

P7

**ETUDE COMPARATIVE DES VALEURS DES COEFFICIENTS D'ATTENUATION
DIFFUSE DES EAUX POLYNESEIENNES DETERMINEES IN SITU ET A PARTIR
DES DONNEES SPOT**

**A COMPARATIVE STUDY OF THE VALUES OF DOWNWELLING DIFFUSE
ATTENUATION COEFFICIENTS IN POLYNESIAN WATERS AS DETERMINED
FROM IN SITU IRRADIANCE MEASUREMENTS AND FROM SPOT DATA**

S. Maritorena

Université Française du Pacifique
Centre Universitaire de Polynésie Française
BP 51 150 - Pirae
Tahiti - POLYNESIE FRANCAISE

RESUME

Dans les zones peu profondes, les données satellitaires dans le visible peuvent être utilisées pour la caractérisation des fonds ou la détermination de la bathymétrie. Pour cela, les méthodes reposant sur l'utilisation d'un modèle de décroissance exponentielle du signal sont fréquemment employées. Ces modèles font intervenir le coefficient d'atténuation diffuse (K), paramètre qui décrit quantitativement la diminution de l'énergie lumineuse dans l'eau. Pour certaines applications, il est souhaitable de connaître ce coefficient ou de pouvoir l'estimer à partir des images.

De telles estimations, obtenues pour des îles hautes ou des atolls à partir des données SPOT, sont comparées aux valeurs obtenues, pour les mêmes bandes spectrales, à partir de mesures d'éclaircissements sous-marins effectuées dans les eaux lagunaires polynésiennes. Les différentes estimations sont comparées et commentées, ainsi que les méthodes pour les obtenir.

19 FEV. 1996

369

ORSTOM Documentation



010003875

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 43070

Oct 1996

ABSTRACT

Multispectral remotely sensed data collected above shallow water zones may be used to identify bottom types or to estimate bathymetry. For these purposes, exponential decay models of the signal are often used. Such models utilize the diffuse attenuation coefficient, K , which describes quantitatively the decrease with depth of the incident solar radiation at the surface. It is thus useful to know this parameter to be able to determine it from the image.

Such estimations obtained from SPOT data over Bora Bora island are compared to those calculated for the same spectral band from in situ irradiance measurements made in French Polynesian waters. The methods used to obtain this parameters are also compared and commented.

INTRODUCTION

Les données satellitaires haute résolution dans le domaine visible, obtenues au-dessus de zones faiblement immergées ($0 < z < 10$ mètres), peuvent être utilisées pour diverses applications parmi lesquelles figurent la caractérisation des fonds et leur cartographie ou l'estimation de la bathymétrie de la région considérée. Ces deux aspects, étude des fonds et bathymétrie, sont étroitement liés puisque le signal mesuré au-dessus de petits fonds dépend à la fois des propriétés de réflexion du fond et de l'influence de la colonne d'eau qui le surmonte. Ces influences sont bien décrites par un modèle de décroissance exponentielle du signal avec la profondeur à laquelle se trouve le fond. On peut trouver différentes formulations de ce modèle dans la littérature (Lyzenga, 1978 ; 1981 ; Paredes et Spero, 1983 ; O'Neill et Miller, 1989), elles sont toutes très proches et sont du type :

$$L_i(z) = L_{i\infty} + [A_i - L_{i\infty}] * e^{-2K_i z}$$

- avec $L_i(z)$: Luminance mesurée au-dessus d'un fond à une profondeur z
 $L_{i\infty}$: Luminance mesurée au-dessus d'un fond à une profondeur infinie
 A_i : Albédo du fond
 z : Profondeur du fond
 K_i : Coefficient d'atténuation diffuse

Ce dernier paramètre, K_i , décrit quantitativement la décroissance de l'énergie solaire incidente en surface avec la profondeur. Outre le fait qu'il renseigne sur les caractéristiques optiques de la masse d'eau, sa connaissance peut intervenir dans certains algorithmes destinés à caractériser les fonds ou à estimer la profondeur à laquelle se trouve ce fond. Bien qu'il existe des méthodes d'étude des petits fonds qui ne nécessitent pas de connaître K , sa

connaissance peut améliorer la précision et simplifier le traitement de l'image (Hallada, 1984).

Certains des termes de ce modèle peuvent être obtenus directement sur les images : $L_1(z)$, valeur mesurée au-dessus d'un fond "détectable" et L_1^∞ qui peut être obtenu en moyennant les luminances au-dessus des régions océaniques profondes pour lesquelles le fond n'intervient plus sur le signal. Pour chaque pixel considéré, les inconnues sont donc : le terme qui représente les propriétés de réflexion du fond (réflectance ou albédo), la profondeur du fond et le coefficient d'atténuation diffuse. On cherchera donc à obtenir une grandeur qui rendra compte, le mieux possible, de A , si on s'intéresse aux caractéristiques des fonds, ou de Z si on veut estimer la bathymétrie. Dans ces deux cas, il faut utiliser une méthode qui soit élimine K , soit permette de le déterminer s'il n'est pas connu pour la scène considérée. Le coefficient d'atténuation diffuse peut être estimé à partir de données satellitaires. Afin de connaître la précision de telles estimations, elles seront comparées à des valeurs des coefficients obtenues à partir de mesures d'éclairements sous-marins faites pour différentes eaux lagunaires et océaniques en Polynésie.

MATERIEL ET METHODE

Détermination des coefficients d'atténuation diffuse à partir de mesures d'éclairements in situ

Les mesures d'éclairements ont été faites en 1989 et 1990 pour des eaux lagunaires des îles de Moorea (Archipel de la Société) et de Takapoto (Archipel des Tuamotu), ainsi que pour des eaux de la frange océanique à Moorea (fig. 1). Elles ont été réalisées à l'aide d'un spectroradiomètre immergeable LICOR UW1800. Les spectres d'éclairements ont été pris entre 350 et 700nm avec un pas de mesure de 5nm. Après avoir fait une mesure d'éclairement descendant (c'est-à-dire récepteur dirigé vers le zénith) au-dessus de la surface, l'appareil est descendu à la plus grande profondeur de mesure (entre 15 et 40 mètres selon les stations) puis placé à différentes immersions en remontant vers la surface. A l'issue du dernier enregistrement sous-marin, un nouveau spectre au-dessus de la surface est réalisé afin d'estimer les éventuelles variations de l'éclairement solaire incident entre le début et la fin des mesures. La profondeur de mesure est connue grâce à une sonde Salinité-Température-Pression (Suber) couplée au spectroradiomètre.

Pratiquement, du fait des effets de surface (effets lenticulaires dus aux vagues essentiellement), il est extrêmement difficile d'obtenir des spectres de bonne qualité pour les immersions comprises entre la surface et 5 à 15 mètres selon la clarté de l'eau et ceci même dans le cas d'une mer très calme. Les valeurs des éclairements juste sous la surface (0-) ne sont donc pas directement accessibles. Pour les obtenir, les valeurs des éclairements juste au-dessus de

la surface (0+) ont été multipliées par 0,96 ce qui correspond à une réflexion spéculaire de 4%, raisonnable étant données les hauteurs de soleil considérées durant les mesures (Cox et Munk, 1956 ; Morel et Prieur, 1975).

En toute rigueur, l'estimation des coefficients d'atténuation diffuse ne peut être précise que si le rayonnement solaire incident en surface est la seule source de lumière dans le milieu. Or, sur les spectres d'éclairements, un pic de fluorescence in vivo dû à la présence de phytoplancton peut être détecté et ceci même pour des eaux contenant des quantités modérées de phytoplancton. Cette fluorescence naturelle, qui peut même apparaître sur les spectres d'éclairements descendants, a déjà été largement observée et commentée (Gordon, 1979 ; Smith et Baker, 1981 ; Topliss, 1985 ; Siegel et Dickey, 1987). Elle crée une source de lumière orange-rouge dans la colonne d'eau. Ceci entraîne une décroissance moindre de l'éclairement et donc un K_d plus faible aux longueurs d'onde concernées par cette émission (aux alentours de 675nm). Afin d'éviter cet inconvénient, le calcul de K_d est fait entre le spectre pris juste sous la surface (0-) et le premier spectre en profondeur pour lequel les effets de surface ne se font plus sentir. A ces profondeurs, comprises entre 7 et 16 mètres pour les stations retenues ici, l'apport lumineux dû à la fluorescence in vivo est négligeable devant la lumière solaire incidente.

Afin d'obtenir la plus grande précision possible pour les calculs des coefficients d'atténuation diffuse, nous n'avons retenu ici que les stations pour lesquelles les conditions optimales de mesure étaient remplies, c'est-à-dire : soleil proche du zénith, ciel clair, vent nul ou faible, mer ou lagon calme. Vingt-une stations ont ainsi pu être retenues.

La diminution de l'énergie lumineuse avec la profondeur suit à peu près une loi de décroissance exponentielle :

$$E(\lambda, z) = E_0(\lambda, z_0) * e^{-K_d(\lambda)z}$$

- $E(\lambda, z)$: Eclairement à la longueur d'onde λ et à la profondeur z
- $E_0(\lambda, z_0)$: Eclairement à la longueur d'onde λ et à profondeur nulle (=juste sous la surface)
- z : Profondeur
- $K_d(\lambda)$: Coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclairement descendant à la longueur d'onde λ

Pour une tranche d'eau optiquement homogène et à une longueur d'onde donnée, le coefficient d'atténuation diffuse est défini comme le taux auquel le logarithme népérien de l'éclairement descendant est atténué avec la profondeur (Jerlov, 1976 ; Preisendorfer, 1976), soit :

$$K_d(\lambda, z) = - \frac{d(\ln(E_d(\lambda, z)))}{dz}$$

Ainsi, à partir de profils verticaux d'éclairements descendants, on peut calculer K_d pour une tranche d'eau, à chaque longueur d'onde, par :

$$K_d(\lambda)(z_1, z_2) = \frac{1}{(z_2 - z_1)} * \ln \frac{E_d(\lambda, z_1)}{E_d(\lambda, z_2)}$$

avec $z_1 < z_2$.

A partir des spectres d'éclairements, il est également possible de calculer les valeurs des coefficients d'atténuation relatifs aux canaux d'un satellite possédant des bandes spectrales dans l'intervalle de longueur d'onde 350-700nm. Les valeurs des éclairements dans ces canaux sont obtenues en intégrant les valeurs spectrales entre les bornes de la bande considérée. Ainsi, pour les canaux XS1 et XS2 de SPOT, les éclairements aux différentes profondeurs sont obtenus par :

$$E(XS1, z) = \int_{500}^{590} E(\lambda, z) d\lambda \qquad E(XS2, z) = \int_{610}^{680} E(\lambda, z) d\lambda$$

De la même manière que précédemment, on peut alors calculer les coefficients d'atténuation relatifs à ces canaux.

Détermination des coefficients d'atténuation diffuse à partir des images SPOT

Si on considère le modèle de comportement des luminances en présence d'un fond décrit plus haut, la luminance mesurée est approximativement une fonction linéaire de l'albédo du fond et une fonction exponentielle de la profondeur. Si on linéarise le modèle par la transformation suivante :

$$X'i = \ln (L_i - L_{i\infty}) ,$$

dans un système d'axes $(X'i, X'j)$, les points correspondant à un même type d'albédo pour des profondeurs variables, seront orientés le long d'une droite dont la pente sera égale à K_i/K_j .

Après cette linéarisation, il existe différentes transformations qui permettent d'obtenir une grandeur relative aux propriétés de réflexion du fond ou bien liée à la profondeur. Quelle que soit cette transformation, il est nécessaire, pour pouvoir l'effectuer, de déterminer les valeurs des coefficients d'atténuation dans chacun des canaux ou au moins de connaître le rapport de ces coefficients.

Méthode statistique

Une première méthode pour obtenir ces valeurs a été proposée par Lyzenga (1981). Pour l'appliquer, il faut déterminer sur l'image des zones dont les fonds sont uniformes et pour lesquels la bathymétrie est variable. En effectuant une régression linéaire sur les données transformées de ces zones, on peut déterminer la pente de la droite qui tend vers K_i/K_j si les données d'entraînement (les valeurs des pixels de la zone) sont bien uniformes. Le rapport K_i/K_j est ainsi obtenu par :

$$K_i/K_j = a + \sqrt{a^2 + 1}$$

avec
$$a = \frac{\text{var}(i) - \text{var}(j)}{2 \text{covar}(i,j)}$$

Nous avons appliqué cette méthode à partir des données du satellite SPOT 1 obtenues en mode multispectral sur l'île de Bora Bora le 10/03/89 (HRV1 N° 497-383 de la grille de référence). Plusieurs raisons ont motivé le choix de cette île : elle présente un lagon assez grand pour une île haute polynésienne, ses fonds peuvent à priori présenter des régions uniformes sur des surfaces assez importantes avec des profondeurs variables. L'hypothèse est faite que les caractéristiques optiques des eaux de Bora Bora sont identiques à celles des eaux lagunaires de Moorea et de Takapoto.

Quatorze zones, réparties tout autour de l'île (fig. 2) et remplissant à priori les conditions nécessaires au calcul, ont été définies à partir de l'étude de photographies aériennes réalisées en 1987 par le service de l'aménagement du territoire de Polynésie française, de descriptions géomorphologiques récentes trouvées dans la littérature ou de notre connaissance propre du terrain. Les variations de bathymétrie ont été appréciées grâce à la carte marine du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM).

Ces zones sont localisées sur l'ensemble de la zone lagunaire peu profonde ($Z < 6$ mètres) de l'île. Aucune d'entre elles ne se trouve sur le platier sud, celui-ci présentant peu de variations de profondeur. Il est, en outre, constitué d'un platier sédimentaire associé à des colonies parfois importantes de coraux branchus, ces deux composantes étant représentées dans des proportions variables.

Les zones tests sont assez vastes et contiennent entre 600 et 2 000 pixels suivant les cas. Certaines zones se chevauchent du fait qu'elles ont été définies indépendamment les unes des autres et par des méthodes différentes. La plupart de ces zones sont essentiellement sableuses, seule la zone 11 est caractérisée par des fonds à forte densité corallienne. Cette dernière est en outre morcelée, une partie se trouvant à l'ouest et l'autre au sud (11' et 11'').

Méthode des couples de points

Une autre méthode pour obtenir les valeurs de K consiste à prendre, sur l'image, des couples de points pour lesquels le fond est homogène mais la profondeur du fond différente. Ainsi, si on dispose de points où la bathymétrie est connue, on peut déterminer les coefficients dans chacun des canaux utilisés, par :

$$K_i = \frac{\ln(L_i(z_1) - L_i^\infty) - \ln(L_i(z_2) - L_i^\infty)}{2(z_2 - z_1)}$$

$$K_j = \frac{\ln(L_j(z_1) - L_j^\infty) - \ln(L_j(z_2) - L_j^\infty)}{2(z_2 - z_1)}$$

Cette estimation par canal nécessite de pouvoir localiser précisément sur l'image les points de bathymétrie connue et donc de mettre en conformité géométrique l'image et la carte hydrographique dont on dispose. Par ailleurs, il convient également de corriger les hauteurs d'eau en fonction de la marée. La détermination du rapport des coefficients est, en revanche, indépendante de la connaissance exacte de la profondeur puisque le rapport des expressions précédentes élimine le terme z.

$$\frac{K_i}{K_j} = \frac{\ln(L_i(z_1) - L_i^\infty) - \ln(L_i(z_2) - L_i^\infty)}{\ln(L_j(z_1) - L_j^\infty) - \ln(L_j(z_2) - L_j^\infty)}$$

RESULTATS

Etude des valeurs spectrales des coefficients d'atténuation diffuse.

Les spectres des coefficients des 21 stations retenues sont présentés fig. 3. Les valeurs $K_d(\lambda)$ sont, dans l'ensemble, faibles ce qui traduit une bonne clarté générale des eaux. Les spectres sont pour la plupart compris entre les classes II et III de la classification proposée par Jerlov (1951, 1964, 1976), classes qui correspondent à des eaux de type océanique. On notera que tous les spectres présentés ont été obtenus dans des conditions correspondant à celles décrites par Jerlov. Six spectres appartiennent aux classes I à II et cinq d'entre eux sont issus de mesures faites dans la frange océanique. Pour un de ces spectres, les valeurs obtenues sont très proches de celles des eaux océaniques les plus claires connues (Morel et Prieur, 1977 ; Smith et Baker, 1981). A l'inverse, les valeurs les plus élevées proviennent de mesures faites dans des eaux lagunaires peu de temps (24 à 48 heures) après d'importantes précipitations. Les valeurs minimales des $K_d(\lambda)$ sont, le plus souvent, comprises entre 465 et 500nm ce qui traduit des eaux qui ne sont ni très pures ni

au contraire très chargées en pigments chlorophylliens, auquel cas les minima auraient été déplacés au-delà de 500nm

La région 400-500nm (bleu-vert) présente les plus faibles valeurs. C'est dans cette région du spectre que l'on trouve les radiations qui pénètrent le plus profondément dans l'eau. Dans la région 550-700nm (orange-rouge) les valeurs des K_d () sont beaucoup plus importantes en raison de l'absorption croissante due à l'eau. La région 400-500nm est celle qui présente la plus grande disparité entre les stations. Dans cette partie du spectre, l'absorption de la lumière est essentiellement due à deux agents : les pigments chlorophylliens et les "substances jaunes". Les pigments chlorophylliens, présents dans les cellules phytoplanctoniques absorbent surtout entre 420 et 500nm (et vers 665nm). L'état physiologique du phytoplancton et la composition des assemblages phytoplanctoniques sont également des facteurs qui interviennent dans l'absorption dans le bleu-vert (Kiefer et al., 1979 ; Morel et Bricaud, 1981 ; Kiefer et SooHoo, 1982 ; Bricaud et al., 1983 ; Mitchell et al., 1984). Par ailleurs, les propriétés optiques peuvent également être influencées par la présence de matériel détritique d'origine végétale regroupé sous l'appellation générale de "substances jaunes" (Kalle 1938). Il a été montré (Jerlov, 1976 ; Bricaud et al., 1981, Baker et Smith, 1982 ; Kiefer et SooHoo, 1982 ; Kishino et al., 1984, Carder et al., 1989) que, même pour des eaux océaniques, cet effet pouvait parfois être important entre 400 et 450nm.

Il est probable que ces phénomènes s'observent dans le cas des stations montrant les plus fortes valeurs. En effet, ces stations sont situées dans la baie d'Opunohu. Or, l'enrichissement en sels nutritifs consécutif à des précipitations assez importantes, est sans doute à même de favoriser des développements phytoplanctoniques assez importants (Guillocheau, 1991). Dans le même temps, les eaux sont également fortement enrichies en "substances jaunes". Dans ce cas de figure, l'absorption par ces agents entraîne une augmentation des valeurs des coefficients dans cette région spectrale et donc une certaine pente des spectres entre 350 et 450nm, les eaux plus pures ayant des spectres plus plats à ces longueurs d'onde. D'une manière générale, la présence de matière en suspension dans l'eau entraîne une augmentation des $K_d(1)$ sur l'ensemble du spectre. Ce phénomène est observé pour les stations où l'influence terrigène est importante (récifs frangeants et baies).

Au-delà de 570nm, on assiste à une augmentation importante et croissante des valeurs de $K_d(1)$. Cet accroissement est dû essentiellement à la forte absorption par l'eau aux longueurs d'onde correspondant au rouge et à l'infra rouge.

Coefficients relatifs aux canaux XS1 et XS2 de SPOT

A partir des valeurs spectrales des éclaircissements, les valeurs des coefficients d'atténuation correspondant aux deux premiers canaux de SPOT ont été calculés comme décrit

précédemment. Pour XS1, les coefficients varient de 0,08 à 0,12 m⁻¹. Pour le second canal, les K(XS2) sont compris entre 0,37 et 0,45 m⁻¹. Le rapport des coefficients des deux canaux, K(XS1)/K(XS2) varie entre 0,22 et 0,28. Si l'on considère l'ensemble des spectres (franges océaniques et lagons), les valeurs moyennes sont respectivement 0,107 , 0,419 et 0,25. Si on ne prend en compte que les valeurs obtenues pour les eaux lagunaires, on obtient des valeurs moyennes de 0,11 , 0,43 et 0,27 (fig. 4 et Tableau 1).

Ces résultats, obtenus à partir de mesures in situ, peuvent être considérés comme ayant valeur de référence, tous les paramètres nécessaires au calcul étant parfaitement maîtrisés ou connus (profondeur d'immersion de l'appareil, vent, courant,...).

Méthode statistique

Pour 12 des cas étudiés, l'uniformité des zones peut être appréciée, dans un premier temps, par la linéarité du nuage de points qui la représente dans un système d'axes défini par X'1 et X'2 (fig. 5). Deux zones ont été éliminées à cause de la trop grande dispersion du nuage de points (zones 11 et 8). On remarque immédiatement que l'homogénéité apparente ayant conduit à la définition de certains sites est contredite par l'aspect "dispersé" du nuage de points (zones 12, 18, ...). A l'inverse, une bonne répartition s'observe dans d'autres cas. Les régressions pratiquées sur les zones tests fournissent les rapports K(XS1)/K(XS2) (fig. 5). D'une manière générale, les valeurs du rapport sont relativement élevées en comparaison de celles déterminées à partir des éclaircissements. Si on peut envisager qu'il existe quelques différences d'une zone à l'autre du lagon de l'île en raison de sa configuration, celles observées sont sans commune mesure avec celles auxquelles on est en droit de s'attendre. Les différences importantes observées entre les zones peuvent provenir de la taille relativement grande des zones tests qui peuvent donc être facilement contaminées par des pixels provenant d'un type de fond différent. Pour certaines zones, l'hétérogénéité est évidente au vu du nuage de points. La qualité des zones tests est donc prépondérante pour pouvoir appliquer cette méthode. Il est, bien sûr, toujours possible d'affiner les zones tests pour atteindre une meilleure uniformité, mais cela n'a pas été entrepris dans le cadre de cette étude.

Méthode des couples de points

Cette méthode permet, dans une certaine mesure, de s'affranchir des risques de "contamination" inhérents à la méthode précédente. La principale difficulté réside dans le choix des pixels intervenant dans le calcul. En l'absence de corrections géométriques de l'image pour la mettre en conformité avec la carte hydrographique, les coefficients par canal ne peuvent être obtenus de façon suffisamment fine pour pouvoir être envisagée (une telle estimation nécessiterait, en outre, une correction des hauteurs d'eau prenant en compte la

marée au moment de la prise de vue). Par contre, le rapport des coefficients se calcule directement, sans qu'il soit nécessaire de remplir les précautions décrites plus haut. Les valeurs obtenues pour une quarantaine de couples de points sont présentées sur la fig. 6. Ces données montrent une bonne uniformité. La valeur moyenne pour l'ensemble des couples de points est de 0,29, valeur proche de celle déterminée à partir des éclaircissements. Les valeurs extrêmes du rapport $K(XS1)/K(XS2)$ correspondent à des couples de points pour lesquels la différence de profondeur est faible ou pour lesquels le fond est vraisemblablement de nature un peu différente. Les valeurs, légèrement supérieures à celles déterminées in situ, obtenues par cette méthode peuvent être dues au fait que la couche d'eau concernée lors du calcul par l'image est moins importante que lors des calculs à partir des éclaircissements. Lyzenga (1981), pour les eaux très claires des Bahamas, obtenait par l'image des valeurs également supérieures à celles issues de mesures in situ.

CONCLUSION

La détermination des coefficients d'atténuation diffuse relatifs à des bandes spectrales de satellites travaillant dans le domaine visible peut être faite de différentes façons, soit à partir de mesures in situ soit à partir des images. L'obtention de K à partir de profils verticaux d'éclaircissements peut être considérée comme la méthode qui fournit la valeur de référence si tous les paramètres nécessaires au calcul sont bien maîtrisés. La variabilité observée sur les spectres ainsi obtenus concerne surtout dans la région bleue du spectre et est essentiellement due à la présence d'organismes phytoplanctoniques dans l'eau. Pour les zones frangeantes et les baies, à la présence de substances détritiques d'origine végétale peut également intervenir. La présence de ces deux agents absorbants est étroitement liée aux conditions de précipitations rencontrées et sont donc des phénomènes limités dans le temps. Les eaux étudiées montrent le plus souvent des caractéristiques d'eaux claires de type océanique.

Des deux méthodes utilisées ici pour obtenir le rapport des coefficients à partir des images, la méthode des couples de points apparaît préférable, les valeurs obtenues étant cohérentes avec celles déterminées in situ bien que légèrement plus élevées. Cette surestimation peut être imputée soit à la présence à Bora Bora d'une eau aux caractéristiques différentes de celles de Moorea, ou bien au fait que lors du calcul par l'image, la couche d'eau considérée est plus faible que lors des mesures in situ ce qui peut entraîner des valeurs plus élevées des coefficients. La méthode statistique de Lyzenga montre ici des résultats irréguliers du fait de sa sensibilité aux variations des types de substrats contenus dans les zones tests. La qualité de ces dernières, c'est-à-dire l'homogénéité des fonds qui les composent, est le facteur prépondérant. Pour les sites homogènes, l'estimation de $K(XS1)/K(XS2)$ est satisfaisante. Cette méthode reste cependant

assez délicate car soumise à la nécessité d'avoir des zones tests très pures et donc des substrats très homogènes spectralement sur des surfaces assez importantes. Ce cas de figure est rarement rencontré en Polynésie où les unités géomorphologiques sont faiblement étendues et constituées d'éléments de petites tailles. La méthode des couples de points permet de pallier cet inconvénient et le cas échéant d'obtenir les valeurs des coefficients par canal, ce qui peut s'avérer fort utile pour l'élimination de l'influence de la colonne d'eau sur les images de zones côtières peu profondes.

REMERCIEMENTS

Les mesures de spectroradiométrie sur l'île de Moorea ont pu être menées à bien grâce aux moyens logistiques de l'Antenne du Museum National d'Histoire Naturelle et de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes en Polynésie française. L'ensemble des travaux sur les images a été réalisé avec les moyens et les logiciels de la Station Polynésienne de Télédétection. Que les responsables de ces deux organismes soient ici remerciés pour les facilités qu'ils m'ont accordées.

BIBLIOGRAPHIE

BAKER, K.S., R.C. SMITH, 1982. Bio-optical classification and model of natural waters, 2. *Limnol. Oceanogr.*, 27 : 500-509.

BRICAUD, A., A. MOREL, L. PRIEUR, 1981. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substances) in the UV and visible domains. *Limnol. Oceanogr.*, 26 : 43-53.

BRICAUD, A., A. MOREL, L. PRIEUR, 1983. Optical efficiency factors of some phytoplanktors. *Limnol. Oceanogr.*, 28 : 816-832.

CARDER, K.L., R.G. STEWARD, G.R. HARVEY, P.B. ORTNER, 1989. Marine humic and fulvic acids : their effects on remote sensing of ocean chlorophyll. *Limnol. Oceanogr.*, 34(1) : 68-81.

COX, C., W. MUNK, 1956. Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr., Univ. Calif.*, 6 : 401-488.

GORDON, H.R., 1979. Diffuse reflection of the ocean : the theory of its augmentation by chlorophyll a fluorescence at 685nm. *Applied Optics*, 18(8) : 1161-1166.

GUILLOCHEAU, N., 1991. A preliminary assessment of autotrophic picoplankton distribution in Moorea lagoon

(Society Archipelago, French Polynesia). Soumis à Mar. Ecol. Prog. Ser.

HALLADA, W.A., 1984. Mapping bathymetry with Landsat 4 Thematic mapper, preliminary findings. *Proceedings of the 9th Canadian Symposium on remote sensing*.

JERLOV, N.G., 1951. Optical studies of ocean waters. *Rep. Swedish Deep-Sea Exped.*, 3 : 1-59.

JERLOV, N.G., 1964. Optical classification of ocean water. In : *Physical Aspects of Light in the Sea*. Univ. Hawai Press, Honolulu, Hawai : 45-49.

JERLOV, N.G., 1976. *Marine optics*. Elsevier Scientific Publishing company, Amsterdam, The Netherlands, 231 p.

KALLE, K., 1938. Zum problem der Meereswasserfarbe. *Ann. Hydrol. Mar. Mitt.*, 66 : 1-13.

KIEFER, D.A., R.J. OLSON, W.H. WILSON, 1979. Reflectance spectroscopy of marine phytoplankton. Part I : Optical properties as related to age and growth rate. *Limnol. Oceanogr.*, 24 : 664-672.

KIEFER, D.A., J.B. SOOHOO, 1982. Spectral absorption by marine particles of coastal waters of Baja California. *Limnol. Oceanogr.*, 27 : 492-499.

KISHINO, M., C.R. BOOTH, N. OKAMI, 1984. Underwater radiant energy absorbed by phytoplankton, detritus, dissolved organic matter and pure water. *Limnol. Oceanogr.*, 29 : 340-349.

LYZENGA, D.R., 1978. Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features. *Applied Optics*, 17(3) : 379-383.

LYZENGA, D.R. 1981. Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow waters using aircraft and Landsat data. *Int. J. Remote Sensing*, 2 : 71-82.

MITCHELL B.G., R. ITURRIAGA, D.A. KIEFER, 1984. Variability of particulate spectral absorption coefficients in the Eastern Pacific Ocean. *Proceedings of the Society for Photo-optical Instrumentation Engineering*, 489, *Ocean Optics VII* : 113-118.

MOREL A., L. PRIEUR, 1975. Analyse spectrale des coefficients d'atténuation diffuse, de réflexion diffuse, d'absorption et de rétrodiffusion pour diverses régions marines. Centre Rech. Océanogr. Villefranche-sur-Mer Rapp. 17 ; 157 p.

MOREL A., L. PRIEUR, 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.*, 22 (4) : 709-722.

MOREL A., A. BRICAUD, (1981). Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium and application to specific absorption of phytoplankton. *Deep-Sea Res.*, 28 : 1375-1393.

O'NEILL N.T., J.R. MILLER, 1989. On calibration of passive optical bathymetry through depth soundings. Analysis and treatment of errors resulting from the spatial variation of environmental parameters. *Int. J. Remote Sensing*. 10 (9) : 1481-1501.

PAREDES J.M., R.E. SPERO, 1983. Water depth mapping from passive remote sensing data under a generalized ratio assumption. *Applied Optics*, 22 (8) : 1134-1135.

PREISENDORFER R.W., 1976. Hydrologic optics. Vol. I (Introduction), NOAA , 218 p.

SIEGEL D.A., T.D. DICKEY, 1987. Observation of the vertical structure of the diffuse attenuation coefficient spectrum. *Deep-Sea Res.*, 34 (4) : 547-563.

SMITH R.C., K.S. BAKER, 1981. Optical properties of the clearest natural waters (200-800nm). *Applied Optics*, 20 (2) : 177-184.

SPITZER D., R.W.J. DIRKS, 1987. Bottom influence on the reflectance of the sea. *Int. J. Remote Sensing*, 8 (3) : 279-290.

TOPLISS B.J. 1985. Optical measurements in the Sargasso Sea : solar stimulated chlorophyll fluorescence. *Oceanologica Acta*, 8 (3) : 263-270.

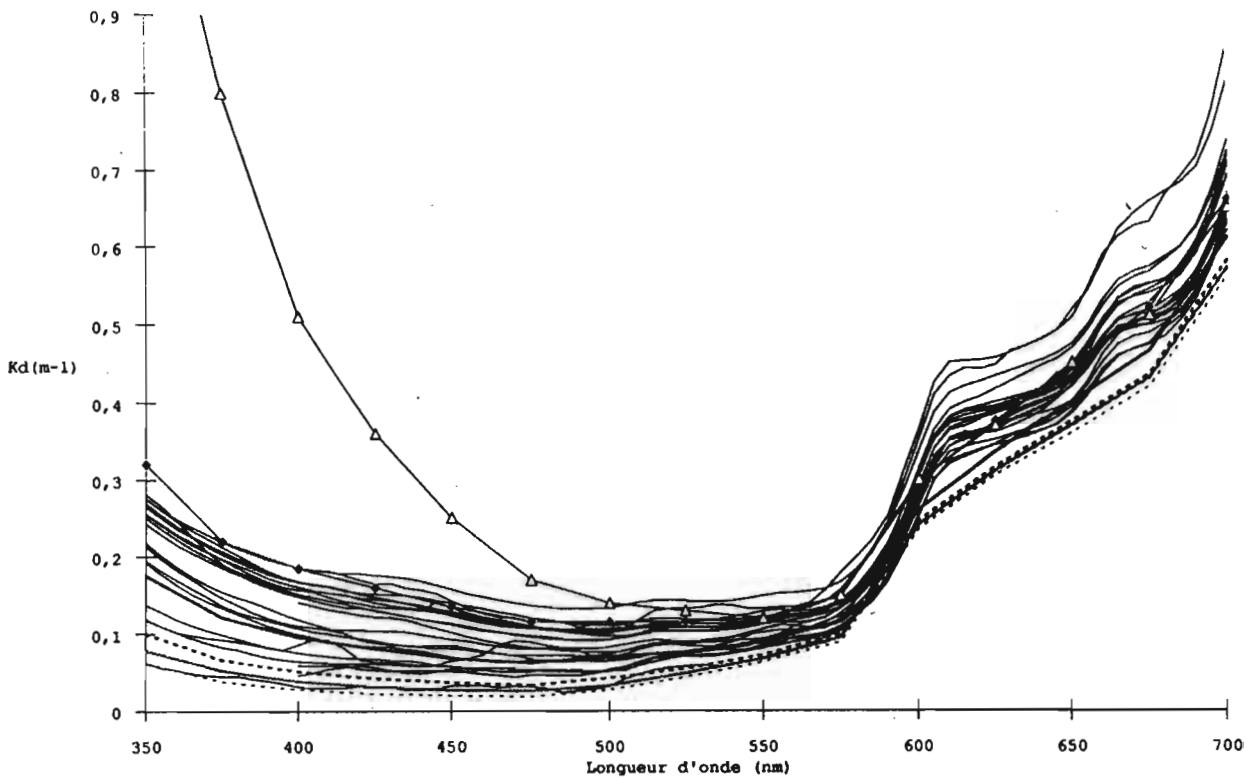


Figure 3 : Spectres des coefficients d'atténuation diffuse des 21 stations retenues. Les spectres relatifs aux classes optiques de Jerlov sont également figurés (pointillés fin : classe I, trait grisé : classe IA, pointillés épais : classe IB, trait épais : classe II, carrés noirs : classe III, triangles blancs : classe 1)..

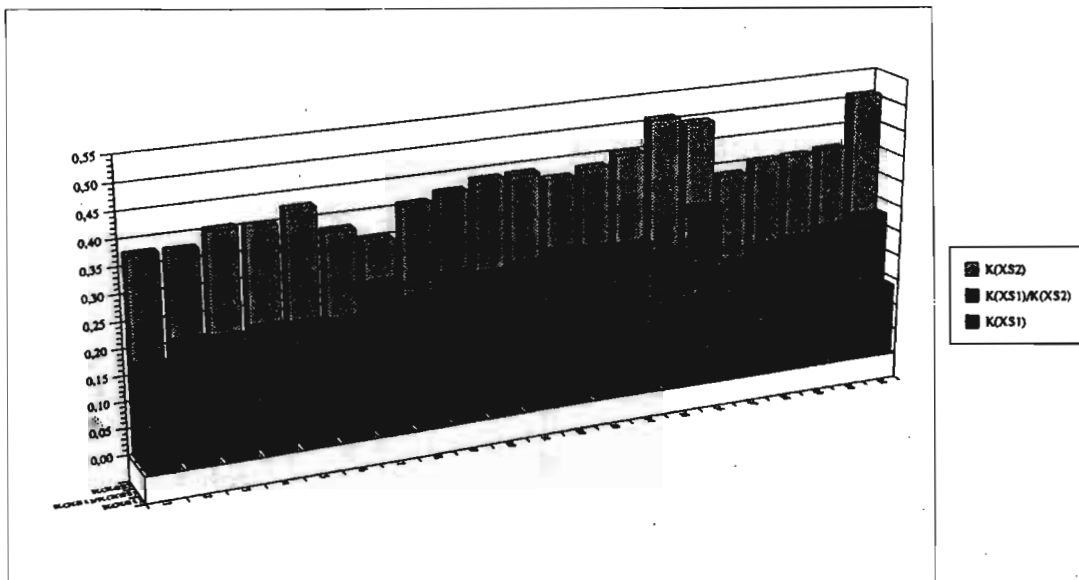


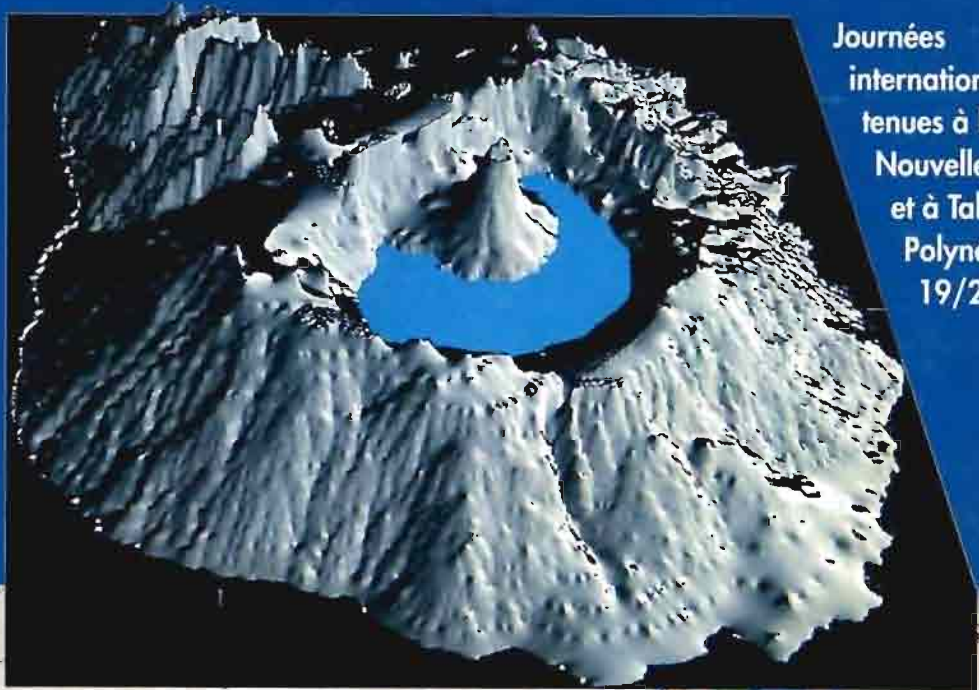
Figure 4 : Valeurs calculées des coefficients d'atténuation diffuse relatifs à XS1 et XS2 et rapport de ces coefficients obtenus à partir des données spectroradiométriques.

"PIX'ILES 90"

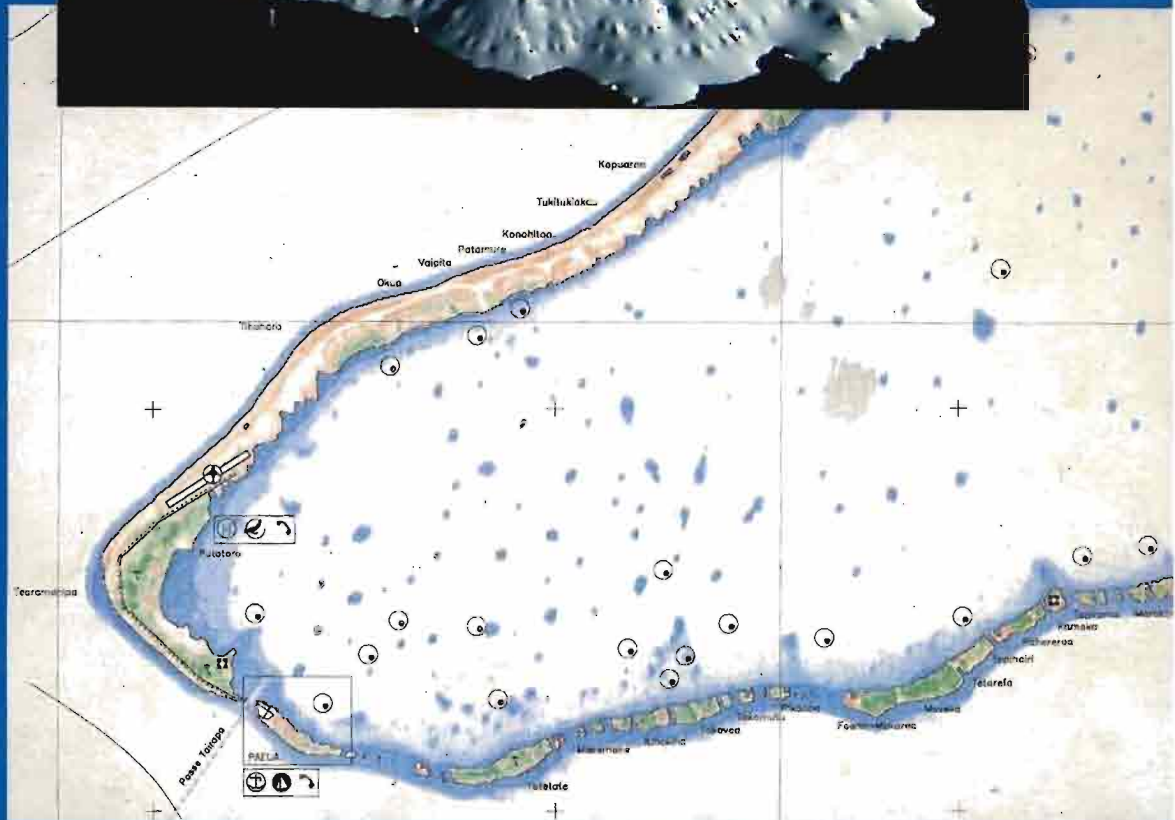
TELEDETECTION ET MILIEUX INSULAIRES DU PACIFIQUE : APPROCHES INTEGRES

REMOTE SENSING AND INSULAR ENVIRONMENTS IN THE PACIFIC :
INTEGRATED APPROACHES

International
workshop
held at Noumea
New Caledonia
and Tahiti
French Polynesia
Nov. 19/24 1990



Journées
internationales
tenues à Nouméa
Nouvelle-Calédonie
et à Tahiti
Polynésie Française
19/24 nov. 1990



ORSTOM



TERRITOIRE DE
POLYNÉSIE FRANÇAISE

"PIX'ILES 90"

**Journées internationales tenues à Nouméa - Nouvelle-Calédonie
et à Tahiti - Polynésie Française
19 / 24 novembre 1990**

**International workshop held at Noumea - New Caledonia
and Tahiti French - Polynesia
November 19 / 24 1990**



© ORSTOM, Nouméa, 1992

Imprimé par le Centre ORSTOM
de Nouméa
Septembre 1992

