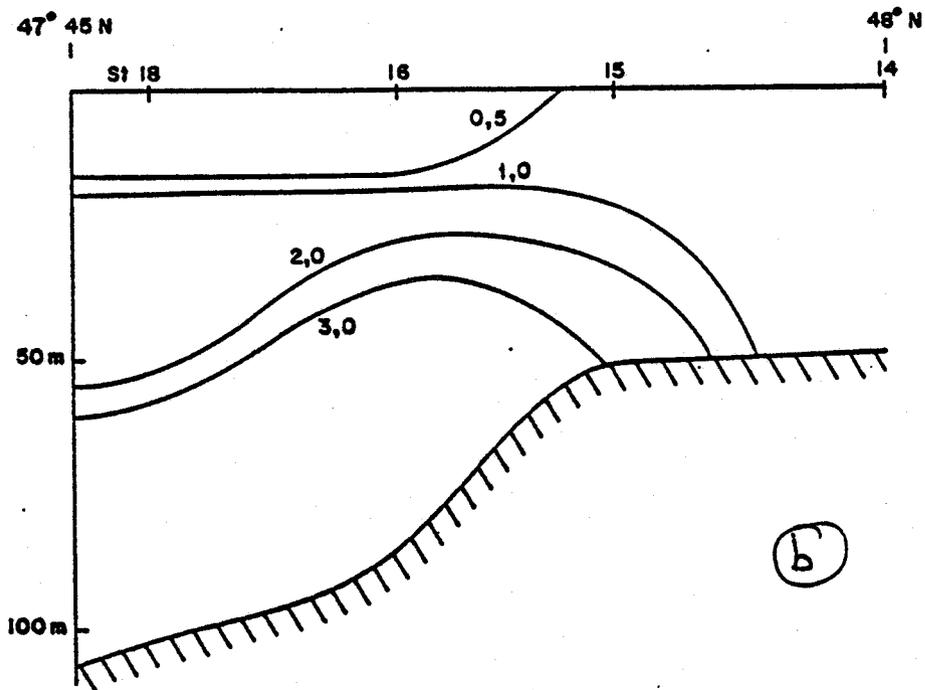
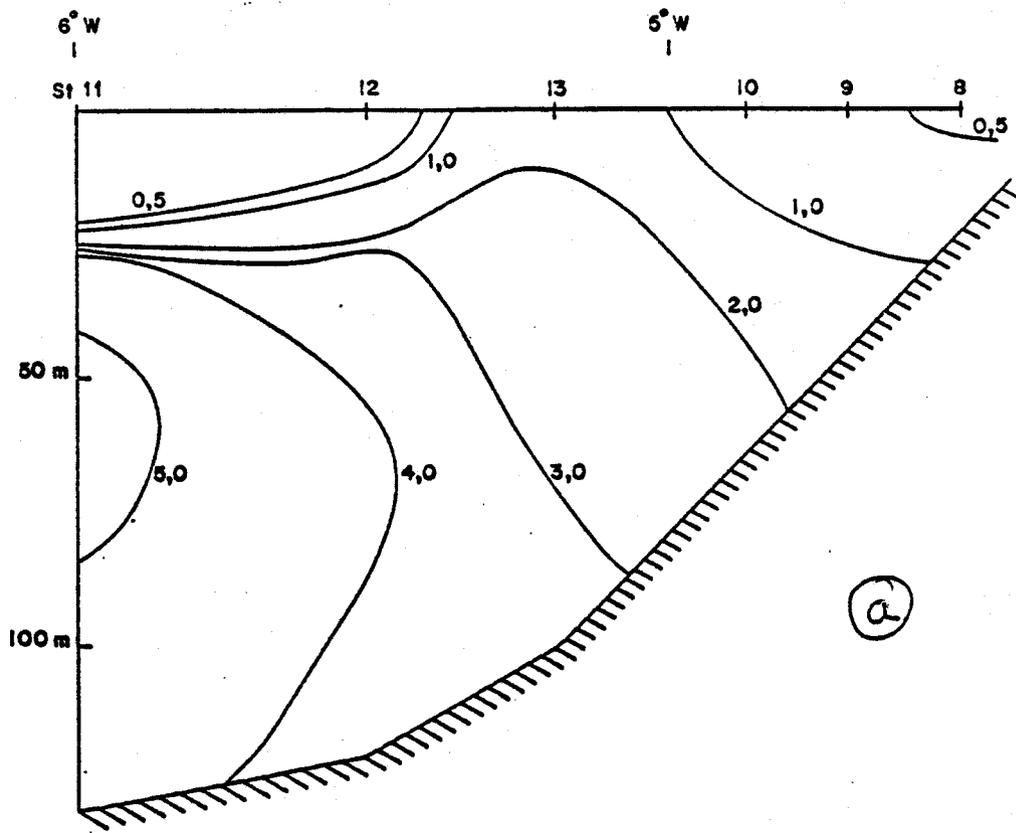


Figure 8 - Distribution verticale des nitrates ($\mu\text{tg/litre}$) pendant la campagne SATIR 1 (juillet 1979).

Secteur ouest (a) et sud (b) de la région étudiée.

Figure 8 - Vertical distribution of nitrates ($\mu\text{tgN/litre}$) on cruise SATIR 1 (July 1979)

Western (a) and southern (b) transects across the frontal area.



SUS
LILLE

Fig 8

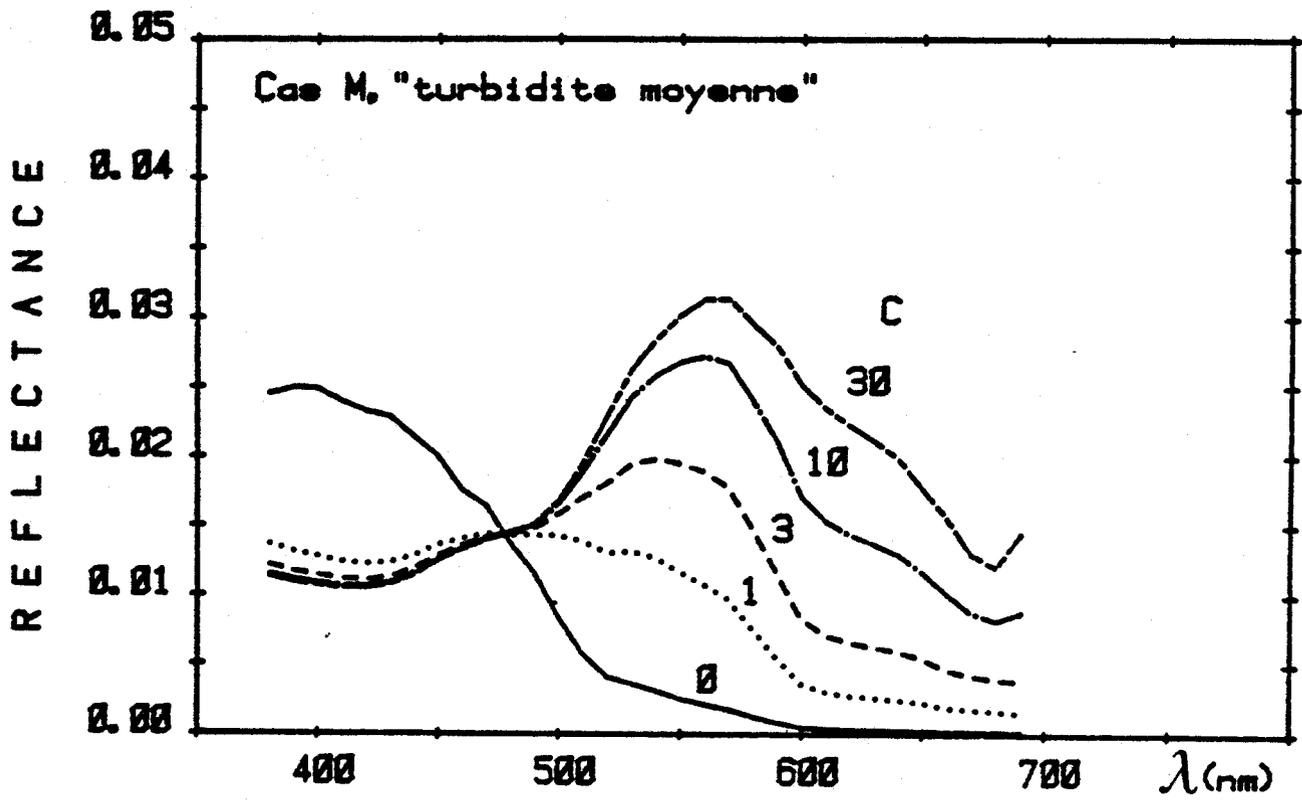
4)

Figure 9 - Signature spectrale de la mer -

Les réflectances sont calculées pour le modèle "turbidité moyenne" pour différentes concentrations en chlorophylle, C (mg/m^3). Un terme d'absorption $a_x(\lambda)$ dépendant du coefficient de diffusion est pris en compte suivant les valeurs données par MOREL et PRIEUR (1977).

Figure 9 - Spectral signature from the sea surface -

Reflectances are calculated for different chlorophyll concentrations C (mg/m^3) in the case of an "medium turbidity" model. An absorption term $a_x(\lambda)$, which depends on the diffusion coefficient, is taken into account according to MOREL and PRIEUR (1977).



67 22



Figure 10 - Réflectance calculée pour l'intervalle 500-600 nm fonction de la concentration en chlorophylle (échelle logarithmique).

Trois cas sont considérés : turbidité (T), moyen (M), et clair (c) suivant la loi de corrélation entre le coefficient de diffusion $b_p(500)$ et la concentration en chlorophylle C :

$$C \quad b_p(500) = 0,02 + 0,1C$$

$$M \quad b_p(500) = 0,02 + 0,5C$$

$$T \quad b_p(500) = 0,02 + C$$

Pour chacun de ces cas, l'influence du terme d'absorption supplémentaire $a_x(\lambda)$ est estimée par deux courbes correspondant à des variations $\pm 30\%$ autour de la valeur $a_x(\lambda)/2$.

D'après le modèle M, les réflectances de 0,04 observées par Landsat correspondraient à des concentrations entre 10 et 30 mg/m^3 .

Figure 10 - Reflectance calculated for the bandwidth 500-600 nm as a function of chlorophyll concentration (logarithmic scale).

Three cases are taken into consideration :

turbid (T), medium (M) and clear (C), according to the correlation between the diffusion coefficient $b_p(500)$ and the chlorophyll concentration.

$$C \quad b_p(500) = 0.02 + 0.1C$$

$$M \quad b_p(500) = 0.02 + 0.5C$$

$$T \quad b_p(500) = 0.02 + C$$

For each of this cases, the influence of the supplementary absorption term $a_x(\lambda)$ is estimated by plotting two curves corresponding to variations of 30% each side of the value $a_x(\lambda)/2$. In the case of the model M reflectance values of 0.04 observed by Landsat would correspond to chlorophyll concentration in the range 10-30 mg/m^3 .

REFLECTANCE 500 - 600 NM

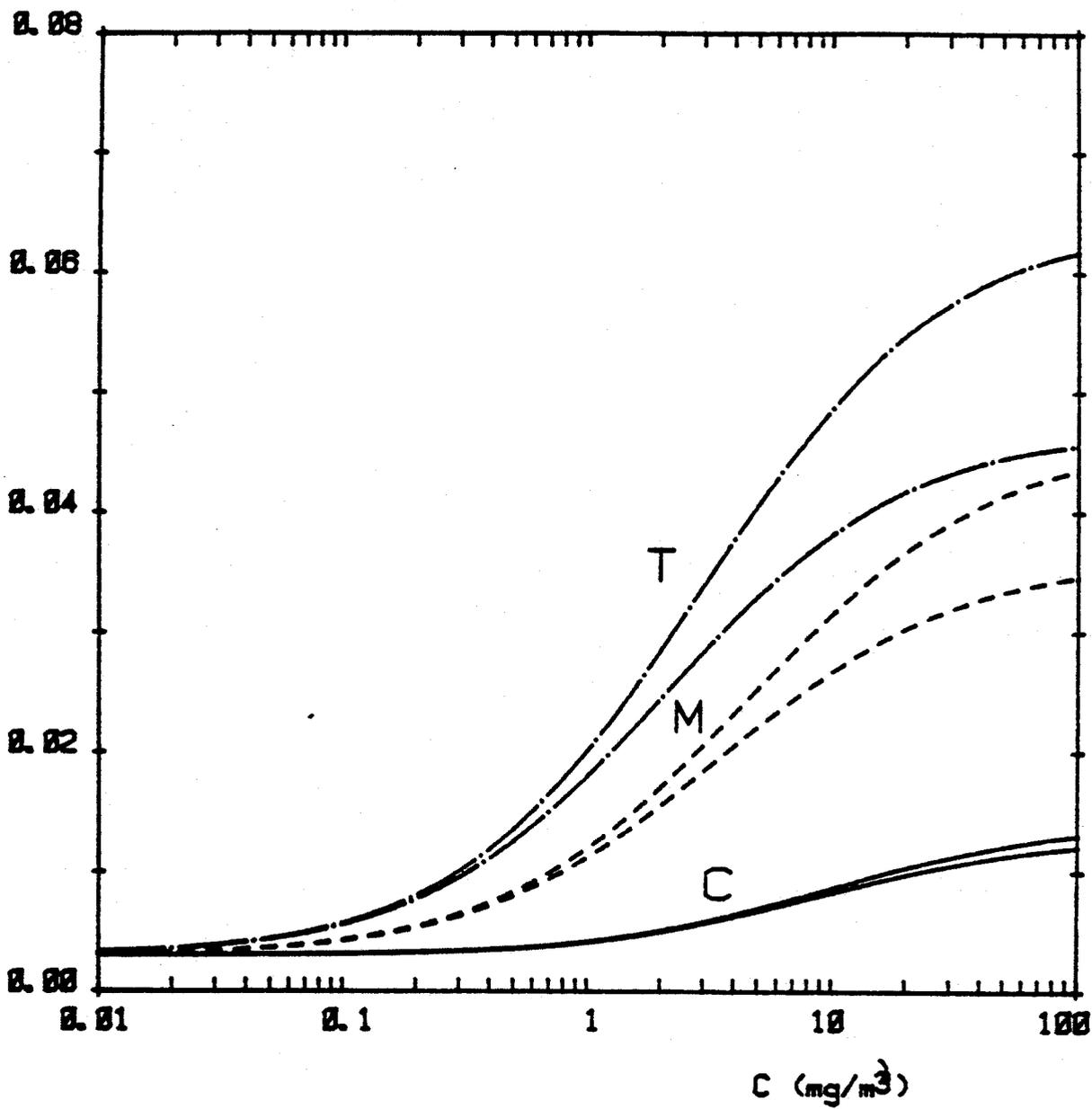


Figure 11 - Variations théoriques des réflectances correspondant à l'intervalle 500-600 nm relativement à l'intervalle 600-700 nm dans le cas du modèle "turbidité moyenne" pour trois modèles d'absorption.

$$(1) \quad a(\lambda) = a_w(\lambda)$$

$$(2) \quad a(\lambda) = a_w(\lambda) + C a_c(\lambda)$$

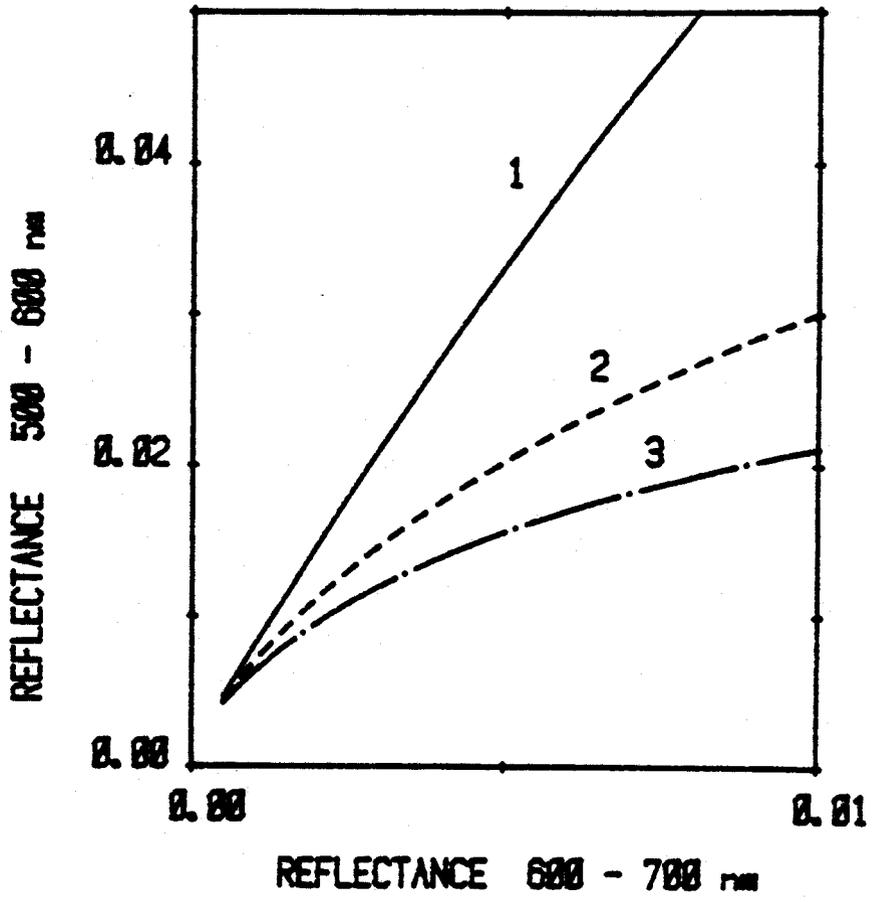
$$(3) \quad a(\lambda) = a_w(\lambda) + C a_c(\lambda) + a_x b_p(500)$$

Figure 11 - Theoretical variations of the reflectances in the bandwidth 500-600 nm plotted against corresponding variations in the bandwidth 600-700 nm in the case of the "medium turbidity" model for three absorption model.

$$(1) \quad a(\lambda) = a_w(\lambda)$$

$$(2) \quad a(\lambda) = a_w(\lambda) + C_{ac}(\lambda)$$

$$(3) \quad a(\lambda) = a_w(\lambda) + C a_c(\lambda) + a_x b_p(500)$$



4000





PUBLICATION 8



WAVELENGTH DEPENDENCE OF THE AEROSOL OPTICAL THICKNESS

M. VIOLLIER, J.Y. BALOIS, P. LECOMTE

Laboratoire d'Optique Atmosphérique (ERA 466)
 Université des Sciences et Techniques de Lille
 59655 - VILLENEUVE D'ASCQ Cédex - France

ABSTRACT

The theoretical and experimental basis of the measurements of the atmospheric turbidity are introduced, and the results of two campaigns (June 77 and March 79) are described.

1. INTRODUCTION

By analogy with the Rayleigh scattering, the wavelength dependence of the aerosol optical thickness τ^A is generally written as

$$\tau^A(\lambda) = \text{constant} \cdot \lambda^{-n} \quad (1)$$

This equation defines the parameters of the atmospheric turbidity :

- i) τ^A at a reference wavelength (520 nm in this paper)
- ii) the wavelength exponent n (or Angström exponent).

The importance of the Angström exponent for the atmospheric correction of satellite data has been recently pointed out by several authors (Gordon, 1978 ; Viollier et al, 1979), and contemporary measurements of n have been requested for the C.Z.C.S. validation experiments. This paper deals with the theoretical establishment of equation 1 and with the experimental determination of n .

2. MIE THEORY2.1 Efficiency factor.

Scattering by aerosol is described by the Mie Theory. The basis concept is the scattering efficiency factor Q for a spherical particle, which is defined as the ratio of the scattering cross section to the geometric cross section. The factor Q depends slightly on the refractive index, but depends strongly on the size parameter

$$\alpha = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2)$$

where r is the particle radius, and λ the wavelength. Figure 1 gives the variations of Q as a function of α . The values of Q converge to the value 2 after various oscillations.

2.2 Monodispersion

The scattering optical thickness for a monodispersion of particles of concentration $N(\text{m}^{-3})$ and of radius $r(\text{m})$ is given by

$$\tau = N \pi r^2 Q\left(\frac{2\pi r}{\lambda}\right) \quad (3)$$

Consequently, the variations of τ as a function of λ presents analogous oscillations as observed for Q .

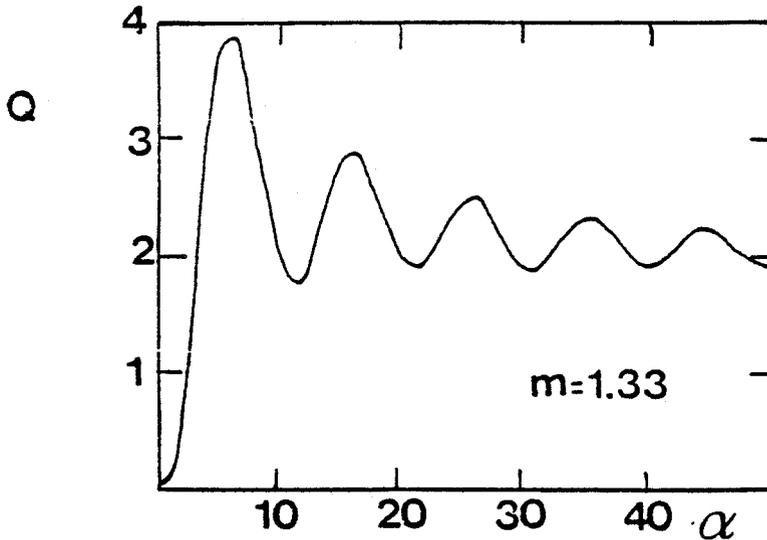


Figure 1. Scattering efficiency factor Q versus the size parameter α .

2.3 Polydispersion

Atmospheric hazes are formed by a polydispersion of particles, defined by the size distribution function

$$n(r) = \frac{dN}{dr} \quad (4)$$

number of particles per unit interval of radius and per unit volum. Exponential or power-law size distribution function are good representations of various hazes. The power-law function, which is often used, is defined by

$$n(r) = \frac{dN}{d \ln(r)} = cr^{\nu} \quad (5)$$

$$\text{or } n(r) = Cr^{-(\nu+1)} \quad (6)$$

typically with $2 < \nu < 3$.

The optical thickness of a polydispersion can be computed from the expression for a monodispersion (equation 3), by integrating over the selected size distribution.

$$\tau^A = \pi \int_{r_1}^{r_2} r^2 Q\left(\frac{2\pi r}{\lambda}\right) n(r) dr \quad (7)$$

Substituting for $n(r)$, its expression 6, and changing the variable from r to α yield

$$\tau^A = C\pi \left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^{\nu-2} \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} \frac{Q}{\alpha^{\nu-1}} d\alpha \quad (8)$$

It is not possible to approximate this expression, except when the interval $[\alpha_1, \alpha_2]$ becomes large. In this case more developed computations demonstrate that the integral in equation 8 becomes independent of α_1 and α_2 . Equation 8 thus becomes

$$\tau^A = \text{constant} \cdot \lambda^{-(\nu-2)} \quad (9)$$

similar to equation 1 with

$$n = \nu - 2 \quad (10)$$

For real cases, the interval (α_1, α_2) is finite, and this results can be slightly modified.

2.4 Discussion

The exponent n of the power law depends primarily on the size distribution and secondly on the index of the particles. Depending upon the equation (6 and 10) the tendency of variation of n as a function of the size distribution is: n decreases as the number of larger particles, relative to the number of smaller particles increases. The power law is validated by most experimental works. However this law is not a direct consequence of the theory. It has to be kept in mind that certain anomalous size distribution function gives other forms of wavelength dependence (Quenzel, 1970) issued from the variations of Q (figure 1).

3. EXPERIMENTAL BACKGROUND

3.1 Measuring method

The conventional method consists in measuring the attenuation of the direct solar flux at several wavelengths of the visible spectrum. The aerosol optical thickness τ_λ^A is computed, using the relation

$$\tau_\lambda^A = \frac{1}{m} \ln\left(\frac{E_\lambda^0}{E_\lambda}\right) - \tau_\lambda^R - \tau_\lambda^{O3} \quad (11)$$

where E_λ and E_λ^0 are the direct solar flux, respectively at sea level and outside of atmosphere, m the air mass, τ_λ^R and τ_λ^{O3} the optical thicknesses for Rayleigh scattering and ozone absorption.

To obtain the value τ_λ^A from equation (11) one measures E and m ; τ^R and E^0 are known with a good precision and τ^{O3} can be calculated from the mean seasonal content of ozone.

In accordance with the equation 1, Angström coefficient n is given by the slope of the log-log plot of τ_λ^A versus λ (see examples in figure 4), or by

$$n = \frac{\ln(\tau_i/\tau_j)}{\ln(\lambda_j/\lambda_i)} \quad (12)$$

Other methods can be considered, such as obtained from the sky radiance. They are not treated in this paper because not yet well established.

3.2 Required accuracy of the calibration.

The determination of τ_λ^A and n are very sensitive to instrumental errors in the measurement of solar radiation.

Simple calculations derived from the equations 11 and 12 show that the uncertainties $\Delta\tau$ in τ and Δn in n are related to the uncertainty ΔE in E by

$$\Delta\tau = \frac{1}{m} \frac{\Delta E}{E} \quad (13)$$

and

$$\Delta n = \frac{\left(\frac{\lambda_i}{\lambda_j}\right)^n + 1}{\ln(\lambda_j/\lambda_i)} \frac{1}{\tau_i} \frac{1}{m} \frac{\Delta E}{E} \quad (14)$$

These expressions allow one to calculate the required relative precision in the calibration ($\Delta E/E$) for the determination of n with an uncertainty of $\Delta n = 0.1$

Numerical applications have been made for $\lambda_i = 450\text{nm}$, $\lambda_j = 650\text{nm}$, $m = 2$ and for two cases of atmospheric turbidity. The results are as following :

turbidity	:	τ_{450}^A	:	required accuracy
low	:	0.2	:	$\Delta E/E = 0,9\%$
high	:	0.7	:	$\Delta E/E = 3\%$

It is well known that it is very difficult to obtain such accuracy. Common radiometers are 10 per-cent calibrated. An accuracy better than 3 per-cent is obtained only with cautious and regular checkings. The details of these operations are given in the next section.

3.3 Calibration method.

The indirect methods of calibration against a calibrated radiance source are not recommendable, since the accuracy of the calibrated source are themselves of a few percent.

Thus, the calibration has to be made against the sun, by using the Langley method. This method, based on equation 11, consists in plotting the logarithm of the sun irradiance versus the air mass. The extrapolation to zero air mass gives the extraterrestrial sun irradiance, which is the better reference source.

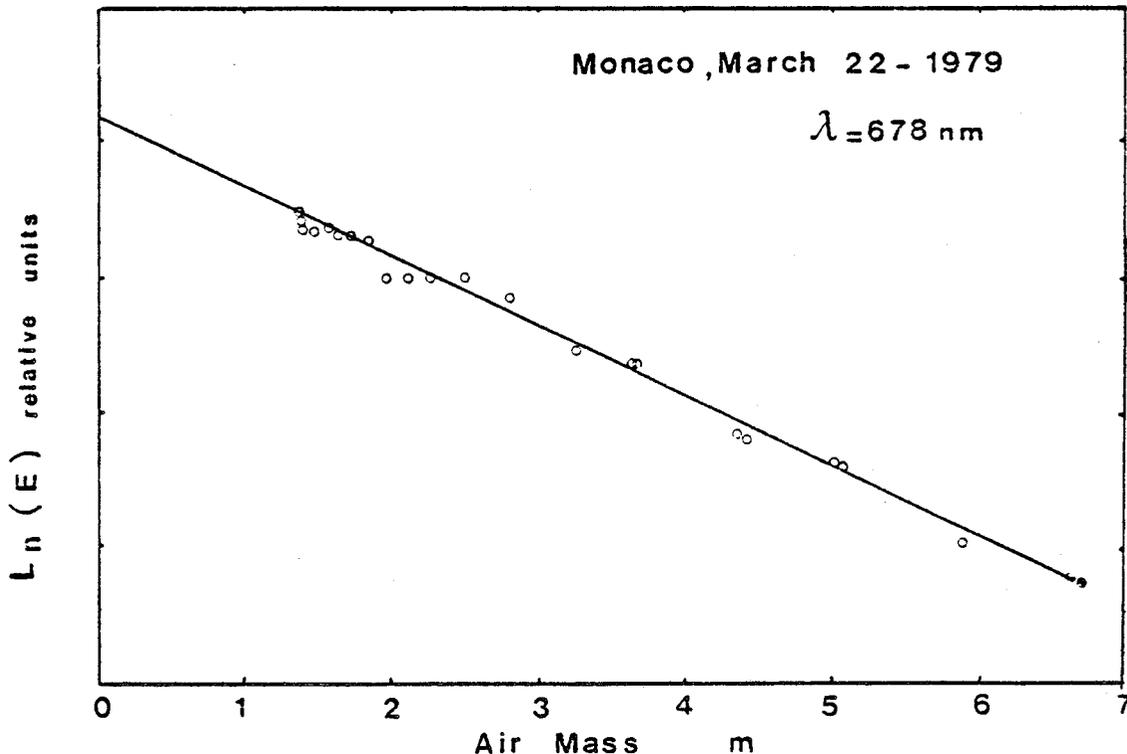


Figure 2 : Example of a Langley diagramm.

An example of this method is given on figure 2. It can be seen that the regression is not excellent, the dispersion of the points is due to the variation of the turbidity during the 5 hour-period of measurements. Consequently the method necessarily requires various operations:

- 1) To measure as frequently as possible the sun irradiance for $2 < m < 6$ and to draw the Langley diagrams (figure 2).
- 2) To select the best regressions : the dispersion of the points informs against the undesirable unstable days.
- 3) The extrapolation to zero air mass of the retained regressions correspond to the extraterrestrial sun irradiance E_0 . The dispersion from a day to an other gives an idea of the reliability of the obtained calibration.

3.4 Turbidity network.

Any radiometers with atmospheric window band can be used, but two devices frequently are used in the turbidity network :

- the sun photometer developed by Volz (1974),
- the Eppley pyrheliumeter in combination with large-band filters (Angström 1964)

For the last instrument, the equation 11 need to be integrated over a large scale of wavelengths.

The most complete analysis of the long-time variations of τ^A and n are found in the papers of Mani and al (1969), Karalis J.D. (1976), and Shirvaikar and al (1976).

But in many other applications, error analysis of the measurements are not discussed, and it is clear that the given values of n are questionable.

4. RESULTS OF OUR COMPAINS.

We give in this paper the results obtained for 2 compains of the Eurasep project :

- 1) Cap Gris Nez (close to Calais), June 1977 for the OCS experiment
- 2) Monaco, March 1979 for one of the C.Z.C.S. post launch experiment.

4.1 Cap Gris Nez. June 1977

The detailed report of this experiment was made by Balois et al (1977).

a) Weather conditions

The sky was generally cloudy for the 15-day standby. Measurements could be made only for 5 days, and even for these 5 days, the sky was very hazy and unstable.

b) Instrumentation

An Exotech radiometer has been used following the method described by Sturm (1975). This instrument was originally designed to provide Landsat investigators with reflectance data and it has 4 channels between 500 and 1100 nm.

c) Calibration of the Exotech radiometer

The comparison of 5 Langley plots emphasizes that the reliability of the calibration was not better than 10%, too large to allow an accurate determination of n . The principal explanations of the weakness of this accuracy probably are

- 1) the frequent settings of the light collector
- 2) the doubling of the measurements (the direct irradiance was obtained by subtracting the diffuse irradiance from the total irradiance)

d) Measurements

The following table gives the optical characteristics of the aerosol for this campaign

Period	$\tau^A(520)$	n
June 23, afternoon	0.70	1.37 ± 0.33
" 24, morning	0.82	1.57 ± 0.28
27, morning	0.21	1.31 ± 1.1
July 2, afternoon	0.05	-
" 3, morning	0.45	0.8 ± 0.3
" 3, afternoon	0.36	0.3 ± 0.6

Except on July 2, the aerosol optical thicknesses were unusually large. The values of n are close to the common value of 1.3 for the three first days, but less than 1 on July 3.

4.2 Monaco - March 1979.

a) Weather conditions.

A large set of atmospheric conditions was observed for the 20-day campaign. Measurements could be achieved for 14 days.

b) Instrumentation

We have built a special radiometer to improve the accuracy of the measurements for this campaign. Principal characteristics are :

- optical device : a telescope, attached to an equatorial mounting aims the sun with a field of view of about 1 degree.
- channel selection : seven interference filters, placed on a rotating wheel, successively cut the collimated beam at the frequency of 4,33 hz ; the half width of the filters are of about 10 nm, and the transmission are centered at 443, 466, 525, 550, 600, 653 and 678 nm (four channels correspond to the C.Z.C.S. channels)
- electronic device : the radiation is received on a silicon "photo-voltaic" detector and the signal is amplified ; a sampling system

retrieves the signal corresponding to the seven channels and the offset. The time is recorded simultaneously with the corresponding data.

c) Calibration of the radiometer

Following the method described in section III.3, the comparison of 5 selected Langley plots yields a reliability of the calibration of 3 per-cent, better than previously observed.

d) Results of measurements.

The measurements of $\tau^A(520)$ and n have been averaged over 2-hours periods, and are presented on figure 3.

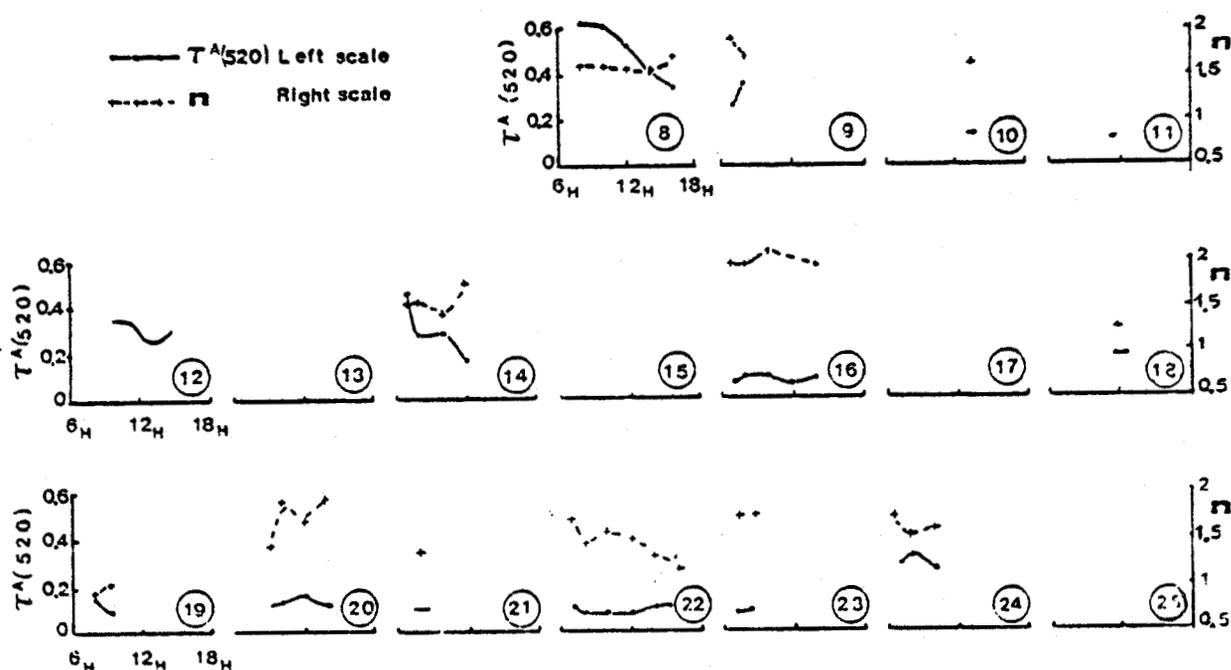


Figure 3 : Daily variations of τ^A (left scale) and n (right scale) for the period 8-25 March 1979 in Monaco.

The clearest days (for which $\tau^A(520)$ were less than 0.1) were March 16, 20 and 22 and followed important rains which had washed out the atmosphere.

For the other days, $\tau^A(520)$ was variable between 0.1 and 0.6.

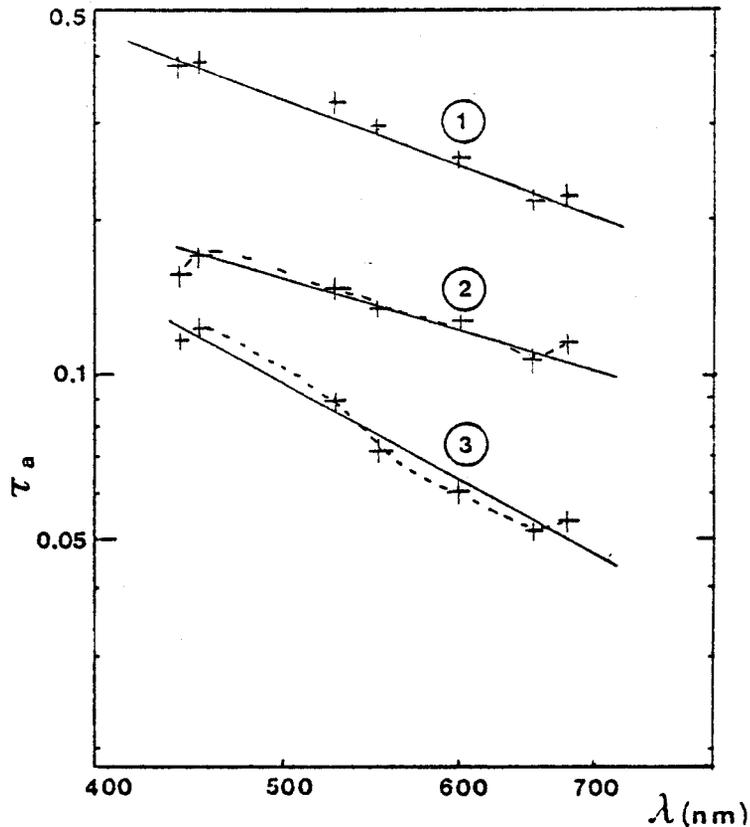


Figure 4 : Aerosol optical thickness versus wavelength.

Both scales are logarithmic

- 1) 24 March, 8H45 ; slope : - 1.4
- 2) 19 March, 8H ; " : - 1
- 3) 16 March, 7H ; " : - 2.1

Values of n were found between 1 and 2 (see figure 3 and 4), with an average value of 1.6, slightly upper than 1.3, classical value suggested by Angström. There is no apparent relationship between τ^A and n : values so different as 1 and 2 were observed for two clear situations (March 16 and 19).

The low value of n , observed on March 19, seems to correspond to winds blowing from the sea, whereas the average direction of wind on the other days was from the continent, indicating that large particles are more numerous in case of maritime air.

5. CONCLUSION

The measurements of the wavelength dependence of aerosol thickness are very sensitive to the sun-radiometer calibration. The measurements made for the OCS-77 experiments have illustrated this problem and a best instrument has been developed and used for the C.Z.C.S. post-launch experiments.

Results of one of these experiments show that the Angström exponent changed between 1 and 2 with an average value of 1.6 in Monaco (Mediterranean shore) for March 1979.

6. ACKNOWLEDGEMENTS.

The atmospheric measurements were achieved in Monaco at the Oceanographic Museum. The authors wish to thank the director and the staff of the Museum for their helpful assistance.

7. REFERENCES.

- Angström A., 1964 : "The parameters of atmospheric turbidity". Tellus 26, 64-75
- Balois J.Y., Deroo C., Viollier M., 1977 "Campagne Eurasep - Mesures des paramètres atmosphériques au Cap Gris Nez". Internal report.
- Gordon H.R. : 1978 "Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the oceans", Appl. Optics, 17, 1631-1636.
- Karalis J.D., 1976 : "The turbidity parameters in Athens", Arch.Met. Geoph.Biophl.Ser.B, 24, 25-34.
- Mani A., Chacho O., Hariharan S., 1969 : "A study of Augström turbidity parameters from solar radiation measurements in India". Tellus 21, 829-843.
- Quenzel H. "Determination of size distribution of atmospheric aerosol particles from spectral solar radiation measurements", J.Geophys.Res. 75, 2915-2921.
- Shirvaihar V.V., Sitaraman V., Sastry P.L.K., 1976 : "A study of the wavelength exponent of aerosol scattering using Volz sunphotometer", Tellus, 28, 4, 373-376.
- Sturm B. : 1975 "Determination of beam transmittance and path radiance in the four bands of the ERTS Satellite". Proc. of D.F.V.L.R. Seminar on Remo.Sens., Potz-Wahn, Germany, April 7-11.
- Viollier M., Tanré D., Deschamps P.Y. : 1979 "An algorithm for remote sensing of water color from space", Boundary Layer Meteorology, in press.
- Volz F.E., 1974 : "Economical Multispectral Sunphotometer for measurements of aerosol extinction from 0.44 μm to 1.6 μm and precipitable water". Applied Optics, 13, 1732-1733.

